

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

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXX Всероссийской молодежной конференции
Иркутск, 16–21 мая 2023 г.

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН Е.В. Складов

ИРКУТСК
2023

УДК 551.243

ББК Д211.1 я431+Д38 я438+Д9(2Р2)21 я431

С86

Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 16–21 мая 2023 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. – 371 с.

В сборнике представлены материалы XXX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (16–21 мая 2023 г., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск) и освещены вопросы общей геологии и тектоники, петрологии магматических и метаморфических комплексов, геохимии и рудообразования, эволюции осадочных бассейнов, современной геодинамики, неотектоники и геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии, геофизических исследований и геоинформатики, добычи углеводородов и других полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся исследованиями в различных областях наук о Земле.

Председатель Оргкомитета чл.-корр. РАН Е.В. Складов

Зам. председателя Оргкомитета – к.г.-м.н. А.А. Каримова

Члены программного Оргкомитета – к.г.-м.н. В.А. Ванин, к.г.-м.н. А.М. Дымшиц

Ученый секретарь Оргкомитета – У.С. Ефремова

Проведение конференции и издание материалов осуществляются при организационной и финансовой поддержке Совета молодых ученых ИЗК СО РАН и Министерства науки и высшего образования (по постановлению р220), грант № 075-15-2019-1883.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 1 от 04.05.2023)

ISBN 978–5–6046471–4–1

© Коллектив авторов, 2023

© ИЗК СО РАН, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Агашева Е.В ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЭТАПОВ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (ДАННЫЕ ПО ТРУБКЕ ИМ. В. ГРИБА)	13
Аносова М.Б., Латышев А.В. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	17
Арапов В.В., Еманов А.А., Еманов А.Ф. РАСЧЕТ ДОБРОТНОСТИ СРЕДЫ ДЛЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ.....	20
Асафов Е.В., Кошлякова А.Н., Соболев А.В., Тобелко Д.П., Батанова В.Г., Чугунов А.В., Пухтель И.С. ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОМАТИИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛИЯ).....	24
Беляев В.А., Каримов А.А., Скузоватов С.Ю., Шарыгин И.С. ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТВЕРДОФАЗНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА.....	27
Большакова Н.Ю., Семенова Н.М. ОПЫТ УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА	30
Борисенко А.А., Гаинцев И.А., Тевелев А.В. СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	34
Бочалгин А.В., Лунина О.В. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДЕЛЬТЫ РЕКИ ГОЛОУСТНОЙ ПО ДАННЫМ БЕСПИЛОТНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ.....	37
Буддо И.В., Саньков В.А., Добрынина А.А., Рыбченко А.А., Кадетова А.В., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А., Шеин А.Н., Краев Г.Н., Черных А.А., Смирнов А.С. ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕСТОВОМ ПОЛИГОНЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА П-ОВЕ ЯМАЛ.....	40
Ванин В.А., Мазукабзов А.М. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГУРБЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, БИРЮСИНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ РАЙОН).....	43
Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В., Шестаков П.А. ИСТОЧНИКИ СНОСА МАТЕРИАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	46
Волосов А.С., Хромых С.В. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ...	50

Воробей С.С., Гаранин В.К. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУР РАСПАДА И КЕЛИФИТОВЫХ КАЙМ НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР, УДАЧНАЯ И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ).....	51
Воробей С.С., Конышев А.А., Сидкина Е.С. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ИЗ ОТВАЛОВ «ЛЮПИККО-1» «БЕКК» И «ГЕРБЕРЦ-1» (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)	56
Вяткина Д.В., Кашубина Т.В., Ефимова Н.Н. СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО ДАННЫМ ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ-ВОСТОЧНЫЙ).....	59
Гаврилова А.А. РАЗВИТИЕ ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ	62
Глухова С.А., Пинигин О.В., Харитонов Н.А. РОЛЬ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПИТАНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ.....	65
Гольшева Ю.С., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А. ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ-ВОСТОЧНЫЙ И ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ)	66
Гуськов А.Н. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН НА ПРИМЕРЕ ТЫТЫЛЬВЕЕМСКОЙ И ЕРОПОЛЬСКОЙ СВИТ (ЧУКОТСКИЙ АО)	70
Декабрёв И.К., Черемных А.В. ИЕРАРХИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	71
Денисенко И.А., Лунина О.В., Гладков А.А. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ГОЛОУСТНОЙ.....	75
Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б. СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)	81
Дуданова В.И., Веселовский Р.В. ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МОСКОВСКО-МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВЬЯ (РАЗРЕЗ ЭТАЛОН)	84
Душкин Е.П., Акулова В.В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ГРУНТОВ КАРЬЕРА «АЙХАЛ».....	87
Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. SM-ND МЕТОД КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА	

АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	90
Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	94
Жиличева А.Н., Мальцев А.С. СРАВНЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МЕТОДОВ TXRF И LA-ICP-MS ПРИ МНОГОЭЛЕМЕНТНОМ АНАЛИЗЕ АПАТИТА	94
Зубрицкий А.С., Алфимова Н.А. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА РЕПОЯРВИ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ	98
Казенова Ф.С., Врублевский В.В., Тишин П.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ДОЛЕРИТОВ КОПЬЕВСКОГО КОМПЛЕКСА (МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ, СИБИРЬ)	102
Какоурова А.А., Брыжак Е.В. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАССТОЯНИЙ В ЦЕПОЧКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	105
Карагёзова Н.Р. ФРАКТАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНОЙ СЕТИ АЗЕРБАЙДЖАНА	108
Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Скузоватов С.Ю. ТРАНСФОРМАЦИЯ СОСТАВА ПЕРИДОТИТОВ МАНТИЙНОГО КЛИНА ПРИ НАДСУБДУКЦИОННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ, НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСА АЛАГ-ХАДНЫ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)	110
Климова Е.В., Крылов Д.П. Матреничев В.А., Матреничев Н.В. ГЕОЛОГО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИПЕРГЕННЫХ ПОКРОВОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	113
Комзелева В.П., Медведь И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М., Филиппова А.И. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ	117
Красильников П.А., Муравьев Ф.А., Гареев Б.И., Баталин Г.А. МЕЗОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОПОЧВЫ УРОЧИЩА МАДЫГЕН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН)	119
Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЛУНЫ: СОГЛАСОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ	122
Крутикова А.К., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А. ЦИРКОНОМЕТРИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАУВАККОВЫХ	

ПЕСЧАНИКОВ ЗАСУРЬИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ.....	125
Кузнецов Н.А., Корольков А.Т. ОПТИМИЗАЦИЯ КОНСТРУКЦИИ СКВАЖИН В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ НА НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТААС-ЮРЯХ	128
Кулакова Е.П., Курбанов Р.Н. МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ ТАДЖИКИСТАНА: СТАРЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НОВЫЕ ДАННЫЕ	130
Кунгулова Э.Н., Тишин П.А., Томиленко А.А., Лычагин Д.В. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ, СОСТАВ ФЛЮИДА И ВОЗРАСТ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	134
Лебедева Н.М., Носова А.А., Возняк А.А. ГРАНИТНЫЕ ЖИЛЫ В ОСНОВНЫХ И СРЕДНИХ ПОРОДАХ ВАЛААМСКОГО СИЛЛА, ЛАДОЖСКИЙ ГРАБЕН, КАРЕЛИЯ.....	137
Лебеденко А.В., Клепиков И.В., Васильев Е.А. ОЦЕНКА СОВЕРШЕНСТВА СТРУКТУРЫ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ	140
Ломова А.А., Мезина К.А., Мельгунов М.С., Макарова И.В. ИЗОТОПЫ УРАНА (^{238}U И ^{234}U) В СНЕГОВЫХ ВОДАХ ЮГА И СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	144
Маслов Е.А., Штельмах С.И., Рященко Т.Г. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНЕ АЛБАЗИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕР ХАБАРОВСКОГО КРАЯ	147
Медведь И.В. ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В КОРЕ И МАНТИИ ЕВРАЗИИ ЧЕРЕЗ ПРИЗМУ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ.....	151
Мезин А.А., Шумскайте М.Й. ЗАВИСИМОСТЬ РЕЛАКСАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБРАЗЦОВ КЕРНА ОТ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА И ВЯЗКОСТИ НАСЫЩАЮЩЕГО ФЛЮИДА.....	154
Мезина К.А., Мельгунов М.С. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ^{210}Pb , ^7Be И ^{137}Cs В СИСТЕМЕ «ЛИШАЙНИК – ЛЕСНАЯ ПОДСТИЛКА» НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	158
Мезина К.А., Мельгунов М.С. ^7Be , ^{210}Pb И ^{137}Cs В СНЕГОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	162
Миннебаев К.Р., Куликова А.В., Котлер П.Д., Силантьев В.В., Баталин Г.А., Гареев Б.И. ДАННЫЕ ПО U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ	166

Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Шелохов И.А., Смирнов А.С., Нежданов А.А. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЯНАО.....	170
Михеев Е.И., Рахимов И.Р., Вишневский А.В. МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНАКАЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	174
Мороз Е.А., Кохан А.В., Еременко Е.А., Денисова А.П., Сухих Е.А. КАРТИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ АНОМАЛИЙ В РЕЛЬЕФЕ И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ НА ШЕЛЬФЕ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ И ИХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	178
Музафаров Р.Н., Баталин Г.А., Гареев Б.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРО- ВОСТОК РОССИИ).....	181
Нарыжнова А.В., Крук Н.Н., Хромых С.В., Куликова А.В., Мороз Е.Н. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ СОКТУЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	184
Непеина К.С., Баталева Е.А. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД В ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА СОН-КУЛЬ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ).....	188
Нечаев И.О. РАЗРЕЗ ИГЕТЕЙ: СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ВЕРХНИЙ КАЙНОЗОЙ, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ).....	192
Новиков В.С., Дарьин А.В., Калугин И.А., Бабич В.В., Рогозин Д.Ю., Дарьин Ф.А., Ракшун Я.В., Сороколетов Д.С. МЕТОДИКА ПОИСКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРА ОЗ. ИТКУЛЬ.....	195
Новикова А.С. ПЕРИ-ГОНДВАНСКИЙ ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ В ЮРСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА	197
Новикова А.С., Страшко А.В. ПЕСЧАНИКИ БАЗАЛЬНОГО УРОВНЯ СИНАЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО КРЫМА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА	200
Обрезкова М.С., Василенко Л.Н. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИАТОМЕЙ И ИНФУЗОРИЙ-ТИНТИННИД В КЕРНЕ LV83-32-1 ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ	203

Охремчук Е.Е. ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОНГУРЕНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ).....	206
Пазухина А.А., Малышев С.В., Худолей А.К., Нилов С.П., Брянский Н.В., Каримов А.А., Ефремова У.С. ТЕРМОКИНЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УЧАСТКОВ КЫЛЛАХСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА.....	209
Паламарчук В.А., Шейн А.Н., Королева Е.С., Башкова А.А., Гончаров А.А. РАСШИРЕНИЕ СЕТИ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА ГРУНТОВ ПОД ОБЪЕКТАМИ КАПИТАЛЬНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА ТЕРРИТОРИИ Г. САЛЕХАРДА В 2022 Г.....	212
Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Калашникова Г.О., Гойчук О.Ф., Базай А.В., Кривовичев С.В. ТРАНСФОРМАЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ И ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ НА ИХ ОСНОВЕ	216
Пасенко А.М. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД КОТУЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КОТУЙ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО МАССИВА)	220
Пенкина В.А., Котлер П.Д. РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КАЗАХСТАНСКОГО СОСТАВНОГО КОНТИНЕНТА В СРЕДНЕМ – ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ	223
Перовский И.А., Шушков Д.А., Игнатъев Г.В. ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОСАЖДЕНИЯ ГИДРАТИРОВАННОГО ОСАДКА НА СИНТЕЗ СИТИНАКИТА.....	227
Пилицына Т.А., Ерофеева К.Г. ГРАНУЛИТ-АМФИБОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И АРХЕЙСКОГО МЕГАБЛОКА В ВОЛГО-УРАЛИИ: СРАВНЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАМОРФИЗМА	231
Полтавцева Е.В., Бусс Ю.Ю., Артамонова И.Е. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ДАННЫХ КАМЧАТСКОЙ СЕТИ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ НА АКТИВНОЙ ФАЗЕ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНОГО ЖУПАНОВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (30.01.2016; MW=7.2; RE=104 КМ, H=177 КМ).....	235
Прушковская И.А., Цой И.Б. ДИАТОМЕИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ЗАЛИВА АКАДЕМИИ ОХОТСКОГО МОРЯ.....	239
Ракша Н.А., Пеллинен В.А., Светлаков А.А. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АККУМУЛЯТИВНОГО БЕРЕГА БАРГУЗИНСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА БАЙКАЛ.....	242
Редькин А.С. УЧЕТ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНДИКАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ АДАПТАЦИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОДНОГО ИЗ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА.....	244

Репина А.В., Ломова А.А., Кропачева М.Ю., Мельгунов М.С., Макарова И.В. ПЕРВИЧНАЯ ОЦЕНКА ЕЖЕГОДНОГО ВЫНОСА ПАВОДКОВЫМИ ВОДАМИ ИЗОТОПОВ ¹³⁷ CS И ⁹⁰ SR ИЗ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ БАЛЧУГОВСКОЙ ПРОТОКИ Р. ЕНИСЕЯ	246
Реутов Д.А., Корольков А.Т. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ДАНИЛОВСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ НОВЫХ СКВАЖИН № 89, 93	250
Русак А.А., Щекина Т.И., Бычков А.Ю. ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ НАКОПЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ПРИМЕРЕ РУДНОГО УЗЛА ЗАШИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	252
Савченко В.А. УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛОЩАДИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА МАГНИТНОЙ И РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО В БОДАЙБИНСКОМ РАЙОНЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ	255
Саетгалеева Я.Я., Котлер П.Д., Куликова А.В. ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ СИБИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО ДАНЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА	257
Светлаков А.А. АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. СЕНЦА)	260
Семенова Л.П., Малышев С.В., Алфимова Н.А., Марфин А.Е., Матрёничев А.В. НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ДАНЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ РЕПОЯРВИ И КОВДОР	262
Смирнов М.В., Рыжов Ю.В. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ БРЯНКА (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ).....	265
Соболев И.Д., Викентьев И.В., Червяковский В.С. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА.....	268
Соколова Л.А., Якубович О.В. ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ РАДИОГЕННОГО ГЕЛИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКЕ МАГНЕТИТА	270
Старостина С.И., Юркевич Н.В., Еделев А.В., Саева О.П., Осипова П.С., Старостин С.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ СКЛАДИРОВАННЫХ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД	274
Тарасов А.А., Головин А.В., Шарыгин И.С., Агашева Е.А. СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПО ДАНЫМ	

ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБОК ИМ. В. ГРИБА И БУЛТФОНТЕЙН.....	278
Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Горбач Н.В., Щербаков В.Д., Рогозин А.Н. ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИСХОДНЫХ МАГМ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ.....	282
Торговкин Н.В., Спектор В.В., Лыхота Н.И. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ $\Delta^{18}\text{O}/\Delta\text{D}$ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ.....	285
Уколов А.И., Захаров А.С., Минаев К.М., Пестерев А.В. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА СНИЖЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА ПРИ ПЕРВИЧНОМ ВСКРЫТИИ БУРОВЫМ РАСТВОРОМ.....	288
Фомочкина А.С., Филиппова А.И. ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ОЧАГА УЛАХАН- ЧИСТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 20 ЯНВАРЯ 2013 Г. ПО ЗАПИСЯМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН	291
Ходоров И.С., Хагай Д.Э., Собослаи М.Г. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА Xm_2 МЕСТОРОЖДЕНИЯ N (ЯНАО).....	293
Хомчановский А.Л., Рыбченко А.А. ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ПРОФИЛЯ БЕРЕГА В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОДЪЕМА УРОВНЯ ВОДОЕМА (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. БАЙКАЛ, УЧАСТОК ГРЕМЯЧИЙ).....	297
Царева М.Д., Хромых С.В., Котлер П.Д. ПЕТРОГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	300
Черкашина Д.А., Тарасова Ю.И., Будяк А.А., Анохина А.Ю. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОЛОДНИНСКОЕ	303
Чернова И.Г., Панова Е.Г. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД АРМЕНИИ	306
Черных А.А., Буддо И.В., Шелохов И.А., Шарлов М.В. К ВОПРОСУ О ВЫБОРЕ ЯЗЫКА ПРОГРАММИРОВАНИЯ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ 1D ЗАДАЧИ МТЗ	310
Шапаренко Е.О., Гибшер Н.А., Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Сильянов С.А. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОДАТНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ).....	313

Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д. ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПИЯ ГАББРО-МОНЦОГАББРОВОГО МАССИВА ЯМАТ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ.....	317
Шашкеева Л.П., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А. СОЗДАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО ПРОЕКТА ДЛЯ РАЙОНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ КАК ОСНОВЫ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	321
Шелковникова Ю.С. АЛГОРИТМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ГИС	324
Шелохов И.А., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В. МИНИМИЗАЦИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПУТЕМ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ЗСБ НА ОДНОМ ИЗ УЧАСТКОВ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	325
Шендрик Р.Ю., Чуканов Н.В., Вигасина М.Ф., Панкрушина Е.А., Канева Е.В., Радомская Т.А., Пеков И.В. СПЕКТРОСКОПИЯ ВНЕКАРКАСНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ФЕЛЬДШПАТОИДАХ С МИКРОПОРИСТЫМИ СТРУКТУРАМИ.....	329
Шерматова С.С., Хотченков Е.В., Титов Г.И. ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ И ГАЗОВОЙ ТОМОГРАФИИ В СОСТАВЕ ЕДИНОГО ПОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ СТРУКТУРНЫХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	332
Шишканова К.О., Округин В.М. ОСОБЕННОСТИ БЛЕКЛЫХ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУТНОВСКОЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)	335
Шубин А.П., Светлаков А.А. ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ОПОЛЗНЕВЫХ СКЛОНОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВА ОЛЬХОН.....	339
Шутов В.А. ОСОБЕННОСТИ НЕФРИТООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТАКТЕ СЕРПЕНТИНИТОВ С ДАЙКАМИ МЕТАДОЛЕРИТОВ (УЛАН-ХОДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФРИТА)	342
Щипанова Е.А., Шитов М.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ «МАЛЬТИНСКОЙ ТЕРРАСЫ» Р. БЕЛОЙ	345
Юрьев А.А., Мазаева О.А., Тарасова Ю.С., Бабичева В.А. МОНИТОРИНГ ДИНАМИКИ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ БПЛА: РАЗРАБОТКА МЕТОДИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ	349
Юрьев А.А., Рыбченко А.А. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ	353

Яварова Т.М., Крупнова Н.А., Сакулина Т.С. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ПО ДАННЫМ МНГОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	355
Янников А.М. ПЛАНОВАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И БЛОКОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБВОДНЕННОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЗОН ДИНАМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА	359
Янникова С.А. ВАРИАЦИИ КОЭФФИЦИЕНТА ВОДОПРОВОДИМОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ШАХТНОГО ПОЛЯ ТРУБКИ МИР	363
Ярощук Е.И., Чаркин А.Н., Горячев В.А. ВЛИЯНИЕ РЕЖИМА ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ НА УДЕЛЬНУЮ АКТИВНОСТЬ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА	367
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	369

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЭТАПОВ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (ДАННЫЕ ПО ТРУБКЕ ИМ. В. ГРИБА)

Агашева Е.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
helenashchukina@gmail.com, shchukinalena@igm.nsc.ru

Породы континентальной коры (КК) на северных территориях Восточно-Европейской платформы, в частности в пределах Архангельской алмазоносной провинции (ААП), перекрыты толщами осадочных пород вендского, каменноугольного и пермского возраста мощностью от 500 м до 1–3 км, поэтому данные о составе и возрасте КК в этом регионе могут быть получены только на основании изучения коровых ксенолитов, извлеченных из магматических объектов ААП [1, 2], или по породам КК из керна глубоких скважин [3]. К настоящему времени данные по возрастным оценкам пород КК ААП очень ограничены и основаны на результатах изучения ксенолитов ниже- и среднекоровых пород из кимберлитовой трубки им. В. Гриба [1–4], пород поверхности фундамента, вскрытых сериями скважин в центральной и южной части ААП [3], а также результатах U-Pb датирования ~ 40 зерен ксенокристов цирконов из трубки им. В. Гриба [5]. В работе [3] сделан вывод о возрастной гетерогенности пород КК в пределах ААП: исключительно палеопротерозойский возраст КК в центральной части ААП, где расположены все высокоалмазоносные кимберлитовые трубки, и архейский (2.8–2.7 млрд лет) – в южной и северной части ААП. В работах [1, 2] зафиксировано как минимум два главных этапа образования нижней коры в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, архейский (~2.7 млрд лет) и палеопротерозойский (1.9–1.7 млрд лет), и установлен факт значительной проработки более древних коровых пород в период 1.9–1.7 млрд лет, что могло быть связано с этапом палеопротерозойской субдукции [2], коррелирующей по времени с этапом коллизии Кольского и Карельского кратонов. Результаты U-Pb датирования ксенокристов цирконов из трубки им. В. Гриба интерпретированы по-разному: 1) преобладающий возраст цирконов 2.0–1.8 млрд лет подтверждает палеопротерозойский возраст КК [3] и 2) возраст цирконов 2.8–2.4 млрд лет свидетельствует об архейском возрасте КК, а возраст 2.1–1.0 млрд лет оценивается по детритовым цирконам из терригенной фракции пород осадочного чехла [5].

В настоящей работе представлены результаты интерпретации данных по U-Pb и Lu-Hf изотопному составу ксенокристов цирконов (145 зерен) из кимберлита трубки им. В. Гриба для получения представительной информации об этапах эволюции КК ААП. Цирконы были отобраны из концентрата минералов тяжелой фракции, полученного из раздробленного материала кимберлита диатремовой части трубки; любая примесь материала осадочных пород в используемых образцах кимберлита полностью исключена. Также в работе представлены данные по U-Pb изотопному составу ксенокристов цирконов из пород кратерных частей трубки им. В. Гриба (53 зерна) и магматического объекта KL-01 (141 зерно), представленных песчаниками от рыхлых до хорошо сцементированных образцов с варьирующейся примесью магматического материала от <1 до 30–40 об. %; эти данные необходимы для оценки возраста детритовых цирконов, которые должны представлять

преобладающую популяцию цирконов в породах кратерных частей трубок ААП и отражать возраст источников сноса материала при формировании вендских песчаников, вмещающих пород для магматических объектов ААП.

Ксенокристы цирконов (размер 100–250 мкм) из кимберлита трубки им. В. Гриба могут быть разделены на три основные группы на основании особенностей их внутреннего строения по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям: 1) зерна с темным ксенокристовым ядром и обрамляющей светлой каймой (47 %); 2) зерна только с осцилляторной или секториальной зональностью (32 %); 3) зерна, имеющие однородное строение (21 %). Среди зерен 1-й группы 32 % имеют зональность по возрасту ядро – кайма, 31 % зерен – незональные. Возраст ядер зональных зерен варьируется от 3122 до 1757 млн лет с четкими пиками 2.8–2.5 млрд лет (64 % зерен) и 2.4–2.2 млрд лет (28 %); возраст ядер только двух зерен (8 %) оценен в 1.9–1.7 млрд лет. Возраст кайм зерен 1-й группы варьируется от 2921 до 1655 млн лет с четкими пиками ~ 2.5 млрд лет и 2.1–1.9 млрд лет. Учитывая возраст ядер всех зерен 1-й группы, т.е. зональные, незональные и те, в которых анализ проводился только в ядре, четкий пик наблюдается в интервале 2.7–2.4 млрд лет и менее выраженный – в интервале 1.9–1.7 млрд лет. Возраст зерен 2-й группы варьируется от 2826 до 1196 млн лет с четкими пиками в интервалах 2.8–2.7 млрд лет, 2.6–2.3 млрд лет и 2.0–1.7 млрд лет. Возраст зерен 3-й группы варьируется в пределах 2363–1542 млн лет, для одного зерна возраст оценен в 1115 млн лет; четкий пик наблюдается в интервале 2.2–1.7 млрд лет (77 % зерен этой группы). Диапазон значений $\epsilon\text{Hf}(t)$, рассчитанных с соответствующими U-Pb возрастными, колеблется от +4.5 до –36.0. Подавляющее большинство цирконов имеют отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$, что предполагает переуравновешивание U-Pb возрастов более древних цирконов поздними тектонотермальными событиями. Рассчитанные HfT_{DM} модельные возрасты соответствуют следующим интервалам: 3.8–3.6 млрд лет, 3.4–3.0 млрд лет, 3.0–2.8 млрд лет, 2.7–2.3 млрд лет и 1.7–1.5 млрд лет. Полученные данные позволяют реконструировать этапы образования и эволюции КК в центральной части ААП, в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Первый фрагмент КК сформировался в эоархейское время ~ 3.8–3.6 млрд лет назад, о чем свидетельствуют HfT_{DM} модельные возрасты двух зерен цирконов. Основной этап роста КК приходится в период 3.4–3.1 млрд лет назад. Однако все породы этой ранней КК были переработаны в период 2.8–2.7 млрд лет назад, предположительно в результате коллизии архейских блоков и последующей субдукции. В этот же период (2.8–2.7 млрд лет) в этом районе может быть зафиксирована некоторая магматическая активность с добавлением ювенильной коры, о чем свидетельствуют положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ трех зерен цирконов. Следующий тектонотермальный этап проявился в период 2.0–1.8 млрд лет назад, его результатом стала существенная переработка как древних архейских, так и новообразованных палеопротерозойских пород КК. Этот этап соответствует амальгамации Кольского и Карельского кратонов. После этого КК в районе трубки им. В. Гриба не испытывала значительной тектонотермальной активности. Некоторая магматическая активизация произошла в мезопротерозойское время (1.4–1.1 млрд лет): породы этого возраста не испытали метаморфизма, так как U-Pb возрасты цирконов конкордантны и сохраняют положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$.

Цирконы из пород кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба отличаются от таковых из кимберлита трубки как меньшим размером зерен (50–100 мкм, единичные 200 мкм), так и внутренним строением: практически все зерна

характеризуются осцилляторным (43 % зерен) или секториальным (50 %) типом зональности в КЛ изображениях; единичные зерна (7 %) однородны по КЛ. Возраст цирконов варьируется от 3053 до 575 млн лет при отсутствии зерен, имеющих возраст в интервале 900–600 млн лет. Самые ярко выраженные пики наблюдаются в диапазонах 1.7–1.4 млрд лет (36 % зерен), 1.3–1.0 млрд лет (27 %), менее выраженные – в интервалах 2.8–2.7 млрд лет (13 %), 2.2–2.0 млрд лет (7 %) и 1.9–1.8 (5 %). Эти результаты указывают на разновозрастные источники сноса для цирконов кратерной части трубки, от архейских до неопротерозойских, но с преобладанием мезопротерозойского возраста источников. На основании внутреннего строения цирконов в КЛ можно предполагать преимущественно магматические породы в качестве источников сноса. Популяции цирконов с возрастом ~ 2.8–2.7 и ~ 1.7 млрд лет многочисленны как в кратерной, так и в диатремовой части трубки, что свидетельствует о широком проявлении этих этапов тектонотермальных событий как в КК в районе трубки, так и в КК региона. Количество цирконов с возрастом 1.3–1.0 млрд лет значительное в кратерной части, но единичное в диатремовой, что может указывать на существенное проявление этого тектонотермального события, вероятнее всего магматизма, в КК региона, но на незначительное его проявление в КК в районе трубки им. В. Гриба. Цирконы (80–150 мкм) из кратерной части магматического объекта KL-01, расположенного на юге ААП на расстоянии ~ 90 км от трубки им. В. Гриба, характеризуются преобладающими осцилляторным (27 %) и секториальным (57 %) типом зональности, подобно цирконам из кратерной части трубки им. В. Гриба, но с большим количеством зерен, имеющих однородное строение (16 %) по КЛ изображениям. Возраст цирконов варьируется от 3052 до 625 млн лет при отсутствии зерен с возрастом в интервалах 2.9–2.8 млрд лет, 2.2–2.1 млрд лет и 900–700 млн лет. Самые ярко выраженные пики наблюдаются в диапазонах 1.3–1.0 млрд лет (40 % зерен), 1.7–1.4 млрд лет (25 %), 1.9–1.8 млрд лет (12 %) и менее выраженные – 2.8–2.7 млрд лет (6 %) и 2.5–2.4 млрд лет (6 %). Эти данные также свидетельствуют о преобладании мезопротерозойских и палеопротерозойских (вероятно, магматических) пород в качестве источников сноса для цирконов кратерной части объекта KL-01. В периоды 900–600 млн лет в районе трубки им. В. Гриба и 900–700 млн лет в районе объекта KL-01 обломочный материал в осадочные породы (будущие породы кратерных частей), по-видимому, не поступал. Минимальный возраст цирконов из кратерных частей трубки им. В. Гриба (575 млн лет) и объекта KL-01 (625 млн лет) согласуется с определенным возрастом формирования вендских песчаников в районе трубок ААП, являющихся вмещающими для трубок породами.

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 20-77-10018).

Литература

1. Koreshkova M.Yu., Downes H., Glebovitsky V.A., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. Zircon trace element characteristics and ages in granulite xenoliths; a key to understanding the age and origin of the lower crust, Arkhangelsk kimberlite province, Russia // *Contrib. Mineral. Petr.* 2014. V. 167:973.
2. Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A. Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // *Mineral. Petrol.* 2018. V. 112(1). P. 85–100.

3. Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова Ю.О. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // Доклады АН. 2009. Т. 424 (6). С. 796–801.
4. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // Lithos. 2000. V. 51. P. 135–151.
5. Петров О.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Богомолов Е.С., Антонов А.В., Лепехина Е.Н., Саблуков С.М. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 158–167.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аносова М.Б.¹, Латышев А.В.^{1,2}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, mai.anosova@yandex.ru

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

Башкирский антиклинорий (БА) – крупная тектоническая зона субмеридиональной протяженности в складчатой системе Южного Урала. В строении стратифицированных образований Башкирского антиклинория представлен почти полный разрез образований рифея, сложенный бурзянской (R1), юрматинской (R2), каратауской (R3) и аршинской (терминальный рифей) сериями [12]. Именно здесь был выделен российский стратотип рифея. Согласно наиболее распространенной точке зрения, в рифее БА являлся частью пассивной окраины Восточно-Европейской платформы [1, 3, 4].

Породы верхнего рифея, объединенные в каратаускую серию, наиболее распространены в пределах Башкирского антиклинория, в отличие от пород бурзянской и юрматинской серий имеют пестрый терригенно-карбонатный состав и пеструю окраску [12, 14], что делает их потенциально ценными объектами для палеомагнитных исследований, посвященных рифейской истории развития Восточно-Европейской платформы.

Объектом нашего исследования является верхнерифейская инзерская свита.

Инзерская свита, третья снизу в стратотипе каратауской серии (R₃), имеет мощность 100–1000 м, сложена пачками переслаивания глауконит-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов в ее основании залегает примерно 200-метровая пачка сероцветных известняков (подинзерские слои). Связана с подстилающей катавской и перекрывающей миньярской свитами постепенными переходами [12, 14].

Для палеомагнитных исследований нами были опробованы красноцветные параллельно-слоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты инзерской свиты в левом борту р. Большой Инзер, вниз по течению за устьем притока Казмаш (на юге Башкирского антиклинория). Ориентированные образцы отбирались снизу вверх по разрезу с интервалом 25–40 см.

Для образцов были проведены палеомагнитные ступенчатые температурные чистки до температуры 700–740 °С. В образцах выделяется единственная стабильная высокотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности, преимущественно в диапазоне температур 400–680 °С. Направления компоненты делятся на две группы: прямой и обратной полярности. Направления прямой полярности имеют северо-восточные склонения, направления обратной полярности – юго-западные. Наклонения от совсем низких до 40°.

Наличие двух полярностей свидетельствует, что данная часть разреза инзерской свиты, вероятно, не была перемагничена (или не была перемагничена полностью) в позднем палеозое в течение суперхрона обратной полярности – Киама. Помимо этого, по крайней мере часть из направлений обратной полярности отличаются более низкими наклонениями от широко распространенной на Южном Урале наложенной позднепалеозойской компоненты, направления которой также имеют обратную полярность и юго-западные склонения [2, 5, 6, 8–10, 13, 15].

Полученная компонента проходит тест обращения (угловая разница между направлениями обратной и обращенной прямой полярности – 6.06° при критическом угле 13.6°), что тоже может свидетельствовать в пользу первичности компоненты.

Помимо этого, косвенным признаком первичности полученной компоненты могло бы быть то, что результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости демонстрируют первично-осадочную магнитную текстуру.

Среднее палеомагнитное направление, рассчитанное по 28 образцам, значительно отличается от ранее опубликованных результатов, полученных для инзерской свиты по разрезу «Пруд» [11] как в стратиграфической («древней»), так и в географической («современной») системе координат, а также наше среднее направление отличается от среднего направления, полученного по разрезу инзерской свиты «Галиакберово» [7]. При этом полученное нами среднее направление и среднее направление для инзерской свиты разреза «р. Малоюз» [11] в целом близки в стратиграфической системе координат, но все же статистически различаются – угловая разница 13.7° при критическом угле 10.3° .

Иными словами, полученная компонента может быть первичной, являясь при этом близкой по возрасту к компоненте разреза р. Малоюз [11]. Различия с направлениями других разрезов могут объясняться разным возрастом или тектоническими деформациями, проявленными в районе. Но нельзя полностью исключать из возможных причин различия направлений частичный вклад вторичной позднепалеозойской компоненты в суммарную намагниченность.

Помимо различия направлений по разным разрезам есть и другие признаки возможного влияния позднепалеозойского перемагничивания:

1) среднее направление разреза р. Малоюз [11] в стратиграфической системе координат совпадает (статистически неотлично – угловая разница 1.5° при критическом угле 10.3°) со средним направлением в географической системе координат;

2) хотя часть полученных направлений обратной полярности и имеют гораздо более низкие наклонения, чем позднепалеозойская вторичная компонента, среднее по направлениям обратной полярности тем не менее довольно близко к направлениям позднепалеозойской компоненты.

Для более точного определения возможности вклада позднепалеозойской компоненты в направления, получаемые по инзерской свите, необходимы дальнейшие исследования.

Средние направления компоненты, полученной по разрезу инзерской свиты в борту
р. Большой Инзер

Выделяемые группы	N	Dg	Ig	Ds	Is	K	α_{95}
Для группы обратной полярности	17	210.5	-24.2	204.4	-11.9	25.4	7.2
Для группы прямой полярности	11	36.5	26.7	28.9	16.1	12.3	13.6
Среднее по разрезу (пересчитано в прямой полярности)	28	32.8	25.2	26.1	13.5	18.2	6.6

Примечание. N – число образцов. Dg и Ig – соответственно склонение и наклонение в географической системе координат, Ds и Is – склонение и наклонение в стратиграфической системе координат, K – кучность, $\alpha 95$ – доверительный интервал.

Литература

1. Bogdanova S.V. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. 160. P. 23–45.
2. 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. 236. P. 16–30.
3. Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton. in: Gee D.G., Pease V. (Eds) *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs. 2004. 30. P. 19–35.
4. Puchkov V.N. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 109–124.
5. Голованова И.В. и др. Палеомагнетизм осадочных толщ и происхождение структур западного склона Южного Урала // *Физика Земли*. 2017. № 2. С. 148–156.
6. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Позднепалеозойское перемагничивание – независимый индикатор протекания тектонических процессов на Южном Урале // *Геологический вестник*. 2022. № 2. С. 56–68. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-5
7. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // *Геологический вестник*. 2020. № 3. С. 47–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3.
8. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Б.М. Келлер. М.: Наука, 1982. С. 121–162.
9. Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В., Храмов А.Н. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2012. Т. 7, № 4. С. 1–17.
10. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания: Дис. ...канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН. 1970. 140 с.
11. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // *Физика Земли*. 2009. № 1. С. 33–41.
12. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
13. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2003. 136 с.
14. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
15. Шицунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука. 1993. Вып. 487. 159 с. (Труды ГИН).

РАСЧЕТ ДОБРОТНОСТИ СРЕДЫ ДЛЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Арапов В.В.¹, Еманов А.А.^{1,2}, Еманов А.Ф.^{1,2}

¹Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Новосибирск, arapovviktor90@gmail.com

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Алтае-Саянская область – один из самых наиболее сейсмически активных регионов России, ввиду чего ее изучение относится к приоритетным задачам. Одной из фундаментальных характеристик распространения сейсмических волн, позволяющей делать заключение о составе и физическом состоянии вещества в недрах Земли, является поглощение сейсмических волн в земной коре и верхней мантии. Региональные характеристики поглощения необходимо знать для расчета искусственных акселерограмм и оценки параметров колебаний земной поверхности при возможных сильных землетрясениях.

Для оценки поглощения сейсмических волн на частотах выше 1 Гц требуется отделить эффекты поглощения от эффектов излучения очага и локальных эффектов в окрестности очага и точке приема, также влияющих на форму поверхностных колебаний. В таком случае выбираются записи землетрясений с глубокими очагами на одной сейсмостанции, что дает возможность использовать прямые объемные волны и минимизировать число локальных эффектов.

В настоящей работе для оценки $Q(f)$ использован так называемый метод «нормализации по коде», разработанный и описанный в статьях [1, 2]. Данный метод не требует предположений ни о частотной зависимости $Q(f)$, ни о форме очагового спектра. Добротность среды оценивается независимо для нескольких частот, при этом для получения информации об очаговых спектрах используются кода-волны.

Для расчета значений добротности среды был выбран набор землетрясений, наиболее соответствующих применяемому методу. Выборка данных включает в себя более 3000 событий, зарегистрированных на 21 станции в период 2003–2007 гг.

Все расчеты были проведены с использованием специально написанного (разработанного) программного кода на языке LabView и Matlab. Первым шагом необходимо получать нужную амплитуду усредненной коды (рис. 1) и подставлять ее в выражение (1). Описанный алгоритм применяется для каждого из исследуемых диапазонов частот.

Значение амплитуды S-волны берется как $(\max(A_s) - \min(A_s))/2$ и далее подставляется в выражение (1).

После произведенных выше действий строится зависимость левой части уравнения от расстояния. На следующем этапе происходит вычисление линии тренда (рис. 2), где коэффициент k (из уравнения прямой $(kx+b)$) равен отрицательному произведению $Qs^{-1} \times \pi \times f$.

В результате всех вычислений были получены значения добротности для частоты 1, 1.5, 3, 6, 12, 24 Гц. После применения идентичного алгоритма расчета, в том числе и на других станциях, была выявлена закономерность: добротность увеличивается экспоненциально (рис. 3).

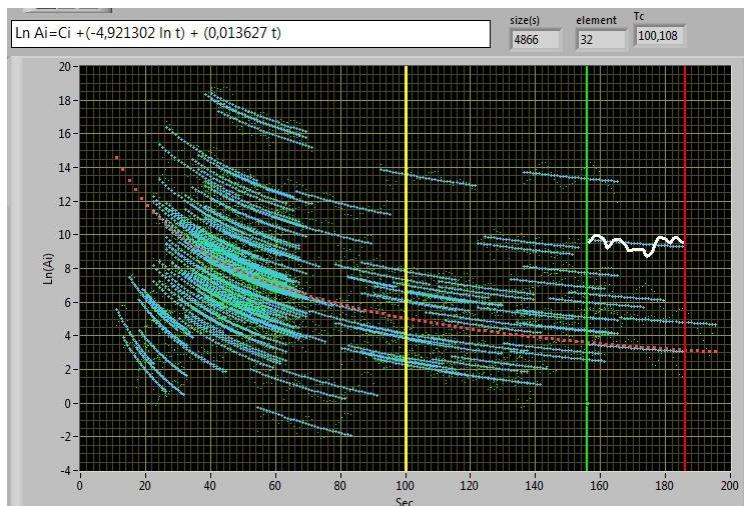


Рис. 1. Общая формула и результаты построения огибающей для станции АКАР в частотном интервале 1.0–2.0 Гц.

$$\ln \frac{r_{ij} | \dot{u}_{ij}^{SDirect}(f) |}{\sqrt{|\dot{u}_{ij}^{SCoda}(t_c; f)|^2}_T} = -(Q_S^{-1}(f) \pi f / \beta_0) r_{ij} + Const. \quad (1)$$

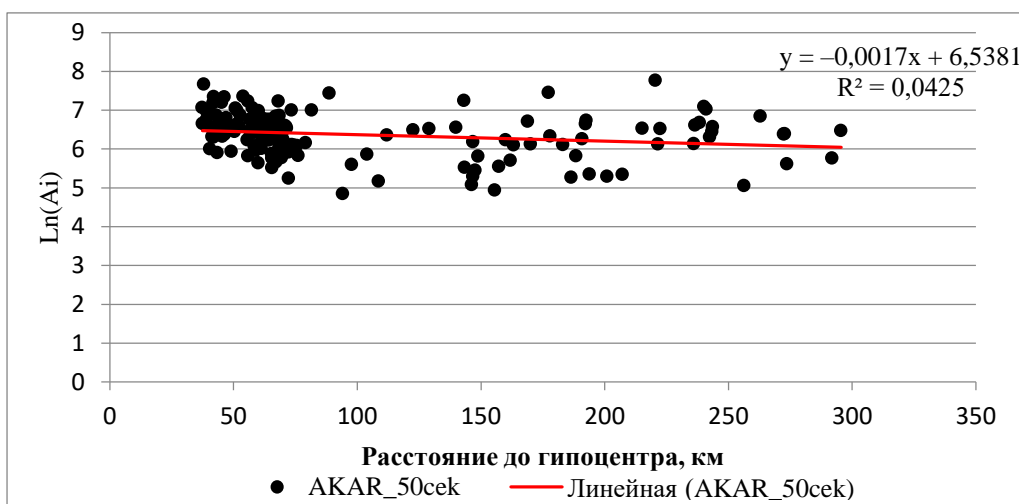


Рис. 2. Линия тренда для распределения значения Ln в зависимости от расстояния до гипоцентра в случае приведенного времени $t_c=50$ с и частоты $f=1$ Гц.

В результате всех произведенных вычислений, описанных ранее, были рассчитаны значения добротности для всех станций. На основе полученных данных было выполнено площадное картирование распределений добротности для частоты 1, 1.5 Гц соответственно (рис. 4, 5).

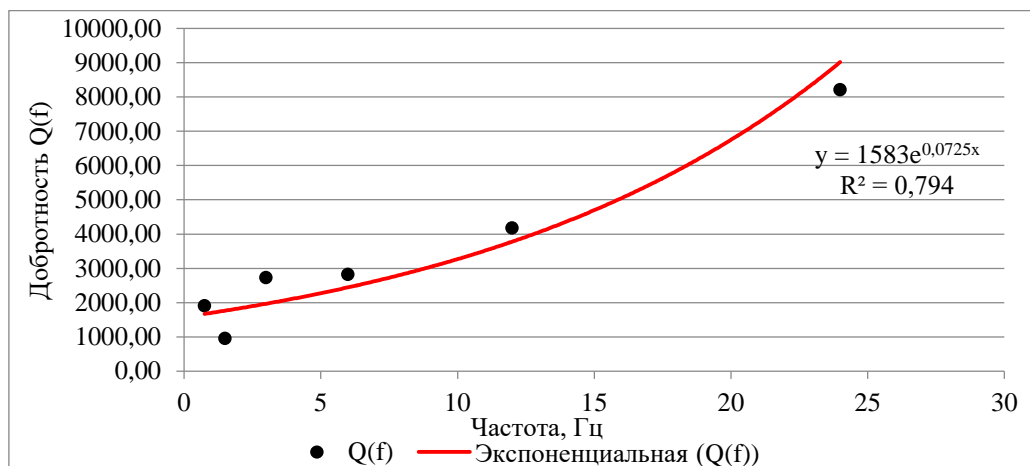


Рис. 3. Кривая зависимости добротности от частоты Q(f) для сейсмостанции АКАР.

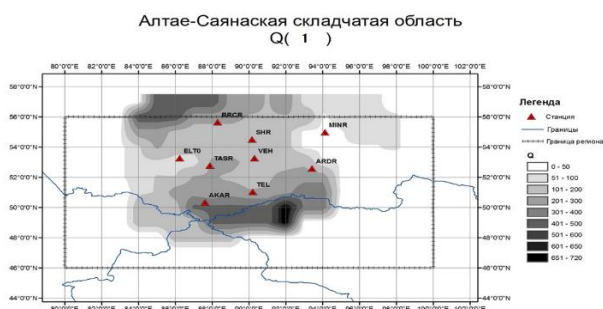


Рис. 4. Карта добротности Алтае-Саянского региона для частоты 1 Гц.

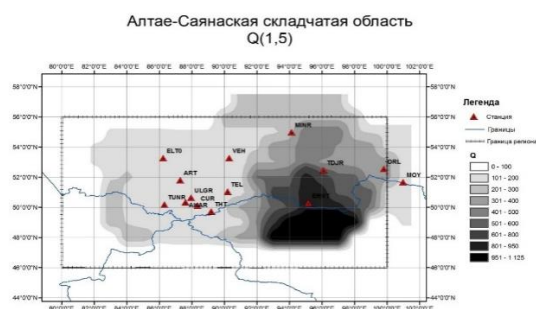


Рис. 5. Карта добротности Алтае-Саянского региона для частоты 1.5 Гц.

Зоны с наибольшими значениями добротности на частоте 1 Гц приурочены к долине озера Убсу-Нур и территории минусинских орогенных прогибов, постепенно снижаясь в районе Восточно-Горноалтайской системы каледонид, в районах хребта Сайлюгем, Южно- и Северо-Чуйского хребтов. Наибольшее значение добротности на частоте 1.5 Гц приурочено к Восточно-Тувинскому байкало-каледонскому устойчивому массиву с постепенным понижением в области Восточно-Саянской складчатой системы каледонид. При этом вся северо-западная часть Алтае-Саянской складчатости относительно однородна. Аномальные значения добротности также прослеживаются в районах Тигирецкого, Коксуйского хребтов и хр. Листвяга.

В данной работе был выполнен расчет одного из важнейших параметров среды – добротности. Новизна этой работы заключается в том, что для Алтае-Саянского региона изучение добротности методом «нормализации по коде» до этого момента проводилось в ограниченном масштабе. Используемый в статье метод расчета добротности позволил получить достоверные значения величины затухания сейсмических волн. По полученным результатам было обнаружено, что метод очень неустойчив, но был полностью автоматизирован и может использоваться для быстрого получения оценки добротности и для дальнейшего сравнения полученных результатов с другими методами.

По полученным данным были построены карты добротности территории Алтае-Саянского региона для частоты 1, 1.5 Гц. В результате анализа карты был обнаружен факт роста значения добротности с увеличением частоты. Этот вопрос в науке остается открытым и необъясненным. Также прослеживается сильная

неоднородность величины затухания на всех изучаемых частотах, что, в свою очередь, говорит о неоднородности строения региона. При этом можно выделить области Западно-Горноалтайской и Восточно-Горноалтайской складчатости, а также зону Восточно-Саянской складчатой системы, имеющие, несмотря на различия в строении, идентичные значения добротности на всех исследуемых частотах. Полученные значения добротности для всего рассматриваемого региона и для отдельных входящих в его состав тектонических блоков могут быть использованы в дальнейшем при расчете очаговых параметров землетрясений, при моделировании искусственных сейсмограмм, при уточнении скоростной модели среды и т.д.

Литература

1. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects // *Journal of Geophysical Research*. 1975. V. 80, № 23. P. 3322–3342.
2. Rautian T. G., Khalturin V. I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1978. V. 1 (68). P. 923–948.

ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОМАТИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛИЯ)

*Асафов Е.В.¹, Кошлякова А.Н.¹, Соболев А.В.², Тобелко Д.П.¹, Батанова В.Г.²,
Чугунов А.В.², Пухтель И.С.³*

¹ ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, Москва, asafoff@geokhi.ru

² ISTERRE, Университет Гренобль Альпы, Гренобль, Франция

³ Мэрилендский университет, Колледж-Парк, США

Коматииты – это уникальные ультрамафические вулканические породы (> 18 мас. % MgO), которые образуются при высоких степенях плавления мантии (30-50 %) при экстремальных P-T условиях [1]. Большинство известных коматиитов встречаются в архейских и протерозойских структурах, например, зеленокаменные пояса Абитибби, Канада и Белингве, Зимбабве, возрастом ~2.7 млрд лет [2], зеленокаменный пояс Барбертон, ЮАР, возрастом 3.3–3.5 млрд лет [3] и коматиитовый пояс Виннипегосис, Канада, возрастом ~1.9 млрд лет [4]. Также известны коматииты фанерозойского возраста, например, коматииты о. Горгона, Колумбия, возрастом ~90 млн лет [5]. Исследование коматиитов и реконструкция состава их первичных магм и условий образования имеет принципиальное значение, т.к. они отражают геохимические особенности их мантийных источников и позволяют оценить режимы функционирования мантии на большом временном отрезке от палеоархея до фанерозоя.

К сожалению, количество геохимических данных о коматиитах, в особенности о содержании в них мобильных и летучих компонентов, существенно ограничено общей низкой степенью сохранности этих пород. Одним из путей решения этой проблемы является исследование расплавных включений в оливине [6] и шпинели [7]. Однако такой способ исследования тоже имеет свои ограничения, т.к. захваченные в процессе кристаллизации оливина и шпинели коматиитовые расплавы в последствии также кристаллизуются и подвергаются процессам диффузионного обмена с минералом-хозяином – диффузионная потеря железа в оливин и привнос хрома из шпинели.

В рамках представленной работы авторами был исследован образец оливинового кумулата 12105 [8] из нижней части разреза коматиитовых базальтов лавового озера Виктория, Ветренный пояс, Карелия, возрастом 2.38 млрд лет [9]. Коллекция для исследования предоставлена И.С. Пухтелем. С целью гомогенизации частично раскристаллизованных расплавных включений, выделенная фракция оливина подвергалась нагреву с помощью вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 [6] при температуре 1250 °C в контролируемой C-O-H атмосфере, соответствующей буферу QFM -1 в течение 3 минут с последующей моментальной закалкой в воду. Закаленные фракции оливина монтировались в препараты из эпоксидной смолы, после чего поверхность препарата полировалась на абразивах различной зернистости с целью выведения на поверхность включений расплава и шпинели.

Состав главных и примесных элементов во включениях расплава, шпинели и оливина-хозяина исследовался с помощью электронного микрозонда JEOL FEG JXA-iHP200F и масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой с лазерным проботбором Agilent 8900 ICP-QQQ в институте ISTERRE, Гренобль, Франция.

Оливин изученного образца коматиитовых базальтов Ветреного пояса представлен диапазоном содержаний форстеритового компонента от 83.3 до 89 мол. % Fo, где Fo= молярные Mg/[Mg+Fe]. По содержанию никеля (на уровне 2000–2200 ppm Ni) оливин Ветреного пояса ложится на коматиитовый тренд, обладая при этом существенно меньшей магнезиальностью в сравнении с оливином из других коматиитов (в среднем, 91–94 мол. % Fo). Зерна оливина обладают характерной магматической зональностью с увеличением железистости к краю зерна.

Шпинель, исследованная для оливин-шпинелевого Al-геотермометра, обладает хромистостью в диапазоне Cr# (молярные Cr/[Cr+Ti+Al+Fe³⁺]) 0.62–0.66. Показатель содержания Fe³⁺, определенный из стехиометрии как атомное количество катиона [10], составляет 0.05–0.07, что соответствует области калибровок оливин-шпинелевого геотермометра [11]. Полученные температуры нанесены на рис. 1 как функция содержания Fo в оливине в сравнении с температурными оценками, полученными по аналогичной методике для базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) [11] и других ультрамафических пород. Температуры кристаллизации коматиитовых базальтов Ветреного пояса лежат в пределах 1200–1320 оС без наличия видимой корреляции с Fo, что может быть связано с малым количеством данных и точностью метода ($\pm 20^\circ$, 2 σ , [11]).

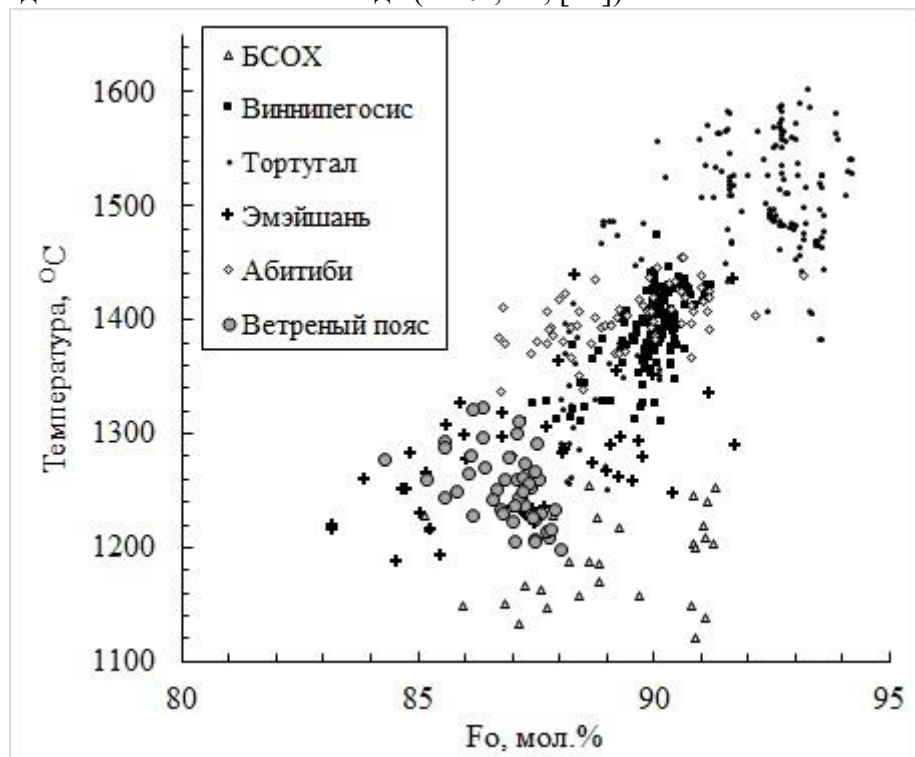


Рис. 1. Температуры, полученные по оливин-шпинелевым парам Al-геотермометра как функция содержания Fo в оливине для коматиитовых базальтов Ветреного пояса в сравнении с БСОХ [11], пикритами Тортугал [12] и Эмэйшань [13] и коматиитами Абитибби [6] и Виннипегосис [4].

Полученные данные о температурах кристаллизации коматиитовых базальтов Ветреного пояса по оливин-шпинелевому Al-геотермометру согласуются с оценками, полученными по оливин-расплавному Fe-Mg геотермометру [14] для расплавных включений в оливине (1220–1320 °С, содержания MgO в расплавных включениях от 11.8 до 13.4 мас. % на безводной основе) и указывают на номинально безводную

природу этих магм. Аналогичным образом ранее безводная природа родоначальных магм была показана для протерозойских коматиитов Виннипегосис [4], в то время как более высокотемпературные коматиитовые магмы архейского времени могли содержать до 1 мас. % воды [1, 6], что свидетельствует о различиях в режимах их формирования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-77-00081.

Литература:

1. Asafov E.V. et al. Belingwe komatiites (2.7 Ga) originate from a plume with moderate water content, as inferred from inclusions in olivine // *Chemical Geology*. 2018. V. 478. P. 39–59.
2. Ayer J.A. et al. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. // *Precambrian Research*. 2002. V. 115. P. 63–95.
3. Connolly B.D. et al. Highly siderophile element systematics of the 3.3 Ga Weltevredenkomatiites, South Africa: implications for early Earth history // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 311(3–4). P. 253–263.
4. Waterton P. et al. Age, origin, and thermal evolution of the ultra-fresh ~ 1.9 Ga Winnepigosis Komatiites, Manitoba, Canada // *Lithos*. 2017. 268. P. 114–130.
5. Aitken B.G., Echeverría L.M. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. P. 94–105.
6. Sobolev A.V. et al. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // *Nature*. 2016. V. 531(7596). P. 628–632.
7. Shimizu K. et al. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189(3–4). P. 177–188.
8. Puchtel I.S. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth’s mantle at the Archean–Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.
9. Puchtel I.S. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 140(5). P. 588–599.
10. Droop G.T.R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineralogical Magazine*. 1987. V. 51. P. 431–435.
11. Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chemical Geology*. 2011. V. 368(0). P. 1–10.
12. Trela J. et al. The hottest lavas of the Phanerozoic and the survival of deep Archaean reservoirs // *Nature Geoscience*. 2017. V. 10(6). P. 451–456.
13. Xu R., Liu Y. Al-in-olivine thermometry evidence for the mantle plume origin of the Emeishan large igneous province // *Lithos*. 2016. V. 266. P. 362–366.
14. Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24(3). P. 256–266.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТВЕРДОФАЗНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Беляев В.А.¹, Каримов А.А.¹, Скузоватов С.Ю.¹, Шарыгин И.С.²

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

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Офиолиты Восточного Саяна слагают два пояса в обрамлении Гарганской глыбы Тувино-Монгольского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс). Они имеют возраст около 1020 млн лет, содержат все члены офиолитовой последовательности (реститовые перидотиты, основные и ультраосновные кумуляты, дайковый комплекс, лавы) и отнесены к надсубдукционным офиолитам [1, 2]. Широкое распространение пород бонинитовой серии и присутствие островодужных толеитовых базальтов среди лав и даек позволяют отнести офиолиты Восточного Саяна к преддуговому (додуговому) типу надсубдукционных офиолитов [3].

В настоящей работе изучены перидотиты Хара-Нурского массива офиолитов Восточного Саяна, сложенного мантийными (реститовыми) гарцбургитами, в которых присутствуют жилы дунитов. По геохимическим особенностям (обогащение LILE, LREE, низкие содержания HREE и Ti) и химизму Cr-шпинели гарцбургиты соответствуют надсубдукционным перидотитам [4]. Перидотиты Хара-Нурского массива подверглись метаморфизму с формированием оливин-тремолитовых, оливин-антигорит-диопсидовых пород и антигоритовых серпентинитов. Отсутствие антофиллита в метаперидотитах указывает на метаморфизм при давлении выше 5–6 кбар, а ассоциации метаморфических минералов – на температуру метаморфизма ~400–650 °С, оцененные по петрогенетической сетке из работы [5]. В относительно свежих гарцбургитах наблюдаются прожилки, сложенные антигоритом, графитом и содержащие идиоморфные кристаллы метаморфического оливина.

В первичном оливине гарцбургитов и дунитов находятся твердофазные и флюидные включения. Их фазовый состав был изучен в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск) методом конфокальной рамановской спектроскопии на спектрометре WITecalpha 300R, оснащенный лазером с длиной волны 532 нм и тремя дифракционными решетками (300, 600, 1200 штрихов/мм). Лазер фокусировался через объектив Zeiss 100× NA 0.9. Мощность лазера составляла 20 mW. Химический состав минералов анализировался в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на сканирующем электронном микроскопе TescanMIRA 3 LMN, оснащенный ЭДС-детектором OxfordInstrumentsUltimMAX 40.

Твердофазные включения в оливине гарцбургитов представлены тонкими идиоморфными кристаллами хромшпинелида, которые имеют размер от 1–2 до 10–20 мкм по удлинению и часто ориентированы в кластеры. По Рамановским спектрам они близки к аксессуарным Cr-шпинелидам пород. В оливине дунитов также обнаружены ориентированные кластеры идиоморфных зерен Cr-шпинелидов, реже – более крупные идиоморфные Cr-шпинелиды (до 100–200 мкм по удлинению), к которым иногда приурочены кристаллы ортопироксена. Идиоморфные хромшпинелиды в оливине гарцбургитов и дунитов могли появиться при замещении ортопироксена оливином вследствие реакции расплав – порода – процесса, который часто фиксируется в офиолитовых и океанических реститовых перидотитах [6].

Жилы дунитов в гарцбургитах Хара-Нурского массива содержат идиоморфные Cr-шпинелиды с раскристаллизованными расплавленными включениями. Дуниты, вероятно, представляют продукты реакции расплав – перидотит, протекавшей с замещением ортопироксена оливином, при этом ортопироксен послужил источником Cr и Al для микровключений Cr-шпинелидов.

Флюидные включения наблюдаются в крупных зернах первичного оливина в гарцбургитах и дунитах. Включения типа 1 имеют размер по удлинению до 25 мкм, форму негативного кристалла, вытянутую или неправильную форму. Они часто непрозрачные, сложены преимущественно метаном (CH₄), некоторые из них содержат сегрегации брусита и серпентина. Эти включения встречаются относительно редко и находятся в центральных частях оливина совместно с ориентированными идиоморфными мелкими хромшпинелидами, что указывает на их сингенетическое происхождение. Флюидные включения типа 1 могут представлять собой флюиды, захваченные оливином на этапе преобразования гарцбургитов при реакции расплав – порода.

Флюидные включения типа 2 наиболее распространены. Они слагают линейные или изогнутые цепочки включений, представляющие собой залеченные трещины в оливине. Включения варьируются по форме от округлой до неправильной и червеобразной, имеют размер от 1 до 20–40 мкм. Фазовый состав варьируется: CH₄, CH₄ + графит, CH₄ + антигорит ± графит. Отдельные включения могут быть связаны друг с другом, иногда цепочки включений пересекают несколько зерен оливина. Некоторые цепочки включений типа 2 представляют собой продолжение в оливине антигорит-графитовых прожилков. Температура выделения углеродистого вещества флюидных включений оценена на основе Рамановских спектров по эмпирическому термометру [7] и составляет ~ 400–550 °С. Оливин вдоль цепочек включений типа 2 имеет более железистый состав (Mg# 80) по сравнению с «чистым» оливином (Mg# 91–92).

Метан флюидных включений может представлять собой захваченный восстановленный надсубдукционный флюид, как предполагается для некоторых орогенных перидотитов [8]. Реакции формирования абиотического метана включают несколько механизмов, среди которых взаимодействие углеродсодержащего вещества с H₂, выделяющимся при серпентинизации ультраосновных пород [9]. Метан во включениях может формироваться *in situ* путем взаимодействия оливина-хозяина с H₂O-CO₂-содержащим флюидным включением, при котором происходит серпентинизация оливина-хозяина, выделение H₂ и восстановление CO₂ до CH₄. Такой механизм преобразования предполагается, в частности, для флюидных включений в оливине из абиссальных [10] и орогенных перидотитов [11]. Другой механизм формирования метана и водорода включает взаимодействие оливина с водой при высоких температурах в мантийных условиях, при этом образуются шпинелиды [12] или магнетит [13]. Однако отсутствие магнетита и шпинелидов непосредственно в изученных флюидных включениях типов 1 и 2 позволяет исключить этот механизм. Необходимо заметить, что CO₂, карбонаты и H₂O не были выявлены в изученных флюидных включениях. Дальнейшие исследования позволят уточнить процессы формирования и преобразования метан- и графитсодержащих флюидных включений в оливине перидотитов Хара-Нурского массива.

Флюидные включения типа 3 менее распространены и находятся в оливине гарцбургитов вблизи от ортопироксена, края которого замещены вторичными минералами. Эти включения имеют размер 3–20 мкм, плоскую вытянутую форму,

сложены антигоритом или лизардитом и кристаллом магнетита. Вероятно, формирование включений типа 3 связано с процессами замещения ортопироксена при метаморфизме перидотитов.

Таким образом, проведенные исследования флюидных включений в оливине указывают на восстановленный характер флюидов при метаморфических преобразованиях перидотитов Хара-Нурского массива.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-10038, <https://rscf.ru/project/21-77-10038/>). В работе использовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» и лаборатории орогенеза ИЗК СО РАН, ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

Литература

1. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
2. Складов Е.В. и др. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 163–180.
3. Belyaev V.A. et al. Geochemistry and origin of the eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 411–415.
4. Wang K.-L. et al. Depleted SSZ type mantle peridotites in proterozoic eastern Sayan ophiolites in Siberia // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 583–587.
5. Khedr M.Z., Arai S. Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 159. P. 137–157.
6. Rui H.-C., Yang J.-S., Lian D.-Y., Guo G.-L. Deep origin of mantle peridotites from the Aladağ ophiolite, Turkey: Implication from trace element geochemistry of pyroxenes and mineralogy of ophiolitic diamonds // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 228. 105153.
7. Kouketsu Y. et al. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width // Island Arc. 2014. V. 23. P. 33–50.
8. Song S., Su L., Niu Y., Lai Y., Zhang L. CH₄ inclusions in orogenic harzburgite: Evidence for reduced slab fluids and implication for redox melting in mantle wedge // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 1737–1754.
9. Ethiope G., Whiticar M.J. Abiotic methane in continental ultramafic rock systems: Towards a genetic model // Applied Geochemistry. 2019. V. 102. P. 139–152.
10. Klein F., Grozeva N.G., Seewald J.S. Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions // Proceedings of National Academy of Sciences. 2019. V. 116. P. 17666–17672.
11. Zhang L., Wang Q., Ding X., Li W.-C. Diverse serpentinization and associated abiotic methanogenesis within multiple types of olivine-hosted fluid inclusions in orogenic peridotite from northern Tibet // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2021. V. 296. P. 1–17.
12. Zelenski M. et al. High-temperature water–olivine interaction and hydrogen liberation in the subarc mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2022. V. 177. 47.
13. Arai S. et al. Dehydrogenation of deep-seated hydrous olivine in “black-colored” dunites of arc origin // Lithos. 2021. P. 384–385. 105967.

ОПЫТ УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА

Большакова Н.Ю., Семенова Н.М.

Томский государственный университет, Томск, zolotyly@gmail.com

Одной из основных задач в современном мире является защита особо охраняемых природных территорий (ООПТ) от загрязнения мусором [2]. В данной статье рассматривается опыт Прибайкальского национального парка в области охраны территории от скопления мусора, размещения и утилизации отходов. В контексте окружающей среды (ОС) и экосистемы вопросы экологического регулирования играют важную роль в защите природы от негативного влияния человеческой деятельности. В рамках данного опыта, было реализовано использование контейнеров для сбора и утилизации мусора на территории Прибайкальского национального парка, что позволило сократить скопление мусора и снизить негативное влияние на экосистему озера Байкал [1].

Защита особо охраняемых природных территорий (ООПТ) от загрязнения отходами является одним из ключевых вызовов современной экологии. Целью данного исследования является анализ мероприятий Прибайкальского национального парка по предотвращению накопления отходов, их размещению и утилизации.

Прибайкальский национальный парк, основанный 13 февраля 1986 г., расположен в пределах трех административных районов Иркутской области – Слюдянского, Иркутского и Ольхонского. Его территория в виде узкой полосы простирается на 490 км вдоль западного побережья озера Байкал – от п. Култук на юге до мыса Кочериковского на севере. Это самый протяженный национальный парк в России. В его состав включена акватория Малого моря, пролива между островом Ольхон и материковой частью. Размещение отходов на ООПТ является распространенным правонарушением, особенно вблизи населенных пунктов и мест массового отдыха. Ежегодно специалисты ФГБУ "Заповедное Прибайкалье" выявляют на подведомственных территориях, преимущественно в Прибайкальском национальном парке, новые места скопления ТКО, требующие уборки, транспортировки и утилизации. Данная работа выполняется как самостоятельно (деятельность лицензирована, имеется соответствующая техника), так и с привлечением волонтеров. Тем не менее некоторые незаконные свалки из-за своего объема, труднодоступности и сложности транспортировки ТКО требуют привлечения специализированной организации и дополнительного финансирования [1].

В 2022 г. ФГБУ "Заповедное Прибайкалье" заключило девять государственных контрактов на устранение незаконного размещения отходов с региональным оператором по обращению с ТКО – ООО "РТ-НЭО Иркутск". Согласно предварительным оценкам, на девяти локациях было необходимо устранить около 12 тыс. тонн отходов на площади более 16 гектаров. После завершения работ на восьми локациях фактический объем вывезенных отходов составил более 11 тыс. тонн, в то время как еще одна локация, расположенная в Онгурёне, запланирована к очистке в 2023 г. Наиболее масштабной операцией по уборке стала акция в районе Волчья Падь в Ольхонском районе (история данной свалки началась еще в предыдущем тысячелетии), откуда подрядная организация вывезла около 10 тыс. тонн отходов.

Общая площадь уборки составила более 11 гектаров. Свалка была полностью ликвидирована 8 ноября 2022 г.

Сложность ликвидации отходов возникла на свалке в населенном пункте Большие Коты Иркутского района из-за отсутствия дорожной инфраструктуры, что приводило к транспортировке твердых коммунальных отходов к месту утилизации на расстояние 47 км через акваторию Байкала. Свалка была ликвидирована 11 ноября 2022 г. В процессе ликвидации трех несанкционированных свалок – в Ольхонском районе, в районе Барун-Хал и около деревни Нарин-Кунта – объем вывезенного мусора значительно превысил первоначальные прогнозы. Кроме того, изменились площади очистки несанкционированных свалок в населенном пункте Листвянка Иркутского района. В результате потребовалось заключение дополнительных соглашений к ранее заключенным государственным контрактам [3].

Ликвидация несанкционированных свалок такого масштаба, как в текущем году, не проводилась за всю историю существования национального парка. Была составлена карта обнаруженных локаций, с использованием маркшейдерских работ определены площади и объемы, а также получена финансовая поддержка от Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации. Возникло множество сложностей, начиная с определения достоверного объема навалов: визуально свалка может показаться незначительной, однако глубина залегания отходов может быть существенной. Для сбора и транспортировки отходов использовались пакеты повышенной прочности и специальные пологи для минимизации попадания мусора в окружающую среду. В настоящий момент очищены восемь локаций, а еще одна локация, объемом около 2000 кубометров, расположенная около поселка Онгурёны, запланирована для ликвидации в следующем году.

В настоящее время данная труднопроходимая горная область недоступна для специализированной техники из-за сложных геоморфологических условий, таких как крутые спуски и подъемы, покрытые снегом. Учреждение ставит перед собой цель обеспечения санитарного состояния территории после проведенных мероприятий по очистке, предотвращая повторное накопление отходов. В рамках решения этой задачи планируется направить дополнительные ресурсы на патрулирование зон, установить фотоловушки в особо проблемных участках и привлекать к административной ответственности граждан, проявляющих безответственное отношение к окружающей среде, выбрасывающих отходы на особо охраняемых природных территориях.

Сегодня проводятся интенсивные исследования и работы по внедрению контейнеров для сортировки отходов на популярных туристических территориях. Установленные в конце 2021 г. контейнеры на Сарайском пляже предназначены для отдельного сбора пластика, стекла, металла и других типов отходов. Система сбора мусора в указанных контейнерах была запущена весной 2022 г., синхронно с ростом туристического потока. Предусматривается, что вторичное сырье будет регулярно транспортироваться на сортировочную станцию, а затем направляться на переработку.

В рамках планирования Прибайкальский национальный парк, включающий остров Ольхон, должен стать третьей особо охраняемой природной территорией России, где будет применяться практика минимизации отходов, организация сортировки мусора и его транспортировка на переработку. Аналогичные методы уже

были внедрены в Забайкальском национальном парке Республики Бурятия и в парке «Чикой» Забайкальского края [3].

Важное место в процессе очистки территории острова от мусора занимают добровольческие группы, активно участвующие в уборке. В таблице отображена статистика работы волонтеров в 2018 – 2022 гг.

Статистика работы волонтеров в 2018 – 2022 гг.

Год	Количество волонтеров	Количество собранного мусора
2018	173	650 мешков
2019	198	770 мешков
2020	229	940 мешков
2021	359	4063 мешка
2022	922	2192 мешка

Опыт утилизации отходов на территории Прибайкальского национального парка демонстрирует, что разработка и реализация комплексных мер по управлению отходами являются ключевым фактором для обеспечения экологической безопасности и сохранения уникальной природы данного региона. Учет полученного опыта и его дальнейшее использование позволят снизить негативное воздействие человеческой деятельности на окружающую среду и обеспечат устойчивое развитие Прибайкальского национального парка.

Глобальные тенденции к сортировке мусора на природной территории являются важным элементом этого процесса. Анализ приведенной выше информации показывает, что соблюдение главного принципа «Принес – заведи с собой» при посещении природной территории является основным условием для сохранения природы. В рамках этого принципа необходимо уносить весь принесенный мусор с собой, оставлять мусор только в специально оборудованных местах, иметь пакет для сбора собственного мусора при длительном нахождении на ООПТ и придерживаться правил раздельного сбора отходов.

Запрещается организовывать пикниковые зоны вне специально оборудованных для этого мест, использовать легковоспламеняющиеся жидкости и выбрасывать упаковку от них, разводить костры, в том числе для сжигания мусора, использовать синтетические моющие средства при пользовании природными водоемами и закапывать отходы (мусор) в землю.

Соблюдение этих принципов является важным для сохранения Байкальской природной территории и озера Байкал. Это связано с тем, что нарушение экологических норм может привести к негативным последствиям, включая загрязнение водных ресурсов, уничтожение экосистем и ухудшение условий жизни животных и растительности.

Научное обоснование показывает, что разработка и внедрение эффективных новейших форм и методов экологического просвещения туристов и сортировка мусора являются важными шагами на пути к сохранению природы.

Литература

1. Иванов А.П., Смирнова Е.В. Охрана и управление особо охраняемыми природными территориями: современные подходы. СПб.: Изд-во Политехнического университета, 2018. 256 с.

2. Лебедева Н.И., Козлов А.В. Проблемы и перспективы развития экотуризма на особо охраняемых природных территориях России. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2016. 174 с.
3. Официальный сайт ФГБУ «Заповедное Прибайкалье» [Электронный ресурс].

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНО- МАГНИТОГОРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Борисенко А.А.¹, Гаинцев И.А.^{1,2}, Тевелев А.В.^{2,3}

¹ Всероссийский институт минерального сырья им. Н.Ф. Федоровского, Москва,
borisenko@vims-geo.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
gaintsev@vims-geo.ru

³ ООО НТПП "ГЕОПОЙСК", Челябинск, atevlev@yandex.ru

В данном исследовании рассматривается расположение, характер залегания, состав и генезис марганцевого оруденения в толще ярлыкаповской свиты среднего девона. Основной целью работы является определение структурного положения и геодинамических обстановок формирования. Описанные ниже рудопроявления как объекты на марганец были открыты в начале XX в. Первую информацию о строении залежей получили в те же годы. В настоящий момент эти объекты не разрабатываются [6]. Геологическое строение объектов различное.

Исследуемые объекты – группы рудопоявлений марганца Губайдуллинская (Южное и Северное) и Мамилинская (собственно Мамилинское, Ишбердинское, Хусаиновское) – располагаются в Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе. Они приурочены к среднедевонским сургучно-красным и серовато-желтовато-зеленоватым яшмам и туфопесчаникам ярлыкаповской свиты. Возраст ярлыкаповской свиты определяется как эйфельский, что доказано многочисленными находками конодонтовых комплексов, соответствующих концу зоны *costatus*, зонам *australis* и *kockelianus* [1].

Ярлыкаповская свита, мощностью до 100 м, распространена в виде узких, протяженных полос и останцов, протянувшихся вдоль хребта Ирендык. В ней было выявлено большое количество мелких рудопоявлений и крупных залежей марганцевых руд [6]. Для некоторых из них были составлены модели строения и определены условия формирования [2, 3]. Предлагаемые ниже модели представляемых проявлений имеют специфическую литологическую и структурную характеристику.

Рудопоявление Губайдуллино расположено на западном склоне Ирендыкского хребта. Ярлыкаповская свита здесь сложена сургучно-красными и желтовато-зеленовато-серыми яшмами, а также туффитами и их переслаиванием. Рудная зона представлена сургучно-красными яшмами и джесперитоидами с прослоями и линзами марганцевых браунит-псиломелановых и псиломелан-пирролюзитовых руд.

Рудопоявления Мамилинской группы расположены на восточном склоне Ирендыкского хребта, сложенном преимущественно вулканогенно-осадочными породами ирендыкской свиты. Ирендыкская свита переходит в ярлыкаповскую постепенно, что выражается в смене снизу вверх туфопсаммитов яшмами, к которым приурочены прослой и линзы марганцевых руд.

Проведенные исследования показали, что на обоих объектах ассоциация пород ярлыкаповской свиты претерпела единый главный этап деформации, в ходе которого яшмы испытали близкие по типу и интенсивности дислокации, поэтому полученные

структурные данные авторы рассматривают далее не по возрасту структурно-вещественных комплексов, а по участкам.

В структурном плане группа Мамилинских рудопроявлений в общем случае приурочена к моноклинали, осложненной складчато-надвиговыми мезоструктурами север-северо-восточного простирания и западной вергентности и протягивающейся вдоль Ирндыкского хребта на расстояние около 18 км. Видимая ширина зоны составляет от 1 до 4 км. Предполагается, что с востока ярлыкаповская свита ограничена надвигом западной вергентности, по которому на нее надвинута позднедевонская улутауская свита, сложенная переслаивающимися туфопсаммитами. Углы падения поверхности сместителя этого надвига варьируются от 20–30 до 40–50°.

Складки в яшмоидах ярлыкаповской свиты отчетливо делятся на два типа: малоамплитудные складки оползания, развитые в центральной части толщи, и крупноамплитудные, отчетливо тектонические принадвиговые складки с размахом крыльев до первых сотен метров, контролирующие современный рельеф проявлений. Последние характеризуются отчетливой асимметрией и западной вергентностью. Преобладают падения 30–40° на северо-восточном склоне, который бронируется яшмами, и 60–80° на юго-западном крыле, практически редуцированном. В парагенезе со складками развит кливаж меридионального простирания и крутого восточного падения, зоны рассланцевания.

Губайдуллинское рудопроявление представляет собой синформу, осложненную серией мелких складок. Шарниры складок ундулируют на север. Среди них встречаются как сильно сжатые, часто опрокинутые, практически изоклиналильные структуры с размахом крыльев от первых метров до десятков метров, как правило, маркирующие зоны надвигов, так и более открытые асимметричные складки западной вергентности. Породы интенсивно рассланцованы, на западных крыльях складок – будинированы, окварцованы. Зоны рассланцевания местами сопровождаются многочисленными кварцевыми штокверкоподобными прожилками и жилами, как правило, ориентированными либо согласно кливажным зонам (субмеридионально), либо кулисообразно под правый сдвиг.

Структурная картина проявлений отчетливо читается и по данным электроразведки (методом ВП-СГ). Для Губайдуллинского проявления по изменению рисунка изоаномал поля кажущегося сопротивления четко читаются несколько субмеридионально вытянутых складчатых зон шириной 30–50 м каждая, дополнительно осложненных мелкими складками с северо-восточным простиранием. Для Мамилинского проявления картина более спокойная: изоаномалы вытянуты в единую субмеридиональную зону, практически не осложненную складками второго порядка.

Геохимические данные позволяют судить о некоторых процессах, формировавших данные породы. Графики РЗЭ показывают положительные тренды. На их фоне отмечаются минимумы Eu, а также минимумы и, реже, максимумы Се для некоторых пород. Сочетание дефицита легких лантаноидов и минимумов Eu и Се является индикатором обогащенных гидротермальным веществом металлоносных отложений, характерных для вулканически активных областей океанов [4]. Положительные аномалии Се могут указывать на формирование гидrogenных корок и конкреций вдали от гидротермальных построек, в окислительных обстановках в условиях открытого океана. Отсутствие Се аномалии обычно говорит о диагенетическом происхождении осадка [3, 7].

Таким образом, для обоих районов характерны графики, указывающие на гидротермальное происхождение пород. Для Губайдуллинского рудопроявления характерно присутствие гидрогенных корок и конкреций, образование которых скорее происходило близ центров гидротерм, а для Мамилинского рудопроявления предполагается диагенетический тип происхождения осадка, в удалении от активных центров гидротермальной деятельности.

По полученным данным предлагается следующая модель формирования кремнистых толщ и связанного с ними марганцевого оруденения. Эти объекты представляют собой участки разгрузки активных вулканических областей океана, к которым приурочены и гидротермальные источники [2]. Скорее всего, вулканы располагались восточнее (в современных координатах) описанных рудопроявлений, а сейчас находятся под аллохтоном, сложенным улутауской свитой. Признаком того, что источник располагался восточнее, могут являться несколько бóльшие запасы марганцевых руд на Мамилинском рудопроявлении, чем на Губайдуллинском [6], а также геохимические данные. Не исключено также, что источники рудного вещества располагались севернее, а разнос осуществлялся подводными течениями.

Структурные отличия в строении рудопроявлений, вероятно, связаны с различиями в их положении в пределах надвигового пакета, частями которого они являются. Так, Губайдуллинское рудопроявление приурочено к фронтальной части Западно-Ирендыкского надвига, с чем и связано его складчатое строение, а Мамилинское рудопроявление находится в тыловой части этого надвига, в результате чего имеет более простое строение [5].

Формирование яшм происходило в обстановке достаточно зрелой островной дуги с прерывистой цепочкой вулканических построек, а деформировались они уже в позднем палеозое, во время уральской коллизии.

Исследование подготовлено при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-55-26009 Чехия_а "Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента".

Литература

1. Артющкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 156 с.
2. Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПб. гос. ун-т, 2013. 160 с.
3. Брусницын А.И., Летникова Е.Ф., Жуков И.Г. Геохимия марганценосных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала // Литосфера. 2019 Т. 19. № 4. С. 558–579.
4. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
5. Монтин С.А., Левина Н.Б., Батрак И.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 0 Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX Сибай. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с.
6. Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Брусницын А.И. и др. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (марганцевые руды). Уфа: Изд-во «Экология», 2002. 242 с.
7. Скляр Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДЕЛЬТЫ РЕКИ ГОЛОУСТНОЙ ПО ДАНЫМ БЕСПИЛОТНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Бочалгин А.В.^{1,2}, Лунина О.В.²

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, lbochalgin@gmail.com

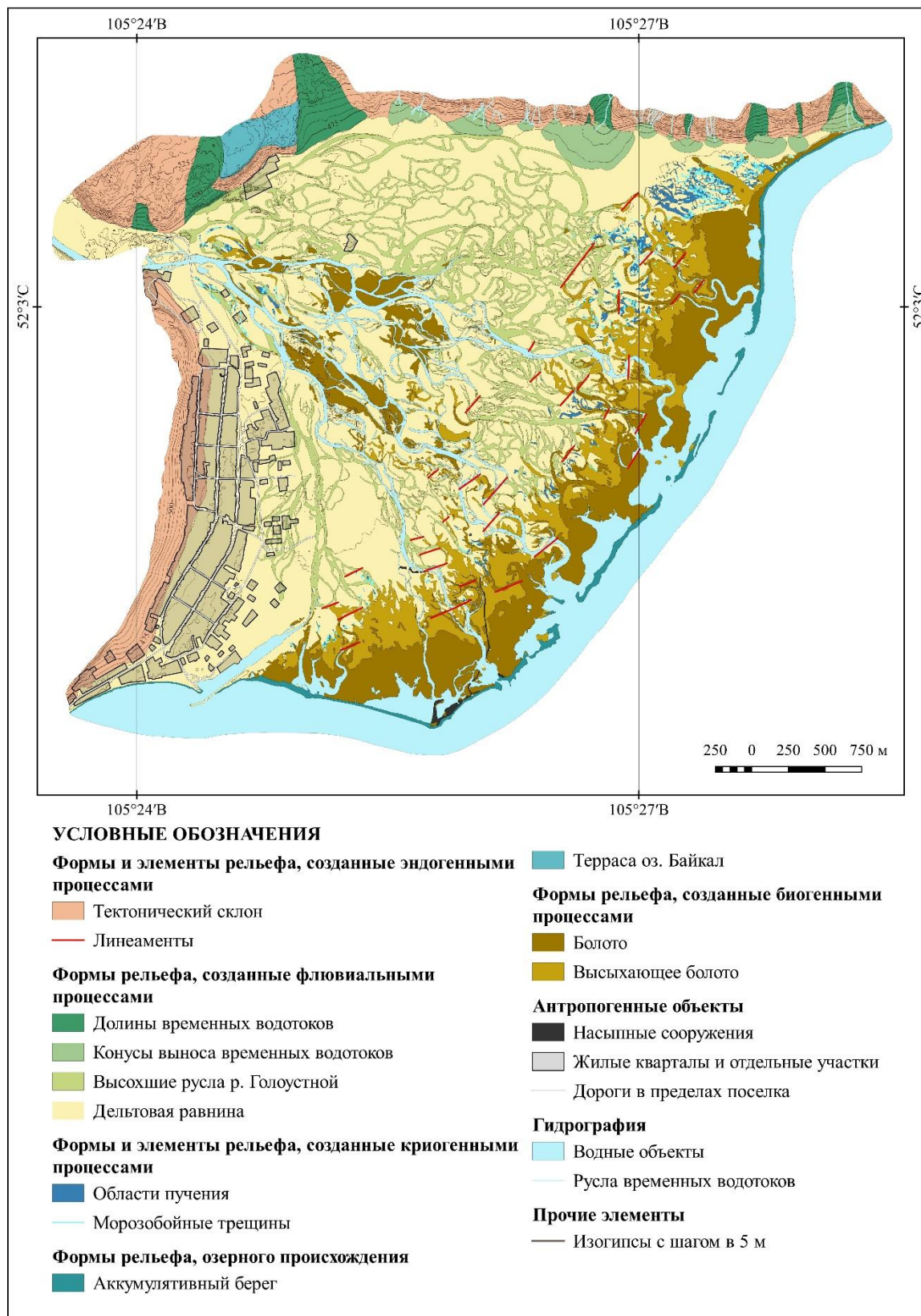
² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Дельта реки Голоустной является популярным местом отдыха и туризма, также на ее территории расположен пос. Большое Голоустное. В настоящее время в открытом доступе находится множество данных различных исследований, связанных с дельтой, но практически отсутствует какой-либо картографический материал. В связи с этим авторами была поставлена цель создать актуальную геоморфологическую карту на данную территорию. При создании карты использовались ортофотоплан и цифровая модель местности (ЦММ) с пространственным разрешением 11.80 и 2.96 см/пиксель соответственно, полученные при обработке данных беспилотной аэрофотосъемки фотограмметрическим методом.

Работа производилась в следующем порядке: в программное обеспечение (QGIS, GlobalMapper) загружались ортофотоплан и ЦММ и приводились в удобный для чтения формат, создавались слои векторных данных, в которые заносились площадные и линейные объекты, соответствующие интерпретированным формам и элементам рельефа. Полученные слои оформлялись согласно стандарту геоморфологического картографирования [1]. В итоге слои компоновались в готовую карту (рисунок).

Рассматривая геоморфологию дельты, можно сказать, что высотные отметки представлены в пределах 456–570 м над уровнем моря. Самой низкой точкой является уровень оз. Байкал (на момент съемки 456 м), высочайшая отметка (570 м) находится на северо-западном склоне. Дельтовая равнина располагается в пределах 456–470 м, выше 470 м начинается склон тектонического происхождения, существенно нарушенный денудационными процессами.

Дельтовая равнина испещрена высохшими руслами реки различного возраста. Действующих русел (рукавов) на момент аэрофотосъемки 14–15 мая 2021 г. обнаружено три; все они характеризуются ветвистой системой протоков. По юго-восточной части дельты проходит Приморский разлом [2], подчеркиваемый резкой сменой направления русел р. Голоустной. Линеаменты как бы маркируют зону динамического влияния разлома северо-восточного простирания. В пределах зоны обнаружены площади пучения, нарушенные трещинами, которые имеют криогенную природу. Объясняется это может тем, что в зоне динамического влияния разлома отложения подвержены растрескиванию, что дает возможность воде, которая в достаточном количестве имеется в дельте реки, проникать в эти трещины и впоследствии замерзать при определенной температуре. Как известно, при замерзании вода расширяется, превращаясь в лед, который, образуясь под грунтом, вызывает процесс пучения, а так как дельтовые отложения достаточно рыхлые, этот процесс также сопровождается растрескиванием, образуя в итоге выпуклые площадные объекты, нарушенные разрывами, чаще в осевых частях, реже по бокам.



Геоморфологическая карта дельты р. Голоустной.

Для характеристики криогенных нарушений были взяты трещины длиной более 10 м, у которых с помощью ГИС измерялись длина, максимальное зияние и высота пучения в точке с максимальным зиянием. Таких трещин получилось 131. Максимальные измеренные величины были следующие: длина 60.5 м, зияние 78 см, высота пучения 56 см. Азимуты простирания измерялись у всех закартированных разрывов. Основные их направления – северо-западные и северо-восточные, но разброс значений довольно большой.

В центре и в периферийной части дельты распространены действующие и высыхающие болота. С севера дельту ограничивает склон южной экспозиции, он расчленен несколькими долинами временных водотоков с сохранившимися конусами выноса. С северо-запада дельту ограничивает склон юго-восточной экспозиции, который также расчленен долинами. Отличительной чертой этих распадков является отсутствие конусов выноса. Учитывая относительно ровное подножие склона, а также достаточно прямое высохшее русло реки вдоль подножия, можно сказать, что все вышеперечисленное может быть следствием прохождения в этом месте ранее не обнаруженного тектонического разрыва. Помимо этого, в центральной части склон нарушен террасой оз. Байкал. Она представляет собой относительно выровненную задернованную и залесенную площадку, в пределах которой встречаются гальки.

Стоит отметить, что сильное влияние на геоморфологию дельты оказывает человек. Влияние выражается в обнаруженных при создании карты антропогенных форм и элементов рельефа разного возраста. К более современным относится множество грунтовых дорог, проходящих по территории, и противопаводковые насыпи вблизи поселка. К более старым относятся бывшие пахотные земли и ямы от фундаментов домов в северной части, образованные при деятельности колхоза в советское время, насыпные сооружения – пирсы и дороги, образованные при деятельности сплавного предприятия в 1970–1980 гг.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00064, <https://rscf.ru/project/22-27-00064/>. Авторы благодарны А.А. Гладкову за выполнение аэрофотосъемки и фотограмметрической обработки данных.

Литература

1. Gustavsson M.A., Kolstrup A.C. Sejmonsbergen new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development // *Geomorphology*. 2006. № 77 (1). P. 90–111.
2. Восточно-Сибирский геопортал «ActiveTectonics» [Электронный ресурс] // *activetectonics*: сайт. – URL: <http://activetectonics.ru/ActTecServ.html>.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕСТОВОМ ПОЛИГОНЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА П-ОВЕ ЯМАЛ

Буддо И.В.^{1,2,3}, Саньков В.А.¹, Добрынина А.А.¹, Рыбченко А.А.¹, Кадетова А.В.¹, Мисюркеева Н.В.¹, Шелохов И.А.^{1,2,3}, Шеин А.Н.³, Краев Г.Н.³, Черных А.А.^{1,2,3}, Смирнов А.С.^{3,4}

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

² Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

³ Научный центр изучения Арктики, Салехард

⁴ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

В районах повсеместного развития мерзлоты, к которым относится Российская Арктика, значительную роль в формировании таких объектов, как бугры пучения, могут играть глубинные флюидодинамические процессы [1]. Для успешного исследования конфигурации арктической мерзлоты наряду с прямыми геологическими методами могут успешно применяться различные геофизические методы. В рамках работы по гранту РНФ и региона Ямало-Ненецкого автономного округа проводятся исследования по теме «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». Важным этапом является проектирование плана геофизических исследований на тестовом полигоне по изучению флюидодинамических процессов на п-ове Ямал для последующей постановки заверочного бурения и отбора кернового материала.

В ходе исследований выполнено математическое моделирование электрических, электромагнитных и волновых полей на основе построенных физико-геологических моделей [2]. По результатам математического моделирования выявлено, что все типы заложенных в модель объектов (слой многолетнемерзлых пород, талик, предполагаемое скопление газогидратов, субвертикальный подводящий флюиды канал) позволяет картировать электроразведка методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Методы постоянного тока и георадара имеют существенные ограничения и, в первую очередь, в глубинности исследований. Сейсморазведка может использоваться в комплексе геофизических методов для картирования структурных особенностей разреза, в основном субгоризонтальных границ.

Выполнено обоснование оптимального комплекса геофизических методов для изучения криолитозоны региона исследований. Основным методом комплекса является зондирование становлением поля в ближней зоне, вспомогательным методом – малоглубинная сейсморазведка – летом и зимой, электротомография – только летом (конкретный метод выбирается из соображений экономической целесообразности и возможности проведения работ в конкретное время года и с учетом орографических условий).

Кроме того, для уточнения строения верхней части разреза предлагается использовать пассивную сейсморазведку: метод N/V -отношений, чувствительный как к горизонтальным, так и к вертикальным неоднородностям среды. Для определения

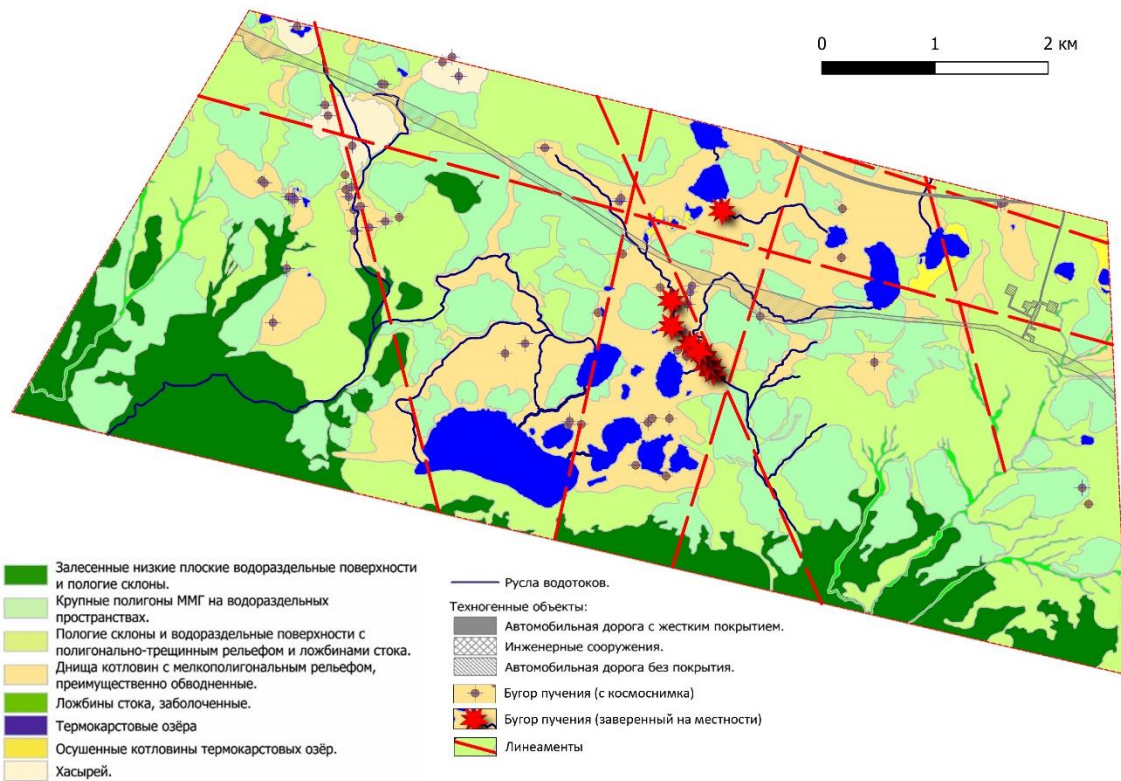
наличия субвертикального питающего канала под буграми пучения предлагается использовать метод микросейсмического зондирования, дополненный методом пространственной автокорреляции для определения скоростей сейсмических волн и плотности среды. Также целесообразно выполнить оценку степени флюидизации среды на локальных участках по записям далеких землетрясений на трассах, пересекающих исследуемый регион. Предложенный комплекс методов позволяет получить скоростной разрез до глубин верхней мантии и оценить общее затухание сейсмических волн и вклад в него отдельных компонент, что дает возможность сделать выводы о природе питающих каналов под буграми пучения.

С целью обоснованного проектирования комплекса геофизических исследований были проведены работы по дешифрированию космических материалов на перспективный участок территории п-ова Ямал на правом берегу низовьев р. Оби. Для решения данной задачи была выполнена геодинамическая интерпретация развития района исследований, основанная на выделении линеаментов рельефа, разломных и ослабленных зон. В результате проведения исследований на основе результатов дешифрирования получены схемы линеаментов и разломных зон, схемы проявления экзогенных геологических процессов, классификация озер по отражающим характеристикам водной поверхности, заключения о возможных парагенетических связях озер и разломных зон.

По данным дешифрирования построена криогенно-геоморфологическая схема участка работ, включающая залесенные низкие плоские водоразделы и пологие склоны; крупные полигоны многолетнемерзлых грунтов (ММГ) водораздельных пространств; пологие склоны и водоразделы с полигонально-трещинным рельефом и ложбинами стока, днища котловин с мелкополигональный рельефом, преимущественно обводненные, залесенные низкие плоские водоразделы и пологие склоны, ложбины стока заболоченные, термокарстовые озёра; частично осушенные котловины термокарстовых озёр, хасыреи – осушенные термокарстовые озёра.

Определены закономерности распределения бугров пучения, которые в пределах полигона исследований тяготеют к зонам северо-западного простирания, участкам их пересечения с зоной северо-восточного простирания и, частично, к зонам субширотного простирания. С геодинамической точки зрения, структуры разломной природы северо-восточного и субширотного простирания в современном поле напряжений, характеризующемся растяжением в субмеридиональном, а точнее – в север-северо-восточном направлении, являются потенциально наиболее раскрытыми каналами для проникновения газов и воды в верхние горизонты чехла. В связи с этим они являются наиболее перспективными участками для детального изучения флюидодинамических процессов геолого-геофизическими методами. То же относится и к зонам сочленений северо-западного простирания.

По результатам проведенных исследований была построена комплексная криогенно-геоморфологическая схема участка работ с вынесением линеаментов и бугров пучения (рисунок).



Комплексная криогенно-геоморфологическая схема участка работ с вынесением линеаментов и бугров пучения.

По результатам проведенных исследований было выбрано расположение полигона для полевых геофизических исследований и последующего заверочного бурения в рамках изучения флюидодинамических процессов на п-ове Ямал.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 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 также при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

Литература

1. Нежданов А.А., Смирнов А.С. Флюидодинамическая интерпретация данных. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2021. 286 с.
2. Buddo I. et al. Imaging Arctic Permafrost: Modeling for Choice of Geophysical Methods // Geosciences. 2022. 12. 389. <https://doi.org/10.3390/geosciences12100389>.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГУРБЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, БИРЮСИНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ РАЙОН)

Ванин В.А.^{1,2}, Мазукабзов А.М.¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

² Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

Гурбейское золоторудное поле расположено в Восточном Саяне на территории Бирюсинского рудного района, который, в свою очередь, является одним из древнейших районов россыпной золотодобычи. Характерная особенность данного рудного района – отсутствие известных крупных месторождений рудного золота. К тому же золоторудные объекты Бирюсинского рудного района слабо освещены в научной литературе.

Цель настоящей работы – выявление некоторых особенностей геологического строения и распространения рудного золота на территории Бирюсинского рудного района на примере Гурбейского золоторудного поля.

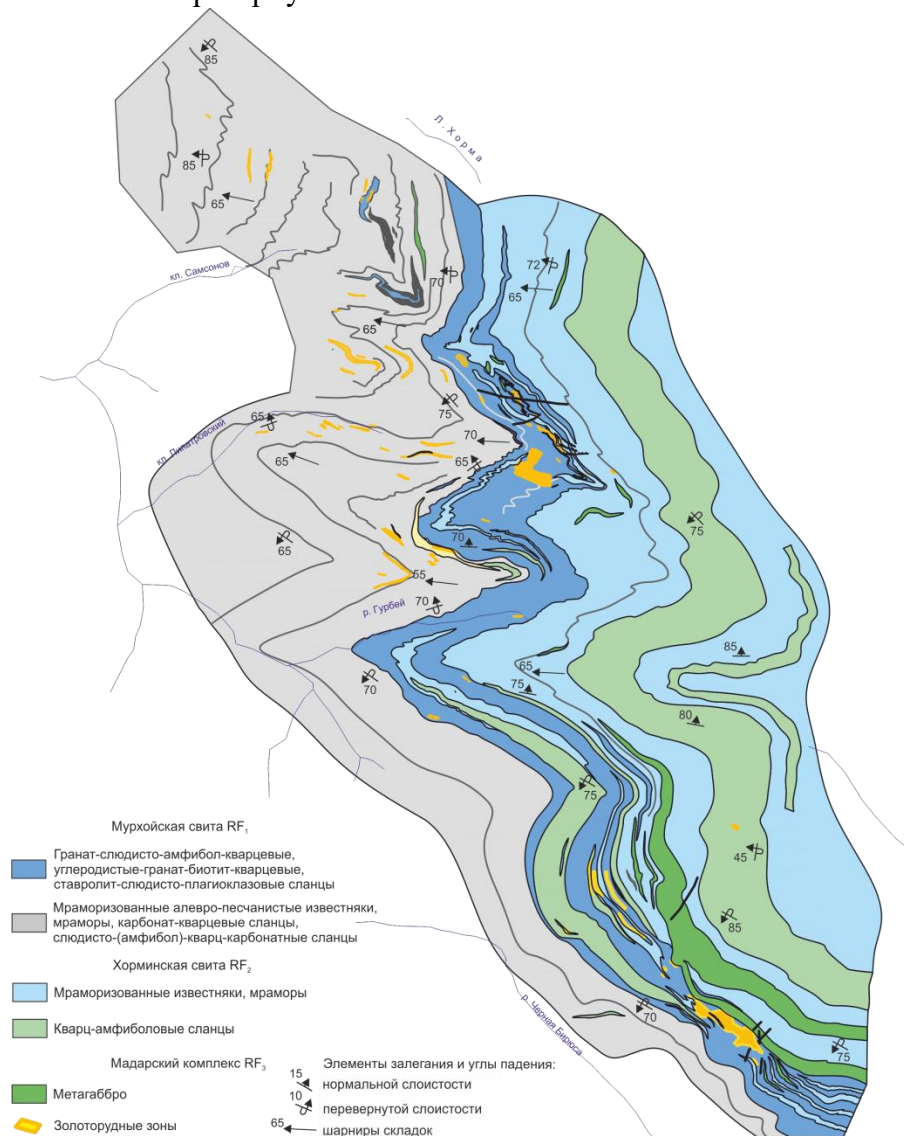
Территория Гурбейского рудного поля находится в зоне влияния Главного Саянского регионального разлома – шовной структуры между Сибирской платформой и Дербинской глыбой. В геологическом строении рудного поля принимают участие метатерригенно-карбонатные отложения мурхойской свиты, терригенно-вулканогенные отложения хорминской свиты, прорванные базитами мадарского комплекса (рисунок).

Мурхойская свита представлена переслаиванием мраморизованных алевропесчаных известняков, доломитовых, кальцитовых мраморов, сланцев углеродисто-карбонатно-кварцевых, плагиоклаз-дистен-гранат-биотит-кварцевых, углеродисто-кварцевых, гранат-биотит-мусковит-кварцевых. Хорминская свита представлена мраморизованными известняками, кальцитовыми мраморами, алевритистыми сланцами, метаэффузивами кварц-амфиболового состава. В состав мадарского комплекса включены ортоамфиболиты, метадолериты, метагаббро-долериты, метагаббро, метагаббро-диориты. Контакты с вмещающими породами резкие, интрузивные. На контакте с карбонатными породами часто отмечаются зоны мраморизации небольшой мощности.

Породы повсеместно изменены процессами стресс-метаморфизма и гидротермальной проработки. Температура метаморфизма достигала верхов эпидот-амфиболитовой фации – начала амфиболитовой [1].

Золоторудные зоны представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жильно-прожилковыми зонами. Средняя мощность жил варьируется от 10 до 15 см, в раздувах редко достигает 40 см. Основную массу рудных минералов в них составляют пирит и пирротин, реже – арсенопирит, галенит, халькопирит, сфалерит, гематит, блеклая руда. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, анкеритом и сидеритом. Золото – свободное, крупное, локализовано в межзерновом пространстве и трещинах в кварце и на границах с вмещающими породами. Также встречается золото дисперсное, связанное с сульфидами. Его распределение в рудных зонах крайне неравномерное. Вмещающими породами для рудных зон являются кристаллические сланцы мурхойской свиты и алевропесчаные мраморизованные известняки хорминской свиты.

По результатам структурного картирования рудное поле представляет собой линейно вытянутые, преимущественно крутозалегающие толщи (60–85°) пород, дислоцированные в систему линейно незамкнутых дисгармоничных складок продольного изгиба с правосторонним кинематическим рисунком (рисунок). Шарниры складок погружаются под средними и крутыми углами на северо-запад (45–65°). Данный структурный рисунок был сформирован в результате преобладания сдвиговых деформаций. В структурно-геологическом плане породы на территории рудного поля имеют перевернутое залегание.



Геолого-структурная схема Гурбейского рудного поля.

Несмотря на высокую степень метаморфизма вмещающих пород Гурбейского рудного поля, установлено, что сланцеватость мурхойской свиты полностью повторяет структурный рисунок хорминской свиты, в разных частях которой установлены элементы слоистости. Это свидетельствует в пользу того, что сланцеватость, выраженная в породах мурхойской свиты, является результатом трансформации плоскостей первичной слоистости вследствие тектонических движений.

Золоторудные зоны, представленные кварцевыми жилами и прожилками, приурочены к плоскостям слоистости хорминской свиты и сланцеватости мурхойской свиты, а также к замкам складок. Золоторудные зоны вместе с плоскостями слоистости и сланцеватости смяты в складчатую структуру, сформированную в результате правосторонних сдвиговых тектонических движений, оказывающих влияние на крутозалегающие толщи рудного поля зоной Главного Саянского регионального разлома.

В результате изложенного напрашивается вывод, что золоторудные зоны приурочены к плоскостям межслоевых скольжений, возникших в процессе складкообразования. На территории рудного поля рудоконтролирующих зон разломов не зафиксировано. Структурный контроль оруденения определяется сочетанием складчатой структуры вмещающих пород и зон разуплотнения, сформировавшихся в результате межслоевых скольжений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 23-17-00196).

Литература

1. Гармаев Б.Л., Татьков И.Г., Базаров А.Д. Комплексная геолого-геофизическая модель Гурбейского золоторудного проявления (Бирюсинский золотоносный район) // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование. Современное минералообразование: Тр. VI Всероссийского симпозиума с международным участием и XIII Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана. Чита, 2016. С. 12–17.

ИСТОЧНИКИ СНОСА МАТЕРИАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Володина Е.А.¹, Тевелев Ал.В.^{1,2}, Борисенко А.А.³, Коптев Е.В.¹, Шестаков П.А.¹

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ekaterina.volodina2015@yandex.ru, coptevgor@gmail.com, petrshestak@yandex.ru

² ООО НТПП "ГЕОПОЙСК", Челябинск, atevelev@yandex.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского, Москва, borsanya@yandex.ru

Данная работа посвящена изучению источников сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Наиболее достоверное определение источников возможно благодаря U-Pb датированию детритовых цирконов. Лучше всего для этого метода подходят образцы песчаников с карбонатным цементом. Подобных пород чрезвычайно много в позднепалеозойских комплексах изучаемой территории. Изучение детритовых цирконов позволяет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, сделанные ранее при анализе распределения литотипов.

Первичные сведения об источниках сноса терригенного материала были получены при полевых исследованиях, а также при изучении шлифов. На данный момент проанализированы три пробы: из азымской свиты (московский ярус среднего карбона), васелгинской (касимовский ярус верхнего карбона) и чигишанской (ассельский ярус нижней перми). Определение изотопного возраста цирконов проводилось в изотопной лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции (аналитик А.С. Дубенский).

1-я проба (азымская свита среднего карбона). Данная проба была отобрана рядом с пос. Ургала (Башкортостан). В песчаниках азымской свиты было выявлено огромное количество обломков кремнистых пород, которые преобладают над вулканическими – литокластами лав основного и среднего состава. Кремнистые породы слагают ордовикско-девонский разрез Маяктауского аллохтона, который расположен в непосредственной близости от точки отбора пробы; по направлению к нему мощность свиты заметно увеличивается. Следовательно, можно предполагать комплексы Маяктауского аллохтона в качестве одного из источников сноса материала.

Зерна циркона сильно различаются по морфологии, что говорит о влиянии разных источников. Присутствуют как хорошо окатанные округлые зерна, так и совсем неокатанные угловатые, иногда с четкими гранями. В некоторых зернах хорошо видны ядро и каймы; другие зерна полны включений, трещин, зон метамиктного распада. Размер кристаллов колеблется от 60 до 400 мкм.

Большинство полученных возрастов приходится на интервал с ордовика по девон, чуть меньше – на нижний и средний рифей. Единичные зерна имеют кембрийский, вендский и позднерифейский возраст, раннепротерозойские и архейские зерна в выборке отсутствуют (рис.1).

Самый сложный интервал – с кембрия по девон, на него приходится большинство полученных возрастов (пик 410–430 млн лет). В пределах изученной территории самые ближайшие к точке отбора магматические породы, в современной

структуре входящие в состав Нязепетровского и Бардымского аллохтонов, а также Тагильскую островную дугу. Кроме того, девонские гранитоиды есть в пределах Уфалейского антиклинория.

Наибольшее количество докембрийских датировок приходится на средний рифей. В среднем рифее источником цирконов могла быть машакская свита, возраст которой 1350–1346 млн лет [3], однако зерен с возрастом машакской свиты в пробе нет.

В интервале раннего рифея имеется относительно большое количество зерен с возрастом 1650–1500 млн лет, что отлично коррелируется с возрастом айской свиты.

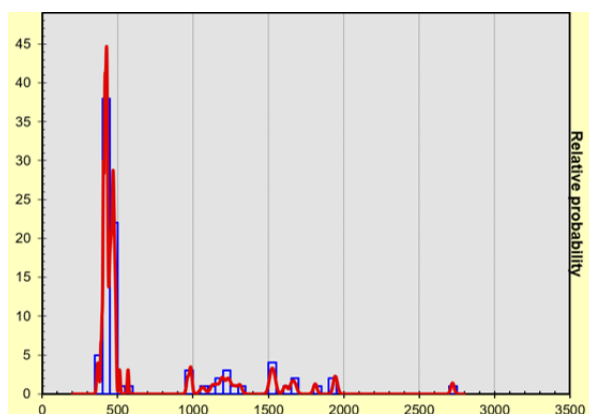


Рис. 1. Распределение возрастов детритовых цирконов из песчаников азымской свиты среднего карбона (гистограмма плотности распределения).

Однако среди цирконов практически всех рифейских свит, включая айскую, пик приходится на 2050 млн лет [2] (возраст мигматизации в Тараташском блоке [4]), а в изученной пробе цирконов с возрастом 2050 млн лет и более древних нет. Это означает, что Тараташский выступ и рифейские свиты в его обрамлении в это время не размывались, то есть были перекрыты, хотя в начале исследований, до получения результатов U-Pb датирования, Тараташский блок предполагался нами в качестве главного источника сноса.

Вероятнее всего, в начале формирования Юрюзано-Сылвенской впадины размывались породы ашинской серии венда, поскольку в пробе довольно большое количество среднерифейских датировок, что характерно для пород ашинской серии [1].

2-я проба (васелгинская свита верхнего карбона). Данная проба была отобрана из песчаников васелгинской свиты позднего карбона возле деревни Карантрав, она находится километрах в 20 к северо-западу от пос. Ургала, где была отобрана предыдущая проба. Стоит отметить, что, в отличие от конгломератовой толщи азымской свиты, в разрезе у д. Карантрав наблюдается уже тонкоритмичная флишеподобная толща: чередуются мелкозернистые песчаники с алевролитами-аргиллитами. То есть песчаник, из которого отобрана проба для датирования, в принципе более сортированный, и обломки там явно сильнее окатанны, потому что породы формировались в относительно более глубоководных условиях, то есть они выносились дальше в бассейн и преодолели большее расстояние от места размыва. Следовательно, и зерна циркона здесь меньше разнятся по размеру, и преобладающее их большинство имеет округлую форму.

Возрастные характеристики (рис. 2): самая яркая серия пиков с возрастом 1–2 млрд (охватывает вторую половину раннего протерозоя, нижний и средний рифей), также есть архейские зерна (около 10 штук) и совсем немного молодых раннепалеозойских. Если мы сравним эту гистограмму по васелгинскому детриту с гистограммой по ашинской серии, то увидим, что они очень сильно похожи. Это еще одно подтверждение того, что ашинская серия являлась источником сноса в начале коллизии, а в момент формирования васелгинской свиты, то есть в самом конце карбона, являлась главным источником.

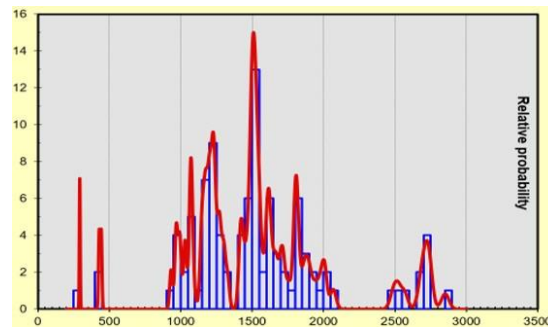


Рис. 2. Распределение возрастов детритовых цирконов из песчаников васелгинской свиты верхнего карбона.

Если сравнить гистограммы по первой и второй пробам, то заметно, что в первой пробе преобладают раннепалеозойские зерна, а ашинские в меньшинстве, а во второй на долю ашинских приходится большинство, а на палеозойские – минимум. Видимо, это связано с характером роста горного сооружения: с началом коллизии разрушаются краевые части, а по мере воздымания орогена обнажаются всё более древние породы.

3-я проба (чигишанская свита ранней перми). В данной пробе преобладающее число зерен имеют позднепалеозойский возраст (пик 350 млн), а также присутствуют пики в интервале 1–2 млрд (рис. 3).

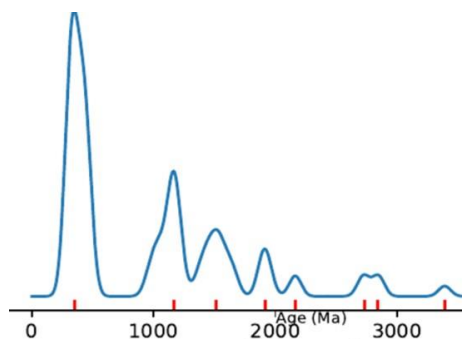


Рис. 3. Распределение возрастов детритовых цирконов из песчаников чигишанской свиты ранней перми.

Вероятно, ашинская серия также являлась источником, но уже не преобладающим. В данном случае, скорее всего, разрушались каменноугольные вулканические комплексы Богдановского рифта, а также там присутствуют и интрузивные массивы с таким возрастом (например, Неплюевский). Так как эти

комплексы находятся сильно южнее места отбора пробы, то при сносе материала большую роль играют продольные течения.

Авторы благодарны Р.В. Веселовскому, Н.Б. Кузнецову, Т.В. Романюк, А.В. Страшко, А.В. Чистяковой, А.В. Сомсиковой за помощь на разных этапах подготовки проб и интерпретации результатов анализа.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-55-26009 Чехия_а "Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента".

Изучение шлифов выполнено с использованием микроскопа Olympus BX53P, приобретенного по программе развития МГУ.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Доклады РАН. 2012. Т. 447, № 1. С. 73–79.
2. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U–Pb/LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Доклады РАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 308–313.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. ун-та. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Волосов А.С.^{1,2}, Хромых С.В.^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, volosovalex@gmail.com

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Дайковые рои, или пояса, представляют собой крупные скопления даек, обычно расположенных на относительно небольшой территории. Дайки зачастую являются единственным отражением процессов, происходящих в земной коре и мантии. Состав даек играет большую роль: в большинстве случаев это слабо дифференцированные тела, отражающие состав глубинных магматических очагов, откуда происходит их внедрение. Пояса базитовых даек являются отражением термических событий в мантии. Благодаря исследованию дайковых поясов появляется возможность определить стадии эволюции литосферы, в том числе и эволюцию мантийных источников.

Исследуемые дайковые пояса располагаются в Жарма-Саурской зоне Восточного Казахстана. Эта зона представляет собой область сочленения среднепалеозойских комплексов активной окраины Казахстанского палеоконтинента и позднепалеозойских структурно-вещественных комплексов Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1–3].

Бугазский дайковый пояс расположен на юго-востоке исследуемой территории. Он содержит несколько десятков даек северо-восточного и субмеридионального простирания. Мощность даек варьируется от 3 до 5 м, протяженность – около 100 м.

Жаксы-Койтасский пояс расположен на юге исследуемой территории в пределах одноименного массива гранитов. В поясе насчитывается порядка 50 тел северо-восточного простирания мощностью до 2 м и протяженностью до 100 м.

Керегетасский пояс располагается на севере зоны, в плане вытянут в северо-западном направлении. Дайки Керегетасского пояса проявлены в двух частях Кольбулакского массива – северо-западной и юго-восточной. Мощность даек от 0.5–1.0 до 8–10 м, общее количество оценено не менее чем в 250 тел. В западной части Кольбулакского массива отчетливо выделяется крупная дайкообразная Керегетасская интрузия, сложенная щелочными лейкогранитами [4].

В северо-западной части исследуемой территории располагается Коргантасский пояс в пределах одноименного массива щелочных гранит-лейкогранитов. Дайки имеют северо-восточное простирание. В поясе насчитывается несколько десятков даек, мощность которых достигает первых метров, а протяженность – сотен метров.

Каскабулакский дайковый пояс располагается на северном окончании исследуемой территории. Дайки имеют субширотное простирание и прорывают вулканогенно-осадочные отложения среднего карбона. Мощность даек до 2 м, протяженность до 100 м. Количество даек в поясе пока не определено.

Авторами были проведены петрографические исследования даек Жарма-Саурской зоны, что позволило выделить группы пород; породы основного состава представлены во всех пяти исследуемых поясах. По петрографии породы варьируются от долеритов до микрогаббро. Большинство долеритов обладают долеритовой структурой и массивной текстурой, но были также встречены и порфиновые разности. Преимущественное распространение имеет плагиоклаз,

представленный зернами разных генераций. Ранняя генерация представлена крупными зональными зернами, а поздняя – лейстами различного размера – от мелких до средних. Лейсты преобладают над зернами. Темноцветы представлены идиоморфными зернами оливина и клинопироксена. Микрогаббро обладают габбровой структурой и такситовой текстурой. Состоят из лейст плагиоклаза различного размера; более крупные лейсты зональны. Темноцветы представлены амфиболом и клинопироксеном. Породы лампрофирового состава были обнаружены в четырех поясах – в Каскабулакском поясе их нет. Лампрофиры представлены спессартитами с панидиоморфной структурой и массивной текстурой. Они состоят из кристаллов плагиоклаза, часть которых зональная, калиевого полевого шпата (до 5 об. %) и кварца. Темноцветы представлены амфиболом, иногда зональным, биотитом и клинопироксеном. Породы среднего состава также встречаются в четырех поясах, Керегетаском поясе они отсутствуют. Средние породы представлены в основном диоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами. Встречаются как неравномерно-зернистые, так и порфириновые разности. Состоят из серицитизированных зерен плагиоклаза (иногда зонального) и небольшого количества кварца. Из темноцветов в породах встречены идиоморфные зерна амфибола и биотит. Из акцессорных минералов встречен титанит. Породы кислого состава изучены только в Керегетаском и Коргантаском дайковых поясах. В Коргантаском поясе породы представлены граносиенит-порфирами с порфиривидной структурой и массивной текстурой. Основная масса сложена пелитизированными зернами калиевого полевого шпата, преобладающими над плагиоклазом, реликтами биотита, замещенного хлоритом и кварцем. Во вкрапленниках встречены пелитизированный калиевый полевой шпат, серицитизированный плагиоклаз, кварц и хлоритизированный амфибол. Из акцессорных минералов встречен апатит. В Керегетаском поясе породы такого состава различные: гранодиориты, плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры. Гранодиориты встречены различной зернистости: мелко- и крупнозернистые, неравномерно-зернистые, а также порфиривидные. Структура гипидиоморфная, текстура массивная. Состоят из удлиненных серицитизированных и изометричных зональных зерен плагиоклаза, мелкозернистого кварца, пелитизированных кристаллов калиевого полевого шпата с двойниками. В некоторых образцах плагиоклаз частично замещается эпидотом. Из темноцветов присутствуют реликты биотита, замещенного хлоритом, а также идиоморфные зерна клинопироксена, который замещается амфиболом. Гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры имеют порфиривидную структуру и массивную текстуру. Основная масса сложена кристаллами кварца, калиевого полевого шпата и серицитизированного плагиоклаза. Из мафических минералов в породах присутствуют хлоритизированные биотит и амфибол, а также идиоморфные зерна клинопироксена. Во вкрапленниках присутствует пелитизированный калиевый полевой шпат, зональный плагиоклаз и хлоритизированный биотит. Из вторичных минералов в породах можно встретить кальцит.

Был исследован состав главных минералов некоторых дайковых пород. В долеритах главные минералы представлены зональным плагиоклазом (An 36–88), оливином (f 23–52), двумя пироксенами – энстатитом (f 27–45) и авгитом (f 30–40), акцессорные минералы – апатит и магнетит; в микрогаббро – зональным плагиоклазом (An 37–92), авгитом с различным содержанием кальция (f 19–50), состав амфибола варьируется от паргасита до магнезиальной роговой обманки,

акцессорные минералы – апатит, магнетит и ильменит; в лампрофирах – плагиоклазом, иногда зональным (An 15–52), калиевым полевым шпатом, авгитом (*f* 29–50), различным амфиболом: паргаситом, керсутитом и магнезиальной роговой обманкой, биотитом (*f* 36–46); акцессорные минералы – апатит, магнетит и титанит; в порфириовидных гранодиоритах – зональным плагиоклазом (An 8–41), калиевым полевым шпатом, амфиболом – магнезиальной роговой обманкой, (*f* 42–55), биотитом (*f* 51–57).

Вещественный состав изучен для пород Бугазского, Жаксы-Койтасского, Керегетасского и Коргантасского дайковых поясов. Породы варьируются по составу от основных до кислых: основные породы соответствуют монцогаббро и монцогаббро-диоритам, средние и лампрофиры – монцодиоритам и монцонитам, а кислые – граносиенитам, умеренно-щелочным гранитам и гранитам. По содержанию SiO₂ и K₂O породы относятся к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям пород. Для пород основного, среднего и лампрофирового состава наблюдаются одинаковые закономерности поведения петрогенных элементов относительно MgO: положительная корреляция MgO с CaO, FeO_t и TiO₂ и при этом отрицательная корреляция с SiO₂, Na₂O и K₂O. Такие закономерности могут говорить о том, что разнообразие по составу пород вызвано процессами дифференциации первичных базитовых магм.

Спектры распределения редкоземельных элементов Керегетасского, Бугазского, Коргантасского и Жаксы-Койтасского дайковых поясов в целом аналогичны: основные породы относительно слабо обогащены легкими лантаноидами, у лампрофировых и средних даек обогащение более выражено. У всех спектров отсутствует европиевая аномалия, что говорит о слабом фракционировании плагиоклаза.

Схожее поведение петрогенных и редоземельных элементов позволяет предполагать схожий состав мантийных источников для исследованных дайковых поясов.

На данном этапе исследования можно выделить два этапа формирования дайковых поясов: среднекарбонный – Бугазский (315 ± 4 млн лет (U-Pb)) и, возможно, Жаксы-Койтасский пояс и раннепермский – Керегетасский (287 ± 4 млн лет (U-Pb)), Коргантасский и, возможно, Каскабулакский пояс. Такие этапы магматизма хорошо коррелируются с главными стадиями эндогенной активности в Алтайской аккреционно-коллизонной системе [3]. Среднекарбонный магматизм проявился на этапе коллапса орогенного сооружения, а раннепермский магматизм – в результате активизации Таримского мантийного плюма [5].

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 23-27-00224).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с., кн. 2. 336 с.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизонных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
3. Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дис. ...докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.

4. Волосов А.С. Геологическая позиция, вещественный состав, возраст и модель формирования Керегетасского дайкового пояса, Восточный Казахстан // *Металлогения древних и современных океанов: Материалы XXVIII международной молодежной конференции* (г. Миасс, 25–29 апреля 2022 г.). Миасс: УрОРАН, 2022. С. 188–192.
5. Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. Iss 1. P. 79–99.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУР РАСПАДА И КЕЛИФИТОВЫХ КАЙМ НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР, УДАЧНАЯ И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Воробей С.С.¹, Гаранин В.К.²

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
Москва, Patesonchic77@mail.ru

² Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана, Москва

В ксенолитах мантийных пород из кимберлитов часто развиты процессы метасоматоза, в результате которых происходят изменения химического состава мантийной породы под воздействием расплава/флюида. Выделяется мантийный метасоматоз, который происходит непосредственно в мантии, и кимберлитовый метасоматоз после того, как мантийные породы были захвачены кимберлитовой магмой.

Особенно следует отметить проявление явного (модального) метасоматоза в верхней мантии, в результате чего возникает серия наложенных минералов, которые нередко проявляют реакционные взаимоотношения с породообразующими [1, 2, 4, 5].

Влияние процессов метасоматоза наблюдалось в изученных нами мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Обнаженная, которые располагаются на Сибирской платформе и принадлежат Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). Трубка Мир находится в Малоботуобинском районе, Мирнинское поле, трубка Удачная – в Далдыно-Алакитском районе, Далдынское поле, трубка Обнаженная располагается в Нижнеоленинском районе, Куойкское поле [3].

В минералах мантийных ксенолитов различных парагенезисов кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Обнаженная был проведен сравнительный анализ выпадения структур распада, развитых келифитовых кайм по периферии и вторичных минералов по трещинам.

Установлено, что ксенолиты ультраосновных и основных глубинных пород, в том числе алмазоносных, часто несут следы метасоматических и близповерхностных преобразований различной степени интенсивности, которые указывают на сложную историю их эволюции. В связи с этим целью настоящего исследования было изучение поэтапного процесса изменения минералов мантийных пород кратонной литосферной мантии до их захвата кимберлитовыми расплавами и в процессе их подъема.

На примере минералов из ксенолитов алмазоносных трубок Мир и Удачная и неалмазоносной трубки Обнаженная показано широкое многообразие состава оксидных фаз в структурах распада (рис. 1) граната и пироксена, развитых на минералах келифитовых кайм (рис. 2) и мощных жилков внутри.

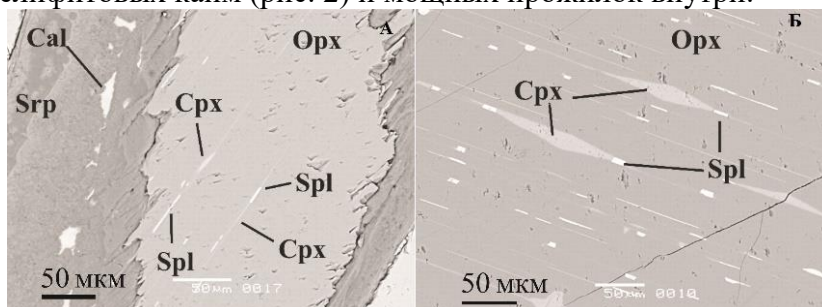


Рис. 1. Ламели клинопироксена в ортопироксене (трубка Обнаженная): *a* – составные ламели из клинопироксена и шпинели в ортопироксене, гранатовый лерцолит ТО–281; *б* – составные ламели клинопироксена, шпинели в ортопироксене, гранатовый вебстерит ТО–69. Изображение в обратнорассеянных электронах.

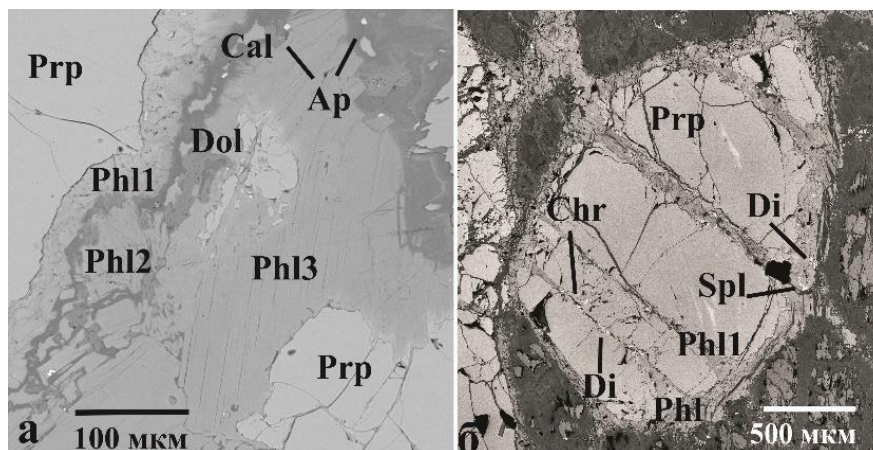


Рис. 2. Келифитовые каймы граната: *a* – мощная многослойная кайма флогопита, гранатовый вебстерит ТО–42 (трубка Обнаженная); *б* – смесь минеральных фаз (флогопит, шпинель, клинопироксен) в кайме, гранатовый вебстерит ТМ–126 (трубка Мир). Изображения в обратнорассеянных электронах.

Результаты исследования мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Обнаженная позволили выявить различную интенсивность процессов метасоматоза в различных районах ЯКП. Наличие явно проявленных игл и пластинок в структурах распада, а также развитых мощных (до 200–350 мкм) келифитовых кайм вокруг минералов подтверждает более интенсивные и длительные по времени процессы за счет влияния кимберлитового расплава-флюида, тогда как слабовыраженные структуры распада, маломощные келифитовые каймы (до 100–150 мкм) напрямую подтверждают их более быструю транспортировку к поверхности с формированием каймы агрегатного строения без явно выраженных слоев.

Литература

1. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 172–193.
2. Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная – индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т.53, № 12. С. 1698–1721.
3. Коренные месторождения алмазов мира / А.Д. Харьков, Н.Н. Зинчук, А.И. Крючков. М.: Недра, 1998.
4. Harte B. Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample // Continental Basalts and Their Xenoliths / C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Nantwich: Shiva, 1983. P. 49–61.
5. Kimberlites and their xenoliths / J.B. Dawson. Berlin: Springer-Verlag, 1980.

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СОСТАВА ПОРОД С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ИЗ ОТВАЛОВ
«ЛЮПИККО-1», «БЕКК» И «ГЕРБЕРЦ-1» (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ
РАЙОН)**

Воробей С.С.¹, Коньшев А.А.^{1,2}, Сидкина Е.С.³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
patesonchic77@mail.ru

² Институт геологии, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск

³ Геологический институт РАН, Москва

Изучаемые объекты – рудники «Люпикко-1», «Бекк» и «Герберц-1» – расположены в Питкярантском рудном районе Республики Карелия. Рудник «Люпикко-1» был открыт в 1856 г.; изначально предполагали наличие объекта на медную минерализацию, но вместо медной руды стали разрабатывать железную. Рудник «Бекк» также является одним из заброшенных объектов по добыче магнетитовой руды. Добыча железной руды на объекте «Герберц-1» проводилась с 1896 по 1903 г.

Целью настоящего исследования является определение минерального и химического состава пород, чтобы иметь представление об источниках элементов-загрязнителей, что обуславливает важность детального изучения пород из этих шахт.

В ходе полевых работ были отобраны образцы из отвалов шахты «Люпикко-1», рудников «Бекк» и «Герберц-1». Минеральный состав пород подробно изучался с помощью современных аналитических методов исследований: при помощи оптического микроскопа CarlZeiss и OlympusBX51; с использованием сканирующей электронной микроскопии TESCANMIRA был изучен минеральный и элементный состав каждой фазы, исследования проводились в ГЕОХИ РАН

Главный рудный минерал на отвалах «Люпикко-1» – *магнетит*. Совместно с магнетитом в руде отмечается сфалерит, флюорит, халькопирит, пирит, касситерит и галенит [1, 2, 4]. Следует отметить, что практически по всем породам, а в особенности по магнезиальным скарнам, развиваются гидротермальные минералы; это группы серпентина и хлорита, карбонаты Ca и Mg, флюорит. Широко распространенными минералами в грейзенах и апоскарновых гидротермалитах являются сульфиды, а именно пирротин, халькопирит и сфалерит, в меньших количествах присутствует пирит, кубанит, лёллингит, галенит, молибденит, а также шеелит. В грейзенах встречается самородный висмут, теллуриды Bi (рис. 1), Pb, Ag и Au, члены ряда Au-Ag минералов [5].

Породы рудника «Бекк» [6] главным образом скарнированы, магнетит представлен псевдоморфозами по гематиту (мушкетовит). Также распространены сфалерит, кварц и флюорит (рис. 2), они содержатся в рудных телах неправильной формы и гнездах, Гранитогнейсы в лежащем боку глубоко изменены на глубину до нескольких десятков сантиметров. Это изменение выражается в обогащении хлоритовым агрегатом, развивающимся по полевым шпатам, появляется флогопит совместно с небольшим количеством флюорита.

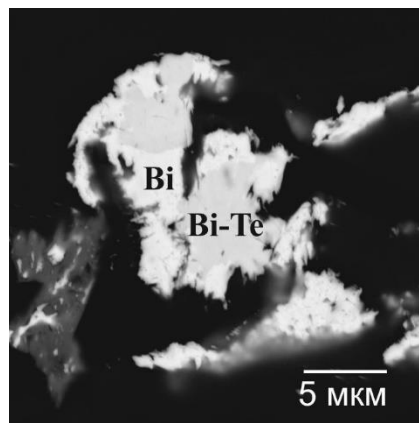


Рис. 1. Включение Bi-Te-фазы в самородном Bi. Изображение в обратнорассеянных электронах.

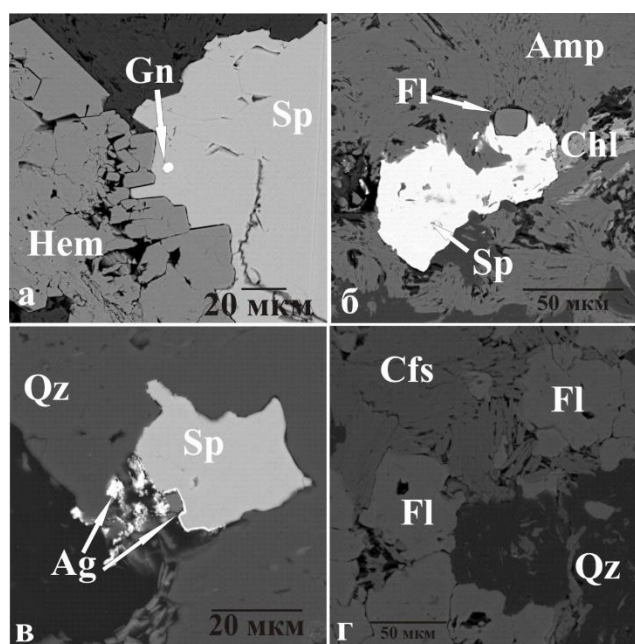


Рис. 2. Минеральные фазы: *а* – контакт гематита и сфалерита; *б* – включение сфалерита в амфиболе; *в* – включение самородного серебра и тонкая серебряная кайма по периферии сфалерита; *г* – зерна флюорит на контакте с клиноферросилитом. Условные обозначения минералов: Gn – галенит, Sp – сфалерит, Hem – гематит, Amp – амфибол, Ag – серебро самородное, Cfs – клиноферросилит, Qz – кварц, Srp – серпентин, Fl – флюорит, Chl – хлорит. Изображение в обратнорассеянных электронах.

Рудник «Герберц-1» состоял из двух вертикальных шахтных стволов – «западного» и «восточного». Первые 10–15 м стволы шахт идут по рыхлым (песчано-глинистым) четвертичным отложениям, а далее – по слюдястым сланцам, ниже которых вскрывается крутопадающая рудная залежь мощностью 0.5–1.5 м в серпентинизированных скарнах Питкярантской свиты [6]. Эти скарны имеют сложный состав; помимо магнетита, в них содержится сфалерит, халькопирит, гематит, флюорит, кальцит, диопсид, везувиан, хлорит, гранат и другие минералы [3].

В процессе исследования было подтверждено, что минеральный и химический

состав пород отвалов шахты «Люпикко-1», рудников «Бекк» и «Герберц-1» согласуется с уже известными литературными данными. Идентифицированные минеральные фазы (магнетит, сфалерит, пирит, халькопирит и другие минералы) подтверждают наличие и накопление ряда элементов, таких как Fe, Zn, Ni, Co, Sr, Cd, U и РЗЭ. Высокая концентрация Zn в воде, вероятнее всего, обусловлена растворением сфалерита, Cu – халькопирита, Pb – галенита, Ni – пирита, в котором он содержится в небольших количествах.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10011.

Литература

1. Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск: Госкарелиздат, 1961. 105 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О стокезите из гранитных пегматитов Кольского п-ова и скарноидов Карелии (Питкяранта) // Тр. Минералогического музея. Вып. 35. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1988. С. 36–39.
3. Иващенко В.И., Валкама М., Сундبلاد К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. Новые данные по минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Доклады РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 229–233.
4. Нефедов Е.И. Берборит, новый минерал // Доклады АН. Серия геологическая. 1967. № 174. С. 189–192.
5. Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика. М., 2008. 60 с.
6. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See // Bull. la Comm. Géologique Finlande. 1907. 19. P. 243–244 (in German).

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО ДАННЫМ ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ-ВОСТОЧНЫЙ)

Вяткина Д.В., Кашубина Т.В., Ефимова Н.Н.

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

На территории России проводятся региональные работы по созданию государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Данные исследования нацелены на получение нового геолого-геофизического материала, позволяющего изучить глубинное строение земной коры и верхней мантии вдоль линии профиля. Наибольшее внимание уделяется изучению районов Восточной Сибири и Дальнего Востока.

На опорных профилях выполняется широкий круг геолого-геофизических исследований, одним из методов является метод глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). Основной задачей обработки материалов ГСЗ по опорным профилям является создание глубинного скоростного разреза и заверка построений решением прямой задачи методом лучевого моделирования.

Предметом рассмотрения данной работы является глубинная скоростная модель, полученная в результате обработки материалов ГСЗ на опорном геолого-геофизическом профиле 1-СБ-Восточный.

Полевые работы ГСЗ выполнялись в 2014–2016 гг. специалистами ФГУП «СНИИГГиМС» и АСФ ГС СО РАН. Отработка пунктов возбуждения производилась с шагом 15–30 км с использованием взрывных (3–5-тонных) и вибрационных (40-тонных) источников возбуждения. Получены записи с 52 ПВ. Регистрация сейсмического сигнала осуществлялась с шагом 5 км цифровыми телеметрическими 4-канальными станциями РОСА-А.

Опорный геофизический профиль 1-СБ-Восточный изобилует многообразием пересекаемых им тектонических структур, отражающих разнообразные геодинамические обстановки формирования земной коры. Профиль 1-СБ-Восточный последовательно пересекает (с юга на север) Центрально-Азиатский (Монголо-Охотский) складчатый пояс в составе Амурской, Селенгино-Становой и Байкальской складчатых областей, завершаясь в пределах Ангаро-Ленской моноклизы Сибирской платформы.

При построении скоростного разреза применялась методика обработки данных ГСЗ, разработанная в ФГБУ «ВСЕГЕИ». После дополнительной динамической обработки материалов на сейсмограммах ГСЗ выделяются целевые волны, характеризующие основные особенности структуры земной коры и поверхности Мохоровичича.

Преломленные волны, связанные с осадочным чехлом, прослеживаются на удалении 10–15 км с кажущимися скоростями, изменяющимися в широких пределах - 3.8–5.8 км/с. Далее до удалений 150–200 км выделяются преломленные волны (P_g) со скоростью 5.8–6.2 км/с, освещающие верхнюю и среднюю часть консолидированной земной коры. На удалении (200–250 км) в первые вступления выходит преломленная волна от границы M (P_n). Отраженные волны P_mP наиболее

динамически выражены в закритической области на удалении свыше 100 км от пункта взрыва.

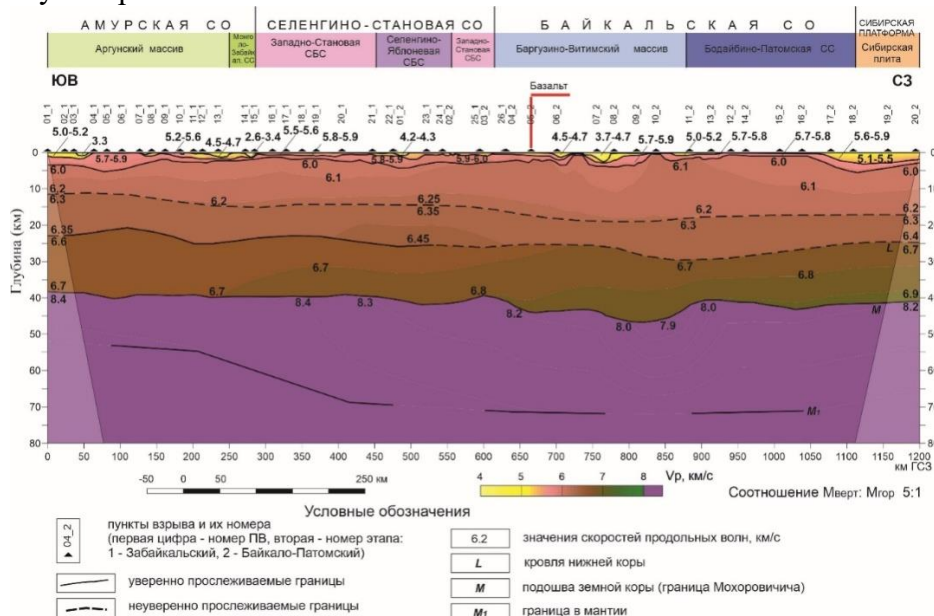
Для определения положения границы Мохо в рамках двумерной модели среды были построены специальные поля времен для отраженной волны от М (РмР) в квадратичных координатах с использованием времен вступлений РмР по результатам корреляции.

Для оценки распределения скоростей и выявления низкоскоростных неоднородностей в верхней части разреза выполнялась кинематическая двумерная инверсия с получением сейсмотомографических разрезов.

При формировании начальной скоростной модели использовались все данные, полученные при анализе волновых полей в виде годографов и специальных полей времен по отраженным РмР волнам с результатами их обработки по определению средних и граничных скоростей; томографические скоростные модели для верхней части разреза; результаты определения положения границы М по данным экспресс и предварительной обработки.

Дальнейшая корректировка модели производилась в программном комплексе SeisWide, в основе которого лежит алгоритм лучевого моделирования волновых полей [1]. Данный пакет программ позволяет решать прямую сейсмическую задачу, т.е. производить быстрый расчет теоретических годографов основных типов волн от построенной сейсмогеологической модели и затем сопоставлять их с наблюдаемыми волновыми полями.

В результате обработки и интерпретации данных ГСЗ была получена глубинная скоростная модель земной коры и верхней части мантии по профилю 1-СБ-Восточный (рисунок). На скоростном разрезе наиболее уверенно выделяются границы в верхней части разреза и подошва земной коры, отмечены линиями со сплошной заливкой. Внутрикоровые границы часто определяются как границы смены градиента при незначительном изменении скоростей на них, границы показаны пунктиром.



Глубинная скоростная модель земной коры и верхней части мантии по опорному геолого-геофизическому профилю 1-СБ-Восточный.

Наиболее заметная изменчивость скоростей (2.6–5.9 км/с) наблюдается в верхней части разреза (до глубины менее 5 км). Латеральные низкоскоростные неоднородности связаны с впадинами, заполненными осадочными отложениями. Скоростной уровень 6.0–6.1 км/с отмечается на глубинах 1–5 км. Ниже уровня 6.0 км/с земная кора на модели разделена на три слоя. Скорости в консолидированной коре довольно однородны. Изменения скорости очень плавные в латеральном направлении. В вертикальном направлении скорости возрастают от 6.0 до 6.9 км/с. Градиент вертикальной скорости изменяется с глубиной, но в кристаллической коре нет ярко выраженных преломляющих границ.

Мощность консолидированной земной коры на большей части профиля 1-СБ-Восточный составляет 40 км. В пределах Байкальской складчатой области мощность консолидированной коры увеличивается до 45 км.

Скорости в верхней части верхней мантии варьируются в основном между 8.2 и 8.4 км/с, максимальные значения фиксируются в районе Амурской СО. Локальные понижения до 7.9 км/с отмечаются ниже северного фланга Байкальской рифтовой зоны.

Таким образом, для создания глубинного скоростного разреза по данным ГСЗ применялась современная методика обработки и интерпретации, включающая в себя использование нескольких различных способов обработки данных ГСЗ (построение специальных полей времен; построение томографических разрезов; проверка построений лучевым моделированием). Полученная скоростная модель используется для дальнейшей комплексной геофизической интерпретации (например, для пересчета временного разреза ОГТ в глубинный разрез со скоростями, полученными по модели ГСЗ), а также для геологических и геодинамических построений.

Литература

1. Zelt C.A., Ellis R.M. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling // Canadian Journal of Exploration Geophysics. 1988. V. 24. P. 16–31.

РАЗВИТИЕ ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Гаврилова А.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
gavryusha.dipsi@mail.ru

Устьевая область р. Селенги простирается от предгорий Морского хребта на севере и границ подгорных шлейфов отрогов хребта Хамар-Дабан на юге и востоке, замыкается на побережье озера Байкал аккумулятивными подводными и надводными образованиями от с. Малая Речка до м. Облом. В целом, границы устьевой области определены одной из крупных в Байкальском регионе отрицательных морфоструктур – Усть-Селенгинской впадиной. Реликтовую устьевую область дренирует современная русловая сеть, образуя современную многорукавную дельту выдвигания на мелководном взморье. Русло выполнено мощной толщей кайнозойских отложений – от палеоцена до голоцена. В настоящий момент выделяются три надпойменные террасы – III (12–15 м), Кударинская II (10–12 м), Кабанская I (7–8 м). Современные процессы в дельте представлены глубинной и береговой эрозией, процессом островной и пойменной многорукавности [1].

Вопрос о палеографии дельты нельзя считать разрешенным. Длительное время отложения дельты на геологических картах относили ко II–III звену неоплейстоцена, однако по новым данным радиоуглеродного датирования авторы относят их к современным (голоценовым) [2].

В ходе полевых работ 2018–2020 гг. было описано порядка 20 разрезов, из которых для более детального изучения было выбрано три, расположенных в узле бифуркации дельты: ВОР31, ВД, Воробьиха (рис. 1). Данные разрезы считаются наиболее представительными, поскольку на вершине дельты формируется разделение стока на три направления: Лобановское, Селенгинское и Среднеустьевское, а также именно в узле бифуркации в зависимости от трансгрессивно-регрессивных условий озера Байкал можно наблюдать смену фациального ряда (с понижением базиса эрозии наблюдается усиление глубинной эрозии (врезания), что ведет за собой накопление более крупнозернистого материала, а с повышением базиса эрозии наоборот: усиление боковой эрозии и, как следствие, формирование более мелких фракций).

Одной из задач было изучение толщи флювиальных голоценовых отложений для уточнения возраста и генезиса отложений центральной части дельты. Для этого было отобрано 53 образца, из которых 46 – на спорово-пыльцевой и гранулометрический анализ, а также 6 из прослоев погребенной почвы – на радиоуглеродное датирование. Гранулометрический анализ проведен в ИГ СО РАН им. В.Б. Сочавы (г. Иркутск) с 9-фракционным дробным ситовым анализом (размер ячеек сит – 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125 см), дальнейшая интерпретация выполнена по Л.Б. Рухину [3]. Радиоуглеродное датирование выполнено в лаборатории Отто Шмидта (г. Санкт-Петербург), а спорово-пыльцевой анализ проводился сотрудником лаборатории палеолимнологии К.Е. Вершининым в ЛИН СО РАН (г. Иркутск).

Обнажение ВОР 31 вскрыто на правом берегу острова в месте бифуркации основного русла на два рукава (Селенгинское, Среднеустьевское). Для работы было отобрано 11 проб на гранулометрический состав, на основании которых было выделено 5 основных пачек: темно-серый современный сильно биотурбированный

почвенный горизонт, далее пачка переслаивающихся песков от мелко- до средне- и крупнозернистого вниз по разрезу с прослоями алевритистого мелкозернистого песка пылеватой структуры и волнистой текстурой. Ниже представлен палеопочвенный горизонт, сложенный алевритами. Завершает разрез коричневая пачка среднезернистых песков со следами палеокриогенных процессов: криотурбаций, «дрожащих линий» и ледяных клиньев со слабоволнистой текстурой и редкими хорошо выраженными прослоями гравия мощностью 5–8 см, который ниже переходит в смесь хорошо окатанного гравия, гальки разного размера с разнозернистыми песками. Гравий и галька залегают под углом 16° в противоположном направлении от современного течения реки.

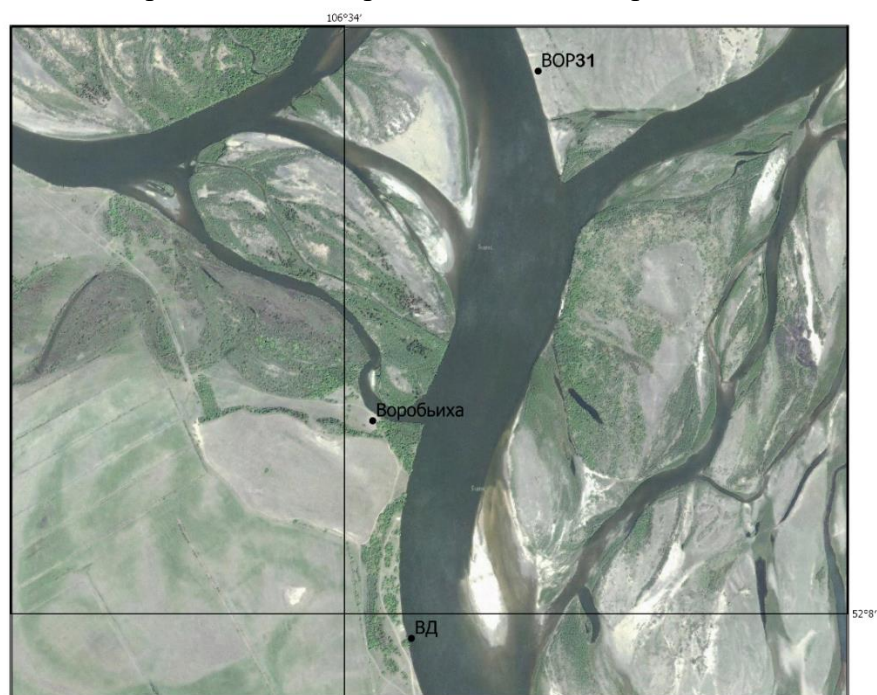


Рис. 1. Местоположение разрезов.

Помимо гранулометрического состава были получены абсолютные датировки из палеопочвенного горизонта, их калиброванный возраст составил 1960 ± 150 лет.

Разрез ВД расположен на высокой пойме левого берега главного русла р. Селенги. Общая мощность разреза составила 173 см: первые 12 см представлены современным почвенно-растительным слоем, состоящим из кварцевых м/з песков и алевритов; ниже наблюдается переслаивание алевритов и среднемелкозернистого песка разнообразной слоистости. По результатам радиоуглеродного анализа были получены абсолютные датировки 1160 ± 120 , а также 3840 ± 450 .

Разрез Воробьиха вскрыт на левом берегу одноименной протоки, впадающей в более крупную протоку Левобережная. Общая высота разреза составила 332 см. На основании гранулометрического анализа выделено 12 основных пачек. Верхняя часть разреза представлена почвенно-растительным слоем (0–9 см), средняя часть (9–132 см) – с/з и м/з монолитными песками и опесчаненными алевритами с прослоями палеопочв, которые были продатированы и имеют абсолютный возраст 1150 ± 80 на глубине 32 см, 2150 ± 150 на глубине 82 см, 4210 ± 260 на глубине 112 см. Ниже – переслаивающаяся толща м/з и к/з песков, алевритов и гравийно-галечный материал.

На основании изучения спорово-пыльцевой диаграммы по разрезу Воробьяха начало суббореального периода можно характеризовать резким увеличением числа зерен *Larix*, *Asteraceae*+*Artemisia* [2], что говорит о климатических изменениях (стало суше и холоднее). Данные диаграммы подтверждаются абсолютными радиоуглеродными датировками с той же глубины (4210±260). Начало субатлантического периода отмечено резким скачком числа злаковых, что свидетельствует о повышении температуры, а также началом активной земледельческой деятельности в Сибири.

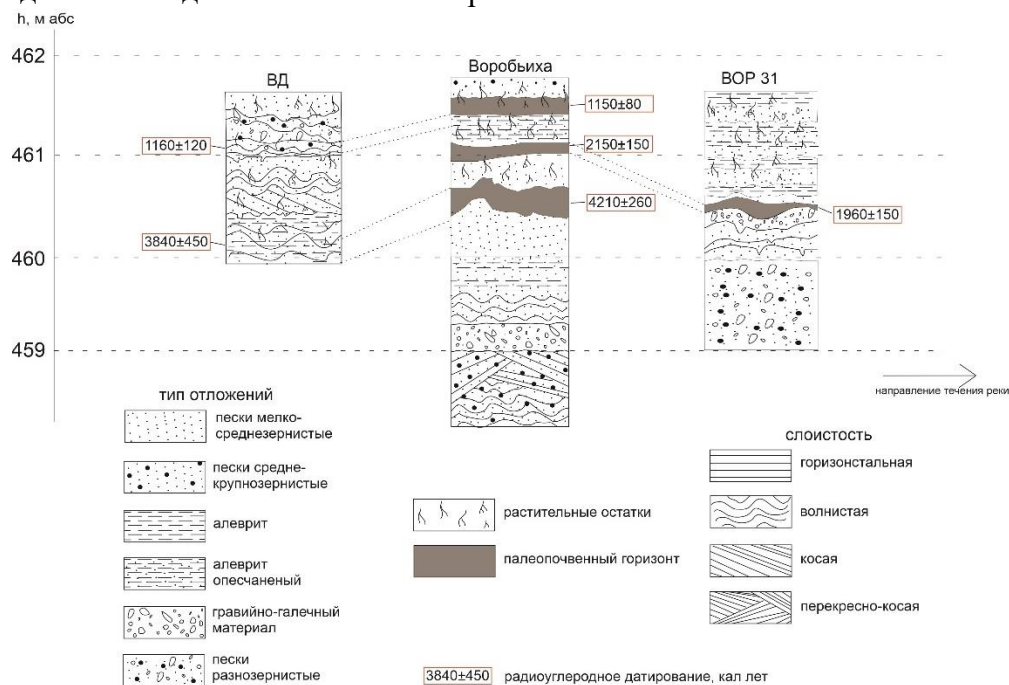


Рис. 2. Предварительная схема корреляции береговых разрезов в дельте р. Селенги.

Структурно-текстурные особенности отложений (рис. 2) (характер слоистости с текстурами типа горизонтально-слоистой, волнистой и косослоистой), в которых направление и угол наклона слоев совпадает с направлением современного течения р. Селенги, наличие мощных палеопочвенных горизонтов, а также полученные геохронологические материалы и спорово-пыльцевая диаграмма подтверждают предположение авторов о смене фациальных обстановок.

Работа была выполнена при поддержке гранта 17-29-05052 офи_м «Экзоморфолитогенез устьев байкальских притоков на современном этапе гидроклиматического цикла: моделирование и прогноз».

Литература

1. Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Природно-климатические реконструкции позднего неоплейстоцена и голоцена байкальской Сибири по результатам изучения эолового морфолитогенеза Усть-Селенгинской впадины // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2014. 16. С. 1–4.
2. Ильичёва Е.А., Павлов М.В., Маккелрой Б., Ниттрауер Д., Донг, Т. Формирование пойм дельты реки Селенги // География и природные ресурсы. 2020. №5. С. 113–119.
3. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Издание 3-е перераб. и доп. Л: Недра, Ленингр. отд-ние, 1969. 703 с.

РОЛЬ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПИТАНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Глухова С.А.¹, Пинигин О.В.², Харитонова Н.А.¹

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
koval.sa95@yandex.ru

² Индивидуальный предприниматель, Россия

По результатам дешифрирования материалов дистанционных исследований и карт оцифрованного рельефа, выполненного для территории Московской области, выделены выраженные в рельефе впадины. Одна из структур расположена на западе Московской области в пределах Рузского и Истринского районов, другая – на востоке Московской области, на границе с Владимирской и Рязанской областями. К выделенным впадинам пространственно приурочены цепочки озер: на западе – озера Глубокое и Тростенское, на востоке – озера Великое, Дубовое, Белое и др.

В настоящее время имеются представления о том, что деформированный осадочный чехол можно встретить в любой части платформы (тысяча километров и более) и на любых глубинах [2]. Для структуры, расположенной на западе Московской области, выполнен морфоструктурный и геолого-структурный анализ по методике М.Л. Коппа [1] с целью выделения и установления кинематики новейших разрывов впадины. По результатам выполненного анализа высказано предположение, что впадина может иметь тектоническое происхождение.

Геолого-гидрогеологический разрез района исследований представлен комплексом отложений четвертичного возраста различного генезиса, терригенными отложениями мелового и юрского возраста, а также каменноугольными отложениями. Водоносные горизонты, приуроченные к карбонатным отложениям каменноугольного возраста, являются одним из основных источников хозяйственно-бытового и питьевого водоснабжения на исследуемой площади.

Для исследуемых районов построены карты гидроизопьез водоносных горизонтов, приуроченных к каменноугольным отложениям. Анализ данных карт показал, что на западе Московской области к зоне развития впадины приурочена куполообразная пьезометрическая поверхность. На востоке области выявлено несколько участков областей с повышенными уровнями подземных вод, пространственно приуроченными к впадине. В области развития структур положение уровневых поверхностей каменноугольных водоносных комплексов близко к поверхности земли и уровню воды в озерах.

На основе выполненного анализа сделано предположение, что выделенные структуры могли образоваться в условиях присдвигового раздвиг и являются областями питания подземных вод.

Литература

1. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
2. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.

**ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА,
ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ
1-СБ-ВОСТОЧНЫЙ И ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ
СКВАЖИНЫ)**

Гольшиева Ю.С., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, juliya_golysheva@vsegei.ru

Опорный геолого-геофизический профиль 1-СБ-Восточный является элементом государственной сети опорных профилей, параметрических и сверхглубоких скважин и призван отразить глубинное строение ряда региональных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (Амурская, Селенгино-Становая и Байкальская складчатые области) и южной части Сибирского кратона.

На опорных профилях проводятся исследования по комплексу геофизических методов (МОВ-ОГТ, КМПВ, ГСЗ, МТЗ, плотностное моделирование с использованием ретроспективных данных), а с целью получения параметрической геолого-геофизической информации о природе структурно-физических неоднородностей земной коры осуществляется строительство параметрических и сверхглубоких скважин. Так и на опорном геолого-геофизическом профиле 1-СБ-Восточный по результатам исследований был выбран наиболее перспективный участок заложения Забайкальской параметрической скважины (ЗПС): купольная структура кристаллического основания, кровля которой наиболее отчетливо выделяется подъемом контрастных отражающих границ на глубинном сейсмическом разрезе МОВ-ОГТ (в наивысшей точке до глубины менее 1 км).

Принципиальные различия в масштабах и объектах исследования опорных профилей (результативные разрезы масштаба 1:1 000 000, глубинность исследований 40–60 км) и сопровождающих их параметрических скважин (результативные разрезы масштаба 1:2 000, максимальная глубинность исследований 4 км) требуют максимальной детализации геофизических параметров по верхней части земной коры с целью сближения масштабов исследований.

Предварительная плотностная модель верхней части земной коры Борщовочного комплекса метаморфического ядра была создана по методике 3D структурно-плотностного моделирования, разрабатываемой в ФГБУ «ВСЕГЕИ» [1]. Основой создания модели служит 3D решение обратной задачи гравиметрии в спектральной области. Исходная цифровая матрица поля силы тяжести в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3) масштаба 1:200 000 была дополнена данными детализационных геофизических работ масштаба 1:10 000 на участке площадью 60 км^2 в районе заложения ЗПС (ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016 г.). Использование этих данных позволило получить более дифференцированное распределение источников аномальных масс в самой верхней части земной коры (до 2 км) в окрестностях ЗПС (5–7 км).

С целью снижения неоднозначности решения обратной задачи полученное распределение на основе априорной информации независимо уточняется по двум параметрам: глубина залегания источников аномальных масс и их значения [1]. В результате получается 3D модель распределения «локальной плотности» в земной

коре, из которой по линии профиля выполняется вертикальный срез. Дальнейшие преобразования проводились в 2D варианте.

Для того чтобы перейти от локальных плотностных неоднородностей к структурно-плотностной модели, необходимо ввести «стандартную» слоисто-градиентную модель земной коры. В данном случае она была создана на основе анализа плотностной модели по профилю 1-СБ-Восточный (длина 1700 км, глубина до 60 км).

При подборе стартового плотностного разреза учитывались данные о геологическом строении и о физических свойствах горных пород данной территории, собранные по материалам Госгеолкарт-200 [2, 3].

Складчато-метаморфический комплекс имеет пестрый состав и широкий диапазон плотности: от осадочных пород (средняя плотность – 2.56 г/см^3) и интрузий гранодиорит-гранитового комплекса (плотность – $2.61\text{--}2.72 \text{ г/см}^3$) до серпентинитов с плотностью $2.70\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$ [3]. Широкое распространение имеют динамометаморфиты по породам различного состава, преобразованные в условиях зеленосланцевой фации (плотность $2.64\text{--}2.69 \text{ г/см}^3$) [2, 3].

Кристаллическое основание на данном фрагменте профиля 1-СБ сложено биотитовыми гнейсами и биотит-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Плотность биотитовых гнейсов – 2.60 г/см^3 , кристаллических сланцев – 2.70 г/см^3 [2]. Ниже, предположительно, залегают эти же породы, но преобразованные в условиях более высокой фации метаморфизма.

Созданная модель (рисунок, А) удовлетворяет наблюдаемому полю силы тяжести, хорошо согласуется с петрофизическими данными и плотностным разрезом по всему опорному профилю 1-СБ-Восточный. Она представляет собой слоисто-градиентную модель с малым шагом между изолиниями ($0.01\text{--}0.02 \text{ г/см}^3$). Такой подход хорошо показал себя применительно к глубинным профилям, позволяет отразить как распределение плотности, так и структуру (строение) консолидированной коры, но не допускает выделения соседних структурных элементов с идентичными или очень близкими плотностными параметрами.

После завершения бурения ЗПС до глубины 2600 м на основе интерпретации данных детальных геофизических моделей (МОВ-ОГТ, КМПВ, плотностная и модель, отражающая магнитные характеристики пород), а также с учетом имеющейся геологической информации по поверхности и данных, полученных в результате исследований ЗПС, в ФГБУ «ВСЕГЕИ» была создана авторская геолого-геофизическая модель, характеризующая строение верхней части земной коры Борщовочного комплекса метаморфического ядра (Кудрявцев И.В.).

Так как данная геолого-геофизическая модель содержит информацию о породных комплексах, предположительно слагающих земную кору, оказалось возможным наполнить ее структурный каркас плотностными параметрами (с привлечением петрофизических данных по этой территории [2–3], данных ГГКП и петрофизических исследований керна ЗПС, а также справочных данных по петрофизике [4]) и проверить решением прямой задачи гравиметрии на соответствие полю силы тяжести, а после сопоставить результат с предварительной плотностной моделью.

Решение прямой задачи (рисунок, Б) позволило несколько уточнить исходную геолого-геофизическую модель: предположить наличие более плотных пород под юрскими осадочными отложениями, аналогичных тем, что встречаются в южной

части профиля и выходят там на поверхность (гнейсы и кристаллические сланцы, насыщенные линзами и будинами диоритов и габбро-амфиболитов).

По сравнению с предварительной плотностной моделью, полученной на основе только гравиметрических и петрофизических данных, комплексная геолого-геофизическая интерпретация и результаты исследований на ЗПС позволили:

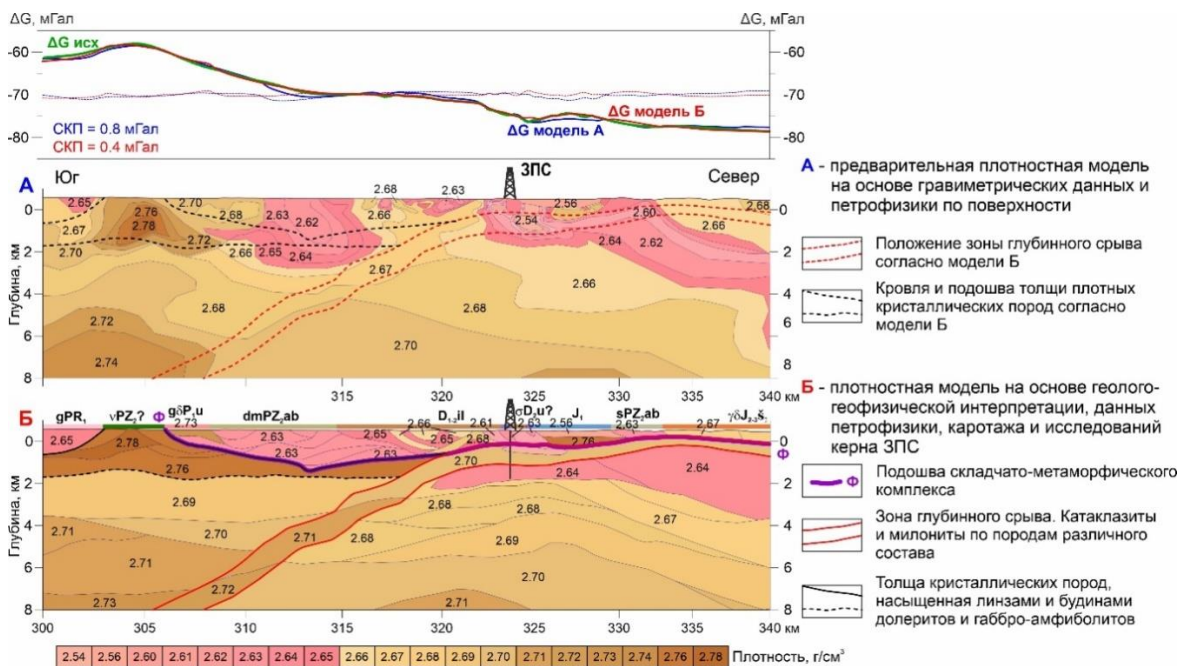
1) отразить не только распределение плотности в земной коре, но и более четко ее геологическое строение (сохранены структурные границы, хотя отсутствует перепад плотности между структурными элементами);

2) выделить более плотную (по данным исследований ЗПС) зону глубинного срыва, представляющую собой толщу переслаивания тектонизированных метаморфических пород с телами милонитизированных гранитов;

3) уточнить по комплексу методов положение контрастных границ (подошва складчато-метаморфического комплекса, границы интрузивных тел, зоны глубинного срыва);

4) предположить продолжение плотной толщи кристаллического основания, насыщенной линзами и будинами диоритов и габбро-амфиболитов под складчато-метаморфический комплекс (что сложно определить по данным гравиметрии ввиду ее субгоризонтальности).

Полученные модели хорошо согласуются между собой: на уровне кристаллического основания наблюдается снижение плотности в северном направлении; верхняя часть купольной структуры характеризуется снижением плотности; в целом, несмотря на некоторые изменения конфигурации основных границ, плотность по разрезу изменилась в узких пределах (до 0.02 г/см^3), что допустимо для пород одного состава.



Плотностная модель верхней части земной коры Борщовочного комплекса метаморфического ядра.

Литература

1. Мильштейн Е.Д., Петров Б.В. Развитие методологических основ и технологии геологической интерпретации глубинных геофизических данных на опорных и региональных профилях с созданием специализированной геолого-картографической продукции и переоценкой минерагенического потенциала территорий // Известия ВСЕГЕИ. 2008. Т. 7. (55). С. 135–155.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Приаргунская. Лист М-50-IV (Шелопугино). Объяснительная записка / Г.И. Богач, И.Г. Рутштейн, Е.А. Беляков и др. СПб., 2002.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Приаргунская. Лист N-50-XXXIV. Объяснительная записка / И.Г. Рутштейн, Г.И. Богач, Е.Л. Винниченко и др. 2001. 178 с.
4. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН НА ПРИМЕРЕ ТЫТЫЛЬВЕЕМСКОЙ И ЕРОПОЛЬСКОЙ СВИТ
(ЧУКОТСКИЙ АО)**

Гуськов А.Н.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
Aleksey.Gu5kov@yandex.ru

В геодинамическом развитии северо-востока Евразийского континента важную роль играют окраинно-континентальные обстановки, характеризующиеся распространением известково-щелочного магматизма. С продуктами надсубдукционного вулканизма связаны многочисленные типы месторождений полезных ископаемых, включающих медно-молибден-порфировые, золотосеребряные эпитермальные месторождения.

Объектом исследования послужили результаты мультиэлементного анализа 1029 керновых проб, отобранных из керна скважин месторождений Купол и Двойное (Чукотский АО). Целью исследования является проведение сравнительной геохимической характеристики рудовмещающих пород золотосеребряных эпитермальных месторождений, приуроченных к областям надсубдукционного магматизма континентальных окраин.

Месторождение Купол, относимое к малосульфидному золотосеребряному эпитермальному типу, локализовано в 400 км северо-западнее г. Анадыря. Рудовмещающими породами для кварц-адуляровых жильных тел выступают породы еропольской свиты верхнемелового возраста. Свита сложена преимущественно андезитами, их туфами, в подчиненном количестве наблюдаются дациты, игнимбриты и риолиты. Геохронологические данные указывают на близкую временную взаимосвязь процессов магматизма и минерализации, которые приурочены к окраинно-континентальному ОЧВП, заложение и развитие которого происходило в альб-сеноманское время [1].

Рудовмещающие породы месторождения Двойное, которое расположено в 100 км севернее месторождения Купол, отнесены к тытыльвеемской свите нижнемелового возраста. Предшественниками вулканиты тытыльвеемской свиты ранее включались в состав ОЧВП, однако в ряде последних работ вулканиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные толщи, интрузивные тела были выделены в обособленный тытыльвеемский вулканоплутонический пояс нижнемелового возраста, заложенный на пассивной континентальной окраине Чукотского микроконтинента после его коллизии с Сибирским кратоном. Возраст вулканитов тытыльвеемской впадины определен как аптский [2].

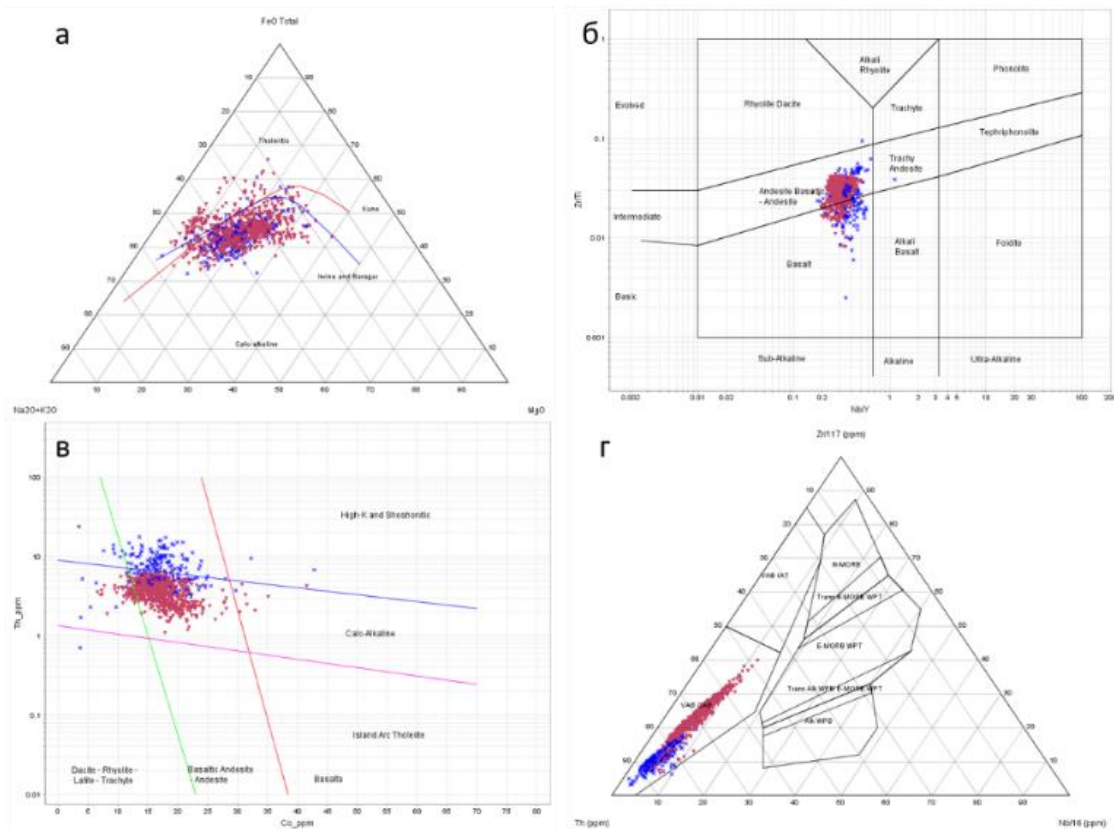
Геохимическое сравнение проводилось по результатам ICP MS анализа (As, Al, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr), выполненного на базе лаборатории Стюарт Геокемикл энд Эссей (г. Москва). Для исключения воздействия процессов метасоматического изменения из выборки были исключены пробы со значением AI (индекс метасоматического изменения) выше 50 [6]. Для сравнения были выбраны андезиты, как наиболее распространенный тип пород в обеих свитах.

Рудовмещающие породы месторождений Купол и Двойное имеют ряд общих геохимических признаков, указывающих на их генетическую связь с процессами надсубдукционного вулканизма. Породы отнесены к известково-щелочной серии, хотя часть фигуративных точек на АФМ-диаграмме соответствует толеитовой (рисунок, *а*), и петрохимически по составу отвечают андезитам-андезибазальтам (рисунок, *б*, *в*). Значительно более высокие содержания тория в андезитах тытыльвеевской свиты (23.9 г/т против 6.6 г/т в андезитах еропольской свиты) обуславливают попадание андезитов в поле высококалиевой и шошонитовой серий. Торий является немобильным элементом в условиях гидротермального изменения и метаморфизма вплоть до амфиболитовых фаций [4]. Его поведение в магмогенерирующем процессе субдукционных обстановок интерпретируется неоднозначно, хотя по данным [7] торий может быть мобильным при более интенсивных процессах метасоматической проработки слэба, что не противоречит заключениям [4], указывающим, что торий транспортируется посредством силикатного расплава с больших глубин, нежели LIL-элементы.

Косвенно на более значимую роль силикатного расплава в формировании магмогенерирующего очага надсубдукционных обстановок тытыльвеевского окраинно-континентального пояса указывают повышенные значения корреляционной зависимости между Th и Hf (0.68), Th и Zr (0.64), в то время как для пород еропольской свиты Th имеет повышенные корреляционные связи с Ce, La, Rb. Цирконий и гафний являются слабоподвижными при транспортировке в водном флюиде, что указывает на перенос элементов в составе силикатного расплава, сформированного в более глубоких условиях при плавлении погружающегося слэба.

Повышенные отношения элементов Ba/Ta, Ba/Nb La/Nb (в среднем больше 1.5) указывают на надсубдукционную природу магматического источника для обеих свит. На дискриминационной диаграмме андезиты попадают в поле базальтов вулканических дуг (рисунок, *з*). Отношения элементов Hf/Ta больше 2 и Zr/Y меньше 45 также указывают на субдукционную природу магматического расплава, хотя, по мнению некоторых авторов, для вулканитов тытыльвеевского пояса характерны также и внутриплитные обстановки [2].

Для большей части выборки характерны повышенные значения отношения Sr/Y (больше 20). Повышенные отношения данных компонентов связывают с большим содержанием воды в магматическом расплаве. Повышенная обводненность магмы ведет к обильной кристаллизации амфибола, граната, подавляющих кристаллизацию полевого шпата, что и обуславливает высокие значения Sr/Y [9]. Повышенная обводненность магматического расплава, наряду с высокими содержаниями серы, и относительно высокая фигуративность кислорода являются типичными чертами субдукционно связанных магм. При этом отмечено, что именно содержание воды в расплаве играет важную роль в определении потенциала формирования порфирово-эпитермальной системы [9]. Повышенная обводненность магмы также подтверждается высокими значениями отношения Ba/Ta (для андезитов еропольской свиты – 1322, для андезитов тытыльвеевской свиты – 1419) [5]. В целом же, значения отношений Ba/Ta, Ba/Nb и La/Nb сравнимы со средними значениями для вмещающих пород эпитермальных месторождений [3]. Геохимическая характеристика андезитов указывает на их надсубдукционную природу и повышенную обводненность, что является важным фактором, определяющим их потенциальную фертильность для формирования порфирово-эпитермальных систем.



Дискриминационные диаграммы андезитов тытыльвеемской и еропольской свит. *a* – AFM диаграмма [10]; *b* – Zr/TivsNb/Y [8]; *v* – Th-Co [4]; *z* – Th-Zr-Nb [11].
 Фигуративные точки андезитов еропольской свиты показаны красным цветом, синим цветом – андезиты тытыльвеемской свиты.

Полученные результаты позволяют говорить о существовании в пределах северо-востока Евразии областей надсубдукционного известково-щелочного вулканизма, относимых к нижнемеловому Тытыльвеемскому и верхнемеловому Охотско-Чукотскому вулканоплутоническим поясам. При многих сходных геохимических характеристиках породы тытыльвеемской свиты обладают признаками более интенсивной метасоматической проработки слэба, происходящей на более глубоких горизонтах магмогенерирующей колонны. Субщелочная серия, металюминиевый характер пород, их обводненность являются важными критериями, указывающими на генетическую взаимосвязь эпитермальной минерализации и известково-щелочного магматизма.

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
2. Тихомиров П.Л. и др. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка северо-востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
3. Edward A. du Bray. Geochemical characteristics of igneous rocks associated with epithermal mineral deposits – A review // Ore Geology Reviews. 2017. V. 80. P. 767–783. ISSN 0169-1368, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.023>.

4. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48, 12. P. 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
5. Hickey-Vargas R., Frey F.A., Gerlach D.C., López-Escobar L. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes: trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1976. 91(6). P. 5963–5983. <https://doi.org/10.1029/JB091iB06p05963>.
6. Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., Horiuchi M. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos // *Mining Geology*. 1995. V. 26. P. 105–117 (in Japanese with English abs.)
7. Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1995. V. 23. P. 251–286.
8. Pearce J.A., Wyman D.A. A users guide to basalt discrimination diagrams, trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration // *Geological Association of Canada, Short Course Notes*. 1996. V. 12. P. 79–113.
9. Richard J.P. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. P. 1075–1081.
10. Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Routledge, 1993. 384 p.
11. Wood D.A., Tamey J., Varet J., Saunders A.D., Bougault H., Joron J.L., Treuil M., Cann J.R. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity: *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. V. 42. P. 77–97.

ИЕРАРХИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Декабрёв И.К., Черемных А.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ilyadekabrev@gmail.com

Проблема сложности изучения иерархической соподчиненности структур разломных зон и полей тектонических напряжений разных масштабных уровней была поставлена еще в ранних работах по данной тематике [1, 2]. Из теоретических тектонофизических исследований [3], данных геологии и сейсмологии известно, что напряженное состояние иерархично, т.е. на разных уровнях иерархии возможна разная ориентировка их главных осей. Однако неоднородность напряжений существует не только в пространстве, но и во времени. Опыт реконструкции природных палеонапряжений показывает, что в одном обнажении (локальной структуре) иногда выделяется несколько стресс-состояний – как правило, 2–3 [4]. Кроме того, некоторые обнажения могут быть осложнены нетектоническими деформациями, такими как трещины бокового отпора, возникающие при воздействии гравитационных сил вблизи крутых склонов, а также часть трещин может сформироваться в результате остаточных напряжений [5].

Реконструкции тектонических напряжений в пределах Западного Забайкалья геолого-структурными методами [6–10] в основном были сосредоточены в Джида-Витимской разломной зоне (Гусиноозерская и Удинская впадины). Цель нашего исследования состояла в установлении специфики иерархии и эволюции тектонических напряжений верхней коры Западного Забайкалья, в пределах Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской разломных зон, а также Цаган-Дабанского, Заганского и Малханского блоков (рис. 1).

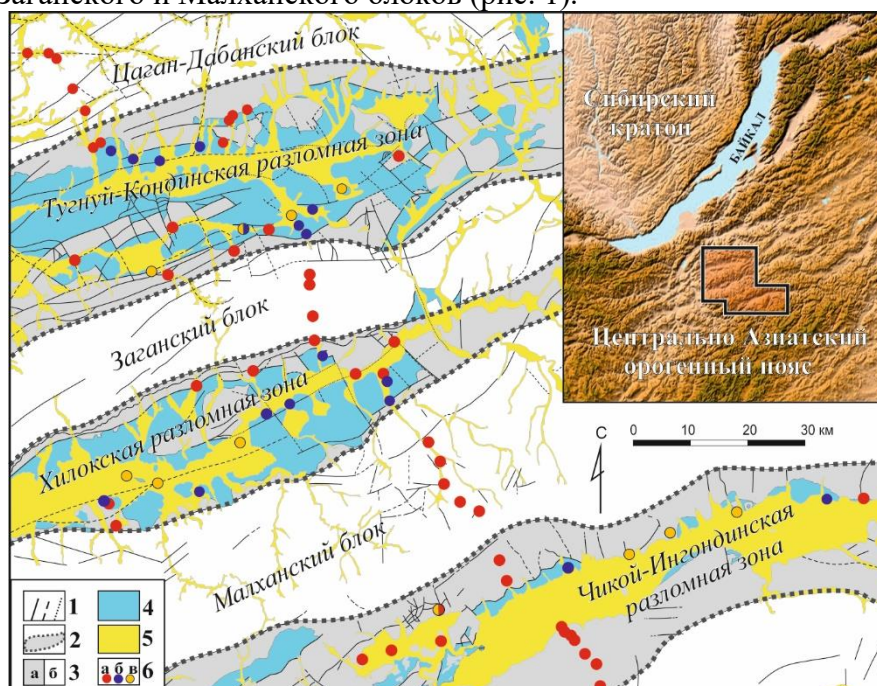


Рис. 1. Расположение района исследований и точек геолого-структурных наблюдений. 1 – разломы; 2 – разломные зоны; 3 – интрузии и докембрийские породы

в разломных зонах (а) и блоках (б); 4 – мезозойские отложения; 5 – кайнозойские осадки; б – точки наблюдений (а – в интрузиях и домезозойских породах, б – в породах мезозоя, в – в кайнозойских отложениях).

При проведении исследования был применен метод специального картирования разломных зон [11, 12], базирующийся на парагенетическом анализе массовых замеров разрывов и повсеместно распространенной трещиноватости горных пород. Данный метод, по нашему мнению, является эффективным способом исследования разломной структуры земной коры с учетом ее ранговой соподчиненности, который позволяет изучить разноранговые дизъюнктивы различной кинематики в пределах крупной (региональной) разломной зоны. Ранжирование парагенезов локальных разрывов различных кинематических типов способствует определению морфолого-генетического типа основного разлома. Также, пользуясь данным методом, можно реконструировать обстановки, в которых развивались эти разломы на разных этапах тектонической активности в регионе.

В пределах исследуемых разломных зон и блоков нами были изучены дизъюнктивные дислокации, а именно трещиноватость и разрывы, на поверхностях которых имеются борозды скольжения. Борозды скольжения анализировались кинематическим методом [13] – 40 реконструкций. Структурно-парагенетический анализ позволил получить 133 локальных решения в 77 точках геолого-структурных наблюдений (рис. 1).

Парагенезы локальных разрывов были систематизированы относительно изученных разломных зон и возраста нарушенных ими горных пород. Например, все локальные стресс-тензоры, полученные в четвертичных отложениях, анализировались структурно-парагенетическим методом для перехода на региональный уровень, отдельно от локальных решений иного возраста. Таким образом, изучены тектонические напряжения четвертичных осадков, мезозойских отложений и домезозойских метаморфических пород.

Результат рангового структурно-парагенетического анализа – выявление кинематического типа основного разлома и соответствующего поля тектонических напряжений регионального уровня на разных этапах формирования разломов Западного Забайкалья (рис. 2).

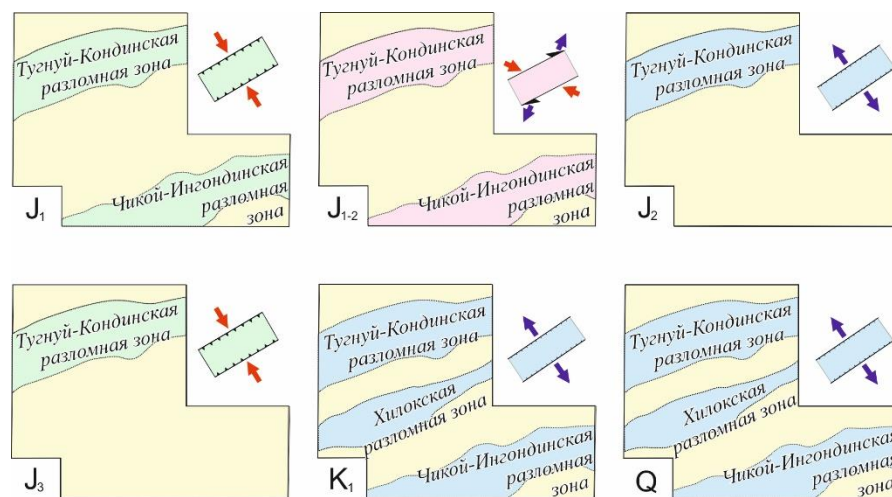


Рис. 2. Схема эволюции региональных тектонических напряжений верхней части земной коры Западного Забайкалья.

Локальные стресс-тензоры в зонах Тугнуй-Кондинского и Чикой-Ингодинского разломов, реконструированные в четвертичных отложениях, удовлетворяют региональному полю растяжения с ориентировкой главной оси в СЗ-ЮВ направлении. Большинство локальных стресс-тензоров в мезозойских отложениях Тугнуй-Кондинской и Хилокской разломных зон также удовлетворяют парагенезу, характерному для крупной зоны растяжения. Помимо этого парагенеза в Тугнуй-Кондинской разломной зоне выявлен парагенез разрывов, характерный для обстановки сжатия СЗ-ЮВ направления. Локальные стресс-тензоры в разновозрастных интрузивных образованиях и домезозойских метаморфических породах соответствуют нескольким региональным полям напряжений. Так, кроме широко проявленного в Западном Забайкалье регионального поля СЗ-ЮВ растяжения, в Тугнуй-Кондинской и Чикой-Ингодинской разломных зонах установлено поле сжатия с СЗ простиранием главной оси. Кроме того, в Тугнуй-Кондинской разломной зоне, а также у ЮВ границы Чикой-Ингодинской зоны установлено сдвиговое поле напряжений регионального уровня (рис. 2).

Таким образом, в разломных зонах Западного Забайкалья выявлены поля тектонических напряжений различных иерархических уровней. Применение рангового анализа позволило реконструировать эволюцию региональных тектонических напряжений верхней части коры Западного Забайкалья в мезозое и кайнозое.

Литература

1. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 5. С. 29–36.
2. Moody J.D., Hill M.J. Wrench-fault tectonics // Bull. Geol. Soc. Am. 1956. 67 (9). P. 1207–1246.
3. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 120–135.
4. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 860–880.
5. Voight B., St Pierre V.H.P. Stress history and rock stress // Third Congr. Int. Soc. Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V. 2. P. 580–582.
6. Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. 1995. 252 (1). P. 61–101.
7. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. 282 (1). P. 1–38.
8. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 78–96.
9. Jolivet M., Arzhannikov S., Chauvet A., Arzhannikova A., Vassallo R., Kulagina N., Akulova V. Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: a key example from the Baikal Rift System // Gondwana Res. 2013. 24 (3–4). P. 918–935.
10. Черемных А.В., Бобров А.А., Черемных А.С., Зарипов Р.М., Семинский А.К. Джида-Удинский разлом (Байкальский регион): специфика внутренней структуры // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». 2014. Т. 8. С. 145–158.

11. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 2. С. 445–467.
12. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 1. С. 1–43.
13. Angelier J. Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means // Geophysical Journal International. 1990. 103. P. 363–376.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ГОЛОУСТНОЙ

Денисенко И.А., Лунина О.В., Гладков А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, denisenkoivan.1994@mail.ru

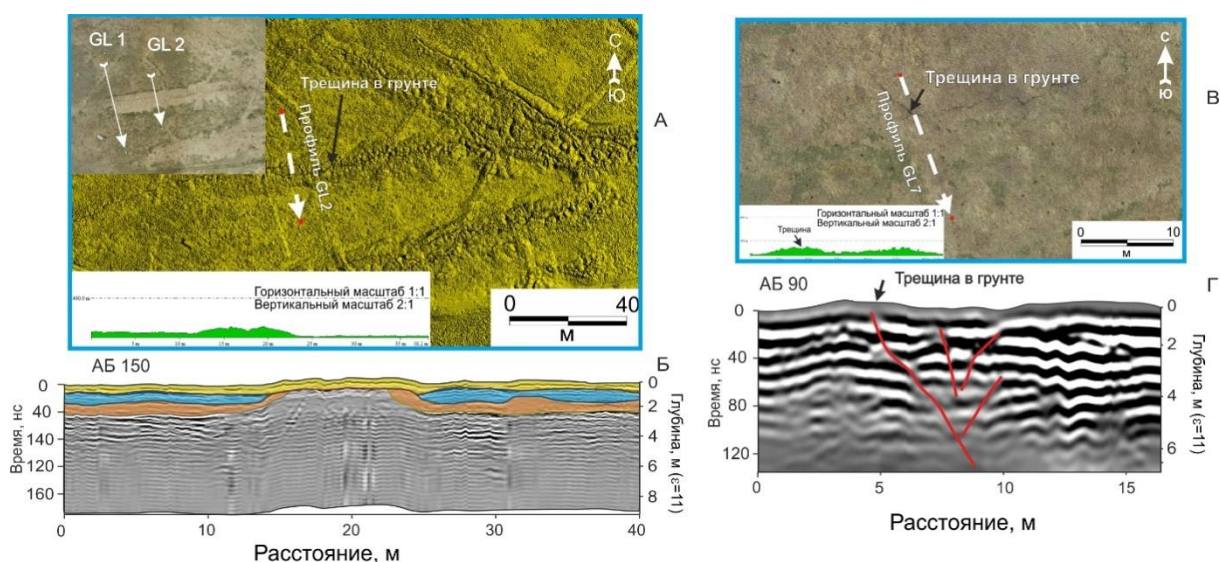
Дельта р. Голоустной является одной из крупнейшей на северо-западном побережье оз. Байкал. Общая расчетная площадь конуса выноса составляет около 12.7 км². В связи с заболоченностью отдельных участков дельты, сложенных суглинистыми и супесчаными отложениями с большим количеством растительных остатков, а также с климатическими особенностями процессы морозобойного растрескивания значительно проявлены на данной территории [1]. Наибольшая концентрация морозобойных трещин сосредоточена в северо-восточной части дельты. Подобные структуры были зафиксированы на о. Ольхон [12] и в дельте р. Селенги [13]. В связи освоением новых регионов, находящихся в условиях Крайнего Севера, в середине прошлого столетия процессам морозобойного растрескивания было посвящено много публикаций [3, 8, 9 и др.], в которых лучше всего описано его образование. В современных исследованиях изучение криогенных процессов имеет в большей степени прикладное значение. Применяются новые методы получения информации о криолитозоне. Одним из таких методов является метод георадиолокации. В работах он используется в основном для определения таликовых зон, мощности многолетнемерзлых пород, обнаружения жильного льда [2, 7, 10, 11 и др.]. В настоящей работе будет показан опыт применения метода георадиолокации для изучения глубинной структуры морозобойных трещин.

По данным предваряющей георадиолокационные исследования детальной аэрофотосъемки были намечены наиболее перспективные для георадиолокационного изучения участки проявления морозобойных трещин, в результате чего вкрест простирания структур были выполнены семь георадарных профилей. Работы проводились георадаром ОКО-3 с антенными блоками АБ 90, АБДЛ Тритон, АБ 150/400, АБ 250/700. Для учета рельефа местности электронным тахеометром Leica на профиле были выполнены гипсометрические измерения с шагом 1.0–1.5 м.

При визуальном обследовании линейных структур на местности было установлено, что все они имеют криогенный генезис. По морфологическим признакам структуры условно были разделены на три вида: 1 – хорошо выраженные на поверхности земли, бугристые линейные структуры протяженностью порядка 20–350 м с открытой зияющей трещиной в центре с шириной до нескольких десятков сантиметров, заполненной льдом (рисунок, А); 2 – менее морфологически выраженные на местности трещины протяженностью 30–80 м, имеющие извилистую в плане форму (рисунок, В); 3 – полигональные системы повторно-трещинных жил размером около 30×13 м. В классическом понимании образование подобных структур связано с глубоким сезонным промерзанием и оттаиванием, повторным растрескиванием и дальнейшей цементацией трещин глинистым материалом в летний период года. В таком случае вертикальный разрез структуры будет выглядеть в виде клина, разрывающего вмещающие породы.

В данном случае результаты интерпретации георадиолокационных данных показывают иную картину. В центральной части профиля GL 2, пройденного через структуру 1-го типа, в месте локализации трещины выделяется зона выпучивания

грунта. Она проявляется восхождением стратиграфических слоев к поверхности земли по обе стороны от центра трещины. Этот эффект хорошо проявлен на радарограммах, имеющих разные частотные характеристики (150 и 250 МГц) (рисунок, *Б*). Схожая картина наблюдается на соседнем профиле GL 1. Полученный геолого-геофизический разрез схож с классическим разрезом бугра пучения, в связи с чем можно сделать вывод, что данные структуры в большей степени следует отнести к линейным буграм пучения по типу «прямая гряда». Подобные структуры были описаны в Норвегии, их длина составляла до 500 м, при ширине 1–10 м [14, 15]. В нашем случае длина варьируется от 20 до 350 м при ширине 1–10 м.



Цифровая модель рельефа с расположением профилей исследования GL 1, GL 2 (*А*); интерпретируемый геолого-геофизический разрез по профилю GL 2 (*Б*); аэрофотоснимок с расположением профиля GL 7 (*В*); интерпретируемый геофизический разрез профиля GL 7 (*Г*).

В результате интерпретации георадиолокационных данных, выполненных через структуры второго типа, были получены георадиолокационные разрезы, схожие с разрезами, полученными при изучении сейсмогенных разрывов. На радарограмме трещина проявляется разрывом осей синфазности. Такой же признак был установлен при георадиолокационном изучении сейсмогенных разрывов [4, 5]. Так, например, на профиле 7 разрыв, хорошо проявленный на поверхности земли, также хорошо интерпретируется на радарограмме до глубины порядка 6 м, глубже проследить не представляется возможным в связи с ограниченной глубиной метода в данных условиях среды. В центральной части радарограммы выделяются еще три мелких разрыва, проявленные на поверхности земли в виде понижений (рисунок, *В, Г*).

Таким образом, результаты работ показывают эффективность изучения криогенных структур методом георадиолокации. Также следует отметить, что большинство выявленных линейных структур находятся в пределах проходящего через мыс сейсмоактивного Приморского разлома [6]. Это может быть главной причиной линейности и большой протяженности выявленных криогенных структур. Ранее образованные зоны разуплотнения грунта в пределах зоны влияния Приморского разлома сформировали благоприятные условия для образования и

дальнейшего развития морозобойных трещин в торфяных болотных отложениях дельты р. Голоустной.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00064, <https://rscf.ru/project/22-27-00064/>.

Литература

1. Бочалгин А.В., Лунина О.В. Поверхностное трещинообразование в отложениях дельты р. Голоустной на основе данных сверхвысокоточной аэрофотосъемки // Вестник Иркутского университета. 2022. В. 25. С. 199–200.
2. Бричёва С.С., Мельников В.П. Признаки наличия жильного льда в разрезе по данным георадиолокации // Материалы конференции «Георадар 2020». 2020. С. 90–94.
3. Данилов И.Д. Подземные льды. М.: Изд-во «Недра», 1990.
4. Денисенко И.А., Лунина О.В. Позднечетвертичные смещения вдоль Сарминского участка Приморского разлома по данным георадиолокации (Байкальский рифт) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 548–565.
5. Денисенко И.А. Георадарные изображения разрывных нарушений и особенности их проявления в различных типах отложений // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции, посвященной 110-летию чл-корр. АН СССР Одинцова Михаила Михайловича (г. Иркутск, 11–16 мая 2021 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 88–90.
6. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 3. С. 407–434.
7. Нерадовский Л.Г. Ошибки георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов в районе города Якутска // Геофизика. 2020. В. 2. С. 66–72.
8. Палетаев А.В. Морозобойные трещины в грунтах // Природа. 1955. Вып. 12. С. 84–85.
9. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977.
10. Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г., Царев А.М. Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21, № 3. С. 69–82.
11. Трегубов О.Д. Особенности георадиолокации кровли мерзлых пород природных и техногенных ландшафтов анадырской низменности // Инженерные изыскания. 2011. С. 56–63.
12. Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Власов А.Н., Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Криогенные и посткриогенные образования на острове Ольхон // Криосфера Земли. 2015. Т. 19, № 4. С. 54–63.
13. Чимитдоржиев Т.Н. и др. Исследование криогенных деформаций грунта в дельте реки Селенга с помощью спутниковой РСА-интерферометрии и наземного георадарного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2011. № 5. С. 58–63.
14. Åhman R. The structure and morphology of minerogenic palsa in northern Norway // Biuletyn Periglacialny. 1976. N 26. P. 25–31.
15. Åhman R. Palsar i Nordnorge – en studie av palsars morfologi, utbredning och klimatiska förutsättningar i Finnmarks och Troms fylke // Medelanden från Lunds Universitets. Geografiska Institution Avhandlingar. 1977. N 78. P. 1–165.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан,
denisbey@list.ru; karimova.ingeo@mail.ru

Чармитанское рудное поле размещается в Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоне Южного Тянь-Шаня и приурочено к южному крылу Северо-Нуратинского антиклинория. Важное рудоконтролирующее значение имеет Караулхана-Чармитанская зона смятия, ограничивающая рудное поле с юга, прослеживающаяся на многие десятки километров.

Околорудные изменения рудовмещающих пород Чармитанского рудного поля отличаются сложностью и многообразием. В частности, они представлены полевошпат-кварцевыми метасоматитами, во внешних рудоносных зонах развита березитизация (окварцевание, карбонатизация, серицитизация, пиритизация). Этот процесс преобладает на месторождении Чармитан. Иногда отмечаются аргиллизитовые (каолинизация) метасоматиты.

В рудном поле в равной степени развиты две группы пород: метаморфизованные осадочные породы джазбулакской и караташской свит среднеландоверийского и позднеландоверийского – венлокского возраста и гранитоиды Кошрабадского интрузива, датируемые верхним карбоном. Джазбулакская свита мощностью 250–300 м состоит из сланцев, алевролитов, песчаников с редкими линзами и прослоями туфогенных пород и известняков. Породы свиты подвергнуты региональному метаморфизму на уровне филлитовой фации и превращены в серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, углисто-глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, мергели и т.п. Караташская свита мощностью 350–400 м, подстилающая породы джазбулакской свиты, представлена метаморфизованными песчаниками, сланцами с горизонтами кремней и известняков.

В пределах Чармитанского рудного поля широкое развитие получили метасоматиты двух формаций: гумбеиты и листвениты – березиты, сопровождающие рудоносные тела и зоны брекчирования и дробления.

Здесь уместно сделать некоторые дополнения относительно общей схемы возрастной последовательности метасоматических формаций Чармитанского рудного поля. В соответствии с представлениями И.Х. Хамрабаева [1], В.А. Хорвата, В.А. Хренова [2], А.И. Даутова [3] и др. в Чармитанском рудном поле наиболее ранней метасоматической формацией являются кварц-полевошпатовые метасоматиты, представленные альбитизацией и калишпатизацией. Как будет видно из дальнейшего изложения, нет единого мнения относительно последовательности смены натрового метасоматоза калиевым или калиевого натровым. Авторы будут придерживаться мнения З.А. Юдалевича и А.И. Даутова [3, 4] о более раннем проявлении калиевого метасоматоза, охватывающего позднемагматические стадии автометасоматических изменений. К этому принуждают результаты ранних исследований [5] по изучению автометасоматических изменений гранитоидных массивов гор Каратюбе и Кульджуктау, где было установлено, что в течение полного гидротермального цикла герцинского магматизма происходит неоднократная смена калиевого метасоматоза натриевым, затем натриевого калиевым. Исходя из таких данных, околорудные

изменения Чармитанского рудного поля следует рассматривать в следующей последовательности: формации кварц-полевошпатовых метасоматитов, гумбеитов, березитов-лиственитов и аргиллизитов.

На Чармитанском золоторудном месторождении вдоль стержневых кварцевых жил проявлены специфические полевошпатовые метасоматиты, по минеральным парагенезисам и химизму существенно отличающиеся от других формаций – лиственитов-березитов, аргиллизитов, хлоритолитов и др. Поскольку аналогичные образования в той или иной степени имеют место и на других месторождениях – Нуратау-Сармиче, Балайбахо, Кансае, можно говорить о развитии в этом регионе самостоятельной полевошпатовой формации золоторудных месторождений. Здесь необходимо отметить, что выделение самостоятельной полевошпатовой формации не соответствует общепринятой классификации метасоматических процессов В.А. Жарикова и Б.И. Омеляненко [4]. Вероятно, авторы имеют в виду кварц-полевошпатовую формацию, широко развитую почти во всех золоторудных месторождениях Западного Узбекистана, до проявления околожильной калишпатизации или альбитизации принадлежащих не кварц-полевошпатовой формации, а собственно гумбеитовой и эйситовой формациям.

В Чармитане в зонах оруденения граносиениты преобразованы в контактовые роговики. Одна из главных задач изучения метасоматических новообразований – определение интенсивности их развития и формационной принадлежности, что влияет на перспективную оценку месторождения. Исследования метасоматитов легче осуществлять по ряду визуальных признаков, отличающих их от пород эдукта. Это наблюдается на Чармитанском месторождении, где намечены возрастные группы метасоматитов кварц-полевошпатовой формации. Чтобы ответить на вопрос об отношении углесодержащих пород к процессам околожильного метасоматизма, авторы провели микронаблюдения контактовых зон кварцевых жил, многочисленных ксенолитов сланцев и алевролитов, заключенных в кварце, изучили химический состав призальбандовых и удаленных от жил участков, петрографическим исследованием околожильных пород установили метасоматические новообразования. По их данным, более ранний процесс изменения – хлоритизация – развивается в ксенолитах сланцев вплоть до полного их замещения агрегатами мелкочешуйчатого магнезиального хлорита. В зальбандах некоторых золотоносных прожилков с преимущественным развитием ранней пирит-арсенопиритовой продуктивной ассоциации хлорит встречается совместно с альбитом и замещающим его (во внутренней части колонки) калишпатом в виде маломощных (первые миллиметры) линз или зонков. Хлорит-полевошпатовые и существенно полевошпатовые метасоматиты [2] пересекаются метасоматическими прожилками кварц-серицитового и кварц-пирит-карбонат-серицитового состава. Эти более поздние образования во временном и пространственном отношении сопрягаются со второй продуктивной (полисульфидной) ассоциацией, в составе которой ведущую роль играет арсенопирит, галенит, сфалерит и сульфосоли сложного состава. Нужно здесь указать, что авторы в данном высказывании определенно допускают неточность. Рассматривать хлоритизацию ксенолитов сланцев на месторождении Сармич в составе кварц-полевошпатовой формации нельзя. Они принадлежат к пропилитовой формации, развитой во внешних зонах кварц-полевошпатовых метасоматитов.

Вывод авторов о том, что ассоциации метасоматических минералов в околожильных пространствах Сармича и Чармитана отличаются лишь

количественным выражением, а разная степень их проявления, несомненно, зависит от состава эдукта и инертности рудовмещающих пород Сармича, – не единственная причина слабого развития метасоматизма, определяющее значение имеет, видимо, интенсивность эпигенетического процесса, объективен.

На Чармитанском рудном поле минералами-носителями, а в отдельных случаях концентратом редкоземельной минерализации являются следующие минералы: апатит, ауэрлит, ашарит, гранат, известняк (кальцит), карбонаты (доломит, сидерит, анкерит, брейнерит и т.д.), ксенотим, монацит, серианит, сфен, торит, фосфат иттрия, циркон, чертит, эпидот. Наличие таких впервые установленных минералов ауэрлита, ашарита, ксенотима, монацита, серианита, чертита характеризует металлогенический облик Чармитанского рудного поля, для которого широкое распространение тяжелого лантаноида иттриевой группы – иттербия – вызвано геохимической специализацией щелочных метасоматитов этой металлогенической провинции. Это дает возможность использовать данную характеристику как критерий, имеющий прогнозное значение. Немалое значение этот критерий имеет в отношении его теоретического осмысления.

Работа выполнена при поддержке Мининновации Республики Узбекистан (проект №ПЗ-20170929154).

Литература

1. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент.: Изд-во АН УзССР, 1958. 479 с.
2. Хорват В.А., Хренов В.А. Метасоматические породы золоторудного месторождения Чармитан и их поисковое значение // ДАН УзССР. 1975. № 4.
3. Даутов А.И., Асатуллаев Н.Р. Новые данные о строении Кошрабадского интрузива // Узб. геол. ж. 1971. № 4. С. 70–74.
4. Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1991. С. 33–61.
5. Мусаев А.М., Нематуллаев С.Ю., Джуманиязов Д.И. Прогнозная оценка рудоносности глубоких горизонтов юго-восточного фланга месторождения Чармитан по характеру метасоматитов // Геология и минеральные ресурсы. 2019. № 1. С. 28–31. ISSN 2010-5495.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МОСКОВСКО-МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВЬЯ (РАЗРЕЗ ЭТАЛОН)

Дуданова В.И.¹, Веселовский Р.В.^{1,2}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
vaynich1212@gmail.com

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

На территории Приневской низменности (Ленинградская область) известен ряд опорных и стратотипических разрезов позднечетвертичных отложений, связанных с разновозрастными морскими, озерными и озерно-ледниковыми палеобассейнами, а также флювиальными системами стока [1–3]. Принципиально важным инструментом в рамках расчленения, корреляции этих разрезов и стратификации четвертичной толщи северо-запада Русской платформы является их палеомагнитное изучение, которое открывает возможность для получения непрерывной записи параметров геомагнитного поля и установления ключевых палеомагнитных реперов – эпизодов и экскурсов обратной полярности.

Одним из наиболее перспективных объектов для палеомагнитного изучения отложений среднего – верхнего неоплейстоцена в Приневье является опорный разрез «Эталон» (59°48' с.ш., 30°40' в.д.), расположенный в центральной части Приневской низменности на правом берегу р. Невы в районе пос. им. Свердлова. Здесь вскрывается сложно построенная толща среднего – верхнего неоплейстоцена видимой мощностью более 35 м. В основании разреза залегают ленточно-слоистые глины московского горизонта (lgIIms), которые перекрыты отложениями мгинской морской межледниковой толщи микулинского горизонта (mIIImk) – главным стратиграфическим маркером верхнего неоплейстоцена Приневья [2]. Мгинский мариний представлен плотными с большим количеством рассеянного органического вещества глинами темно-серого и черного цвета мощностью 9.5–10.0 м. К верхней части толщи приурочен уровень с биотурбациями и многочисленными раковинами двустворчатых моллюсков. На мгинском маринии несогласно залегают ледниковые отложения – ошашковский тилл (gIIIos), а венчают разрез позднеледниковые ленточные глины Балтийского ледникового озера (lgIIIbl).

Для петро- и палеомагнитных исследований из московско-микулинской толщи (16 м) в 2021–2022 гг. было отобрано 180 ориентированных образцов, по два дубля с каждого гипсометрического уровня. Все измерения были выполнены в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма (ИФЗ РАН, г. Москва), а также в петромагнитной лаборатории МГУ.

Значения удельной магнитной восприимчивости (k_m) варьируются в широких пределах: от 6.6 до 189.5 (10^{-5} м³/кг) с наиболее скачкообразными изменениями величины k в средней части разреза, что, вероятно, связано с резким повышением концентрации магнитных минералов в отложениях. По характеру анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) определяется магнитная текстура пород, которая, в свою очередь, тесно связана с условиями осаждения магнитных зерен. Эллипсоиды AMS в образцах из московской озерно-ледниковой и мгинской морской толщ преимущественно имеют уплощенную форму: минимальные оси эллипсоидов (K3) ориентированы субвертикально, промежуточные (K2) и максимальные (K1) лежат в горизонтальной плоскости. Степень анизотропии магнитной

восприимчивости в изученных образцах колеблется от 2 до 10 %. Пространственное распределение направлений главных осей эллипсоида AMS в изученных образцах является характерным для осадочных пород, накапливающихся в спокойных гидродинамических условиях.

Для определения минералов-носителей естественной остаточной намагниченности (NRM) у наиболее характерных образцов из московско-микулинской толщи была изучена зависимость магнитной восприимчивости (k) и намагниченности насыщения (J_s) от температуры, а также выполнен рентгенофазовый анализ пород. В результате было установлено, что минералом-носителем намагниченности в образцах московского горизонта является магнетит; в образцах из мгинской морской толщи намагниченность связана с грейгитом (Fe_3S_4). Образование данного минерала происходит в бескислородных условиях и является характерным для морских глубоководных бассейнов [4].

Палеомагнитные исследования включали два вида магнитной чистки пород: для всей коллекции было выполнено пошаговое размагничивание образцов микулинской морской и московской озерно-ледниковой толщ переменным магнитным полем (AF-чистка) до 40–50 и 130 мТл соответственно; часть образцов подверглась температурной чистке (Т-чистка) до 400 °С. По результатам ступенчатого размагничивания образцов переменным полем естественная остаточная намагниченность изученных образцов состоит преимущественно из одной, реже из двух компонент: соответственно высококоэрцитивной, которая, как правило, является характеристической (ChRM), и низкокоэрцитивной вязкой компоненты, разрушающейся в поле до 10–15 мТл. Температурная магнитная чистка пилотной группы образцов мгинских глин показала, что разрушение ChRM практически полностью происходит в интервале 320–370 °С; вязкая компонента, при ее наличии, удаляется при температуре 100–160 °С.

По результатам компонентного анализа образцов, для которых была выполнена AF-чистка, в подошве мгинской морской толщи, на границе с озерно-ледниковыми ленточными глинами московского горизонта, выделяется серия из нескольких образцов с отрицательными (до $-14...-15^\circ$) либо заниженными ($12-20^\circ$) наклонениями. Вверх по разрезу образцы морских глин микулинского межледниковья несут характеристическую компоненту намагниченности прямой полярности, а в кровле толщи снова выделяется краткий интервал с обратной полярностью (значения наклонений до $-30...-60^\circ$). Тем не менее по результатам компонентного анализа образцов, размагниченных температурой, все образцы московско-микулинской толщи имеют прямую полярность с разбросом наклонений от 22 до 85°. Несоответствия между результатами AF- и Т-чистки требуют дальнейшего установления природы и возраста компонент NRM. Возможно, в разрезе фиксируются палеомагнитные экскурсы Блейк (~120 тыс. лет назад) и пост-Блейк (~100 тыс. лет назад).

Литература

1. Марков К.К., Порецкий В.В., Шляпина Е.В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Л., 1934. Т. IV, вып. 1. С. 71–129.
2. Ауслендер В.Г. и др. Геологическое положение Санкт-Петербурга и вклад геологов в его становление и развитие // Геологи – 300-летию Санкт-Петербурга. 2003. С. 3–22.

3. Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Шухвостов Р.С. Ключевые события геологической истории Приневья в позднечетвертичное время // Матер. II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. М.: Институт географии РАН, 2021. С. 99–103.

4. Rowan C.J., Roberts A.P., Broadbent T. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 223–235.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ГРУНТОВ КАРЬЕРА «АЙХАЛ»

Душкин Е.П., Акулова В.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, egor.dushkin.99@mail.ru,
akulova@crust.irk.ru

Среди современных проблем алмазодобывающей промышленности Якутии особое место занимает безопасная и эффективная отработка подкарьерных запасов. В связи с этим инженерно-геологическое обоснование оптимальных параметров состава, состояния и свойств техногенных образований предохранительной породной подушки является, бесспорно, актуальным не только в практическом, но и в теоретическом отношении.

Трубка «Айхал» представляет собой месторождение алмазов со сложными мерзлотно-гидрогеологическими, структурно-геологическими и горно-технологическими условиями. Карьер расположен в приполярной зоне северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья, в бассейне верхнего течения р. Марха, в 400 км к северу от г. Мирный (Мирнинский район, Якутия). Криолитозона этой территории характеризуется минимальными температурами (от –3 до –4 °С) и мощностью до 720 м. Трубка представляет собой крутопадающее сплюснуто-трубчатое тело, сложенное кимберлитами и вмещающими породами. Последние представлены преимущественно терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя (Є₃-S₁), среди которых встречаются доломиты, известняки, мергели, а также песчанистые известняки и глинистые доломиты [1, 2].

Институтом земной коры СО РАН в рамках совместных хозяйственных работ с институтом «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА» проведены лабораторные исследования грунтов техногенного массива, сформированного на дне карьера «Айхал», по материалам бурения четырех скважин (2022 г.). В результате установлено, что грунтовый массив сложен дисперсными техногенными грунтами, представленными техногенно измененными несвязными (крупнообломочные и песчаные) и связными (пылевато-глинистые) грунтами. Данные отложения относятся к побочным продуктам хозяйственной деятельности человека, возникшим в результате разуплотнения и дренирования в бортах карьеров [3, 4]. Образцы грунтов, отобранные при бурении техногенных образований предохранительной породной подушки, явились объектом экспериментальных исследований.

Цель исследований – оценка устойчивости техногенной грунтовой толщи к природно-техногенным воздействиям (выветривание, инфильтрация атмосферных осадков и рассолов, гравитационное уплотнение, буровзрывные работы, различные технологические процессы и др.), выделение наиболее чувствительных (слабых) грунтов и обоснование оптимальных параметров их состава, состояния и свойств.

В докладе представлены предварительные результаты экспериментальных исследований водоустойчивости техногенных крупнообломочных грунтов. В качестве экспериментальных образцов выбраны обломки скальных и полускальных грунтов (преимущественно доломиты и известняки) разной степени выветрелости и трещиноватости, а также слабосцементированные агрегаты щебенистой размерности.

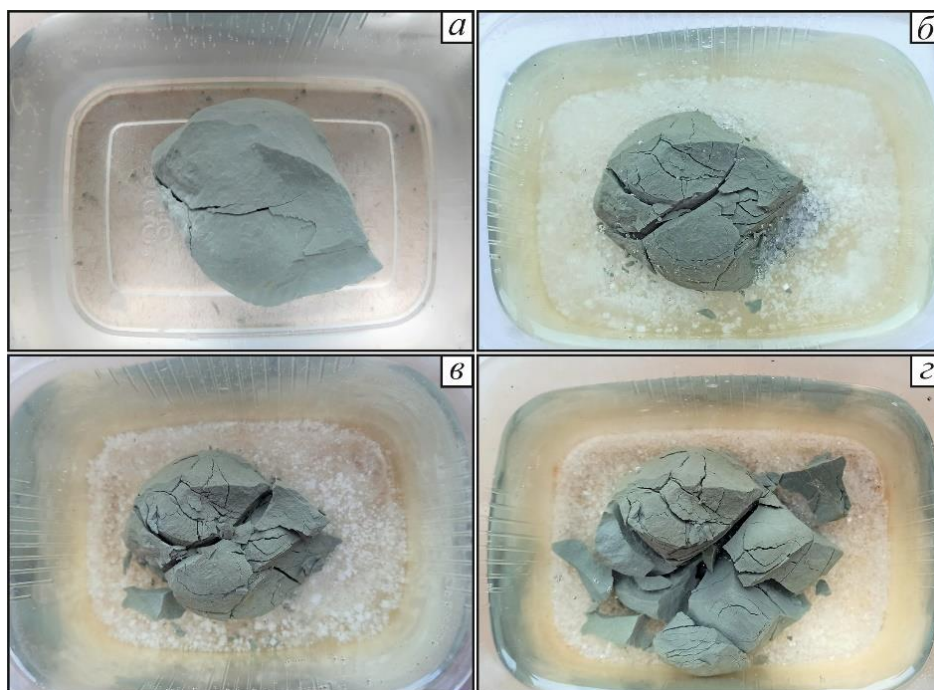
Основными свойствами, определяющими отношение скальных грунтов к воде, являются их водопоглощение, водоустойчивость и морозостойкость [5].

Количественно водопоглощение (%) характеризуется отношением веса поглощенной воды к весу абсолютно сухой породы. Данный параметр позволяет судить о пористости, скрытой трещиноватости и потенциальной морозостойкости грунта. Водоустойчивые грунты сохраняются в воде длительное время, не обнаруживая никаких деформаций и разрушений.

Водоустойчивость слабосцементированных агрегатов характеризуется скоростью и степенью их размокания в воде. Всего было исследовано пять образцов. Время их размокания составило от 35–50 мин. до 5–7 ч. Таким образом, практически все образцы оказались мало- и средневодоустойчивыми [5].

Экспериментальные образцы-дубликаты (8 штук), высушенные при температуре 105 °С, были взвешены и помещены в пластиковые контейнеры, наполненные пресной водой и хлоридным кальциево-магниевым рассолом с минерализацией 98 г/л. По истечении десяти суток образцы были повторно взвешены. На основе полученных данных были рассчитаны значения водопоглощения, которые варьируются в пределах от 1.71 до 7.53 %.

Помещенные в воду образцы, оказавшиеся без видимых признаков разрушения, были подвергнуты заморозке при температуре от – 25 до – 30 °С. Часть образцов, на поверхности которых появились микротрещины, заморозке не подвергалась. Для оттаивания замороженные грунты помещались в воду комнатной температуры. В течение всего эксперимента фиксировались малейшие изменения образцов. После проведения двух циклов замораживания и оттаивания образцы не претерпели существенных изменений.



Характер разрушения обломка доломита, помещенного в рассол: *а* – нитеобразные закрытые трещины превратились в открытые; *б* – появление на поверхности образца и стенках пластиковой емкости соляных новообразований, дальнейшее растрескивание образца; *в* – разрушение сопровождается отделением небольших обломков от образца; *г* – полное разрушение образца на отдельные части.

В пробах, помещенных в рассол, стала кристаллизоваться соль. За этот же промежуток времени оставленные в рассоле грунты с трещинами начали разрушаться. Процесс разрушения одного из образцов, представленного обломком доломита, показан на рисунке. Появившиеся открытые трещины (рисунок, *a*) в результате кристаллизации рассола были заполнены тонким слоем соли, которая при растворении еще больше способствовала раскрытию трещин (рисунок, *b*), тем самым начав процесс разрушения доломита. В итоге за две последующие недели обломок практически полностью разрушился на отдельные части, некоторые из которых похожи на скорлуповатые чешуйки (рисунок, *в, г*).

Таким образом, первый этап экспериментальных лабораторных исследований техногенных крупнообломочных грунтов предохранительной породной подушки рудника «Айхал» позволяет сделать следующие выводы.

- При размокании слабосцементированных агрегатов, замоченных в воде, проявилось нарушение связности грунта и дальнейшее его превращение в рыхлую массу с полной потерей прочности. Исследуемые образцы оказались мало- и средневодоустойчивыми.

- Низкие показатели водопоглощения обломков скальных и полускальных грунтов указывают на их слабую предрасположенность к размягчающему воздействию воды.

- Результаты двух циклов замораживания и оттаивания водонасыщенных грунтов позволяют говорить об их достаточной морозостойкости.

- Слаботрещиноватые обломки при длительном взаимодействии с рассолом способны практически полностью разрушиться до дресвяно-щебенистого материала.

- Разнородный характер распределения водоустойчивости техногенных грунтов рудника «Айхал» указывает на необходимость продолжения дальнейших исследований.

Литература

1. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. 507 с.
2. Гладков А.С., Дроздов А.В., Кошкарев Д.А. и др. Оценка структурно-тектонического строения глубоких горизонтов трубки «Айхал» для постановки гидрогеомеханического мониторинга // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2015. № 2 (51). С. 46–56.
3. ГОСТ 25100–2020. Грунты, Классификация. М.: Изд-во стандартов, 2020. 34 с.
4. Грунтоведение / В.Т. Трофимов, В.А. Королев, Е.А. Вознесенский и др. 6-е изд. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
5. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 1990. 327 с.

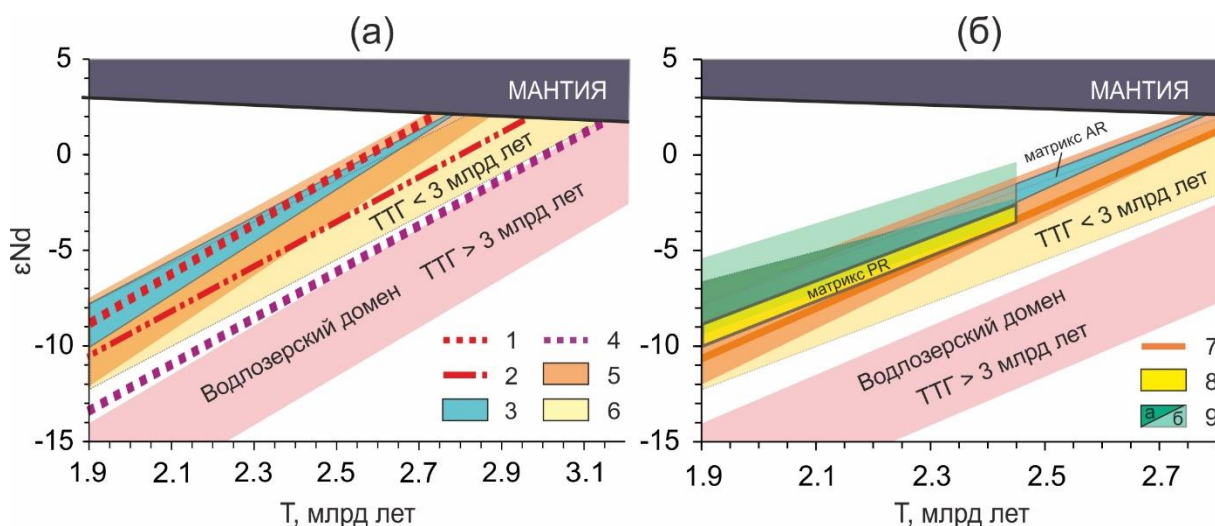
SM-ND МЕТОД КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,
ахоух2014@gmail.com

На рубеже архея и протерозоя Карельская провинция Фенноскандинавского щита представляла собой жесткий консолидированный фрагмент континентальной коры, состоящий из трех крупных разновозрастных доменов: Западно-Карельского (ЗКД), Центрально-Карельского (ЦКД) и Водлозерского (ВД) [1]. Этот этап маркируют базальные полимиктовые конгломераты (К1), залегающие на архейском гранитоидном фундаменте с реликтами зеленокаменных поясов и перекрывающиеся мощной толщей сумийских (2.45 млрд лет) вулканогенных пород. Выше по разрезу залегают толща полимиктовых конгломератов (К2), относящихся к более позднему – сариолийскому (?) этапу осадконакопления. В составе К1 преобладают гальки и валуны плагиогранитного состава: тоналитовые гнейсы и плагиопорфиры (обломки пород фундамента), реже встречаются гальки зеленокаменных пород. Матрикс составляет 10–30 % от объема К1 и представлен продуктами разрушения тех же пород, что и гальки. Это подтверждается петрографическим и химическим составом, близким к составу обломков, и низким индексом зрелости – $CI_A < 55$ [2]. Формирование базальных конгломератов (К1) связывают с заполнением внутриконтинентальных троговых долин за счет разрушения горных поднятий в тектонически активных условиях [2, 3]. К1 сильно деформированы, гальки имеют уплощенную линзовидную форму. Нами были изучены К1 на детальных участках в районах пос. Суккозеро (ЦКД) и в районе оз. Остер (ВД). Для матрикса К1 р-на Суккозеро было проведено U-Pb-ThLA-ICP-MS датирование детритового циркона, показавшее существенное преобладание зерен с возрастом 2.75 млрд лет. Отличительной чертой конгломератов р-на Суккозеро (как галек, так и матрикса), залегающих на молодом неоархейском фундаменте, являются повышенные концентрации Ba (900–1200 г/т), Sr (600–700 г/т) и LREE [2]. Такие особенности состава характерны для неоархейских гранитоидов и дацитов [4–6]. Гранитоидные гальки из К1 Остерского участка, расположенного на более древнем мезопалеоархейском фундаменте, не обогащены LILE и LREE и имеют химический состав, сходный с палеомезоархейскими ТТГ района [6]. Другим отличием К1 Остерского участка является более широкое разнообразие галек основного состава, отражающих состав архейских мафических пород Остерской структуры [7]. Sm-Nd изотопные исследования были выполнены для галек гнейсотоналита, плагиопорфира и матрикса К1 р-на Суккозеро, а также гальки гнейсотоналита из К1 Остерского участка в изотопной лаборатории ИГГД РАН на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TritonT1 по методике, описанной в [8]. Результаты показаны на рисунке, а. Для гальки гнейсотоналита и двух образцов матрикса К1 р-на Суккозеро получен неоархейский модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 2.75 \pm 0.3$ млрд лет и значения $\epsilon_{Nd}(2.75) = +1.6 \dots +2.1$. Линии эволюции изотопного состава Nd этих образцов лежат в поле составов неоархейских гранитоидов фундамента ЦКД (рисунок, а). Галька

плаггиопорфира из тех же конгломератов имеет менее радиогенный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(2.75) = -0.6$) и более древний модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 2.95$ млрд лет. Это может означать как более древний источник плаггиопорфиров, так и следствие контаминации или нарушение первичного изотопного состава образца при наложенных процессах, для более обоснованных выводов необходимо получить дополнительные данные. Для гальки гнейсотоналита из K1 Остерского участка получены самые низкие значения $\epsilon_{Nd}(2.75) = -1.7$ и модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 3.01$ млрд лет, что соответствует составу и возрасту мезоархейских пород фундамента ВД (рисунок, а).



Диаграммы ϵNd – возраст для неоархейских (K1) (а) и палеопротерозойских (K2) (б) полимиктовых конгломератов и их потенциальных источников сноса Карельской провинции Фенноскандинавского щита. 1–3 – конгломераты (K1) района пос. Суккозеро (ЦКД): 1 – галька гнейсотоналита, 2 – галька плаггиопорфира, 3 – матрикс; 4 – галька гнейсотоналита из конгломерата участка оз. Остер (ВД); 5–6 – ТТГ породы архейского фундамента: 5 – Центрально-Карельского домена (ЦКД) с возрастом < 2.8 млрд лет [1, 5, 6], 6 – Водлозерского домена (ВД) с возрастом < 3 млрд лет [1, 6]; 7–8 – район оз. Воттомукс (ЦКД): 7 – гнейсогранит архейского фундамента, 8 – матрикс конгломератов (K2); 9 – сумийские базальтовые андезиты: а – района оз. Воттомукс, б – всей Карельской провинции.

K2 имеют более разнообразный литологический состав. Более 50 % галек представлены слабоокатанными обломками вулканических пород сумия – вариолитовых и миндалекаменных базальтовых андезитов, подстилающих K2. Также присутствуют гальки габброидов, базальтов, гнейсогранитов, средних вулканитов, лейкогранитов и жильного кварца. Матрикс составляет до 30 % от K2 и представлен метаморфизованным грубозернистым полимиктовым песчаником (в настоящем – кварц-биотитовым сланцем с амфиболом, турмалином и гранатом). Он также имеет низкий индекс зрелости $CI_A < 55$, как и матрикс K1 [2], но K2 менее деформированы, чем K1, хотя также испытали воздействие более позднего, вероятно свекофенского, (1.9–1.7 млрд лет) метаморфизма. K2 были нами изучены в районе оз. Воттомукс (ЦКД). Матрикс K2 в сравнении с матриксом K1 содержит больше MgO, FeO, MnO и меньше SiO₂, Sr, Ba, LREE. Состав K2 свидетельствует о существенном вкладе в качестве источника сноса сумийских вулканитов, широко распространенных в

районе. U-Pb-ThLA-ICP-MS датирование детритового циркона из матрикса K2 района оз. Воттомукс показало существенное преобладание зерен с возрастом 2.75 млрд лет, как и в K1 [2]. Это говорит о том, что в протерозойское время неоархейские гранитоиды продолжали играть важную роль в качестве источника сноса для терригенных пород. Вероятно, они сохранялись в виде горных поднятий, разделяющих частично скрытые под водой рифтовые долины, раскрытие которых сопровождалось активным сумийским вулканизмом, а впоследствии там накапливались терригенные осадки. Отсутствие среди детритового циркона в матриксе K2 зерен с возрастом 2.45 млрд лет, вероятно, обусловлено отсутствием собственного циркона в самих сумийских вулканитах. Sm-Nd изотопные исследования были выполнены для двух образцов матрикса K2, а также для трех образцов сумийских базальтовых андезитов и образца гнейсогранита архейского фундамента, отобранных на детальном участке района оз. Воттомукс. Полученные для матрикса значения $\epsilon_{Nd}(2.45) = -2.7 \dots -3.1$ и модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 2.86-2.91$ млрд лет лежат в поле составов между архейскими гнейсогранитами фундамента и сумийскими вулканитами (рисунок, б). Это подтверждает вывод о существенной роли тех и других в качестве источника сноса для K2 района оз. Воттомукс.

Sm-Nd изотопные исследования подтвердили сделанный ранее вывод [2] о том, что формирование как неоархейских, так и палеопротерозойских конгломератов происходило в ходе заложения и развития одних и тех же внутриконтинентальных рифтовых структур вблизи от источника сноса без существенного перемещения обломков. Главными источниками терригенного материала для K1 были породы архейского фундамента, формирующего поднятия между рифтовыми долинами. Различия в составе и возрасте пород фундамента в разных частях кратона обусловили соответствующие различия в составе терригенных осадков, в том числе конгломератов, на разных участках. При формировании K2 архейские породы фундамента, особенно неоархейские гранитоиды, продолжили играть существенную роль в качестве источника сноса наряду с сумийскими базальтовыми андезитами и вулканическими туфами, сформировавшими к этому времени километровые покровы внутри рифтовых долин.

Авторы выражают огромную благодарность директору ИГГД РАН члену-корреспонденту РАН А.Б. Кузнецову за содействие в проведении полевых работ и Sm-Nd изотопных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-27-00263) и при использовании оборудования ЦКП «АИРИЗ» [9].

Литература

1. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
2. Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Кузнецов А.Б., Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Зайцева Т.З., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U-Pb-возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Доклады РАН. 2023. Т. 509, № 2. С. 24–35.
3. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

4. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неогархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геология. корреляция. 2018. Т. 26, № 3. С. 3–23.
5. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Неогархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 21–38.
6. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Архейская тоналит-гранодиорит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 4. С. 3–21.
7. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 138–167.
8. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, U–Pb) при щелочном метасоматозе (фенниты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
9. Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б. Центр коллективного пользования «АИРИЗ» (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. 0584.

U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*Ефремова У.С.¹, Донская Т.В.¹, Гладкочуб Д.П.¹, Мазукабзов А.М.¹, Иванов А.В.¹,
Брянский Н.В.^{1,2}*

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Харгитуйская свита традиционно рассматривается как основание раннепротерозойской сарминской серии, породы которой принадлежат Аkitканскому складчатому поясу и обнажаются в пределах Байкальского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Породы харгитуйской свиты приурочены к узкому тектоническому блоку северо-восточного простирания, который протягивается вдоль зоны разлома, отделяющего фундамент Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Согласно данным геологического картирования, харгитуйская свита представлена кварцитами, кварцево-сланцевыми сланцами, роговообманково-биотитовыми или двуслюдяными гнейсами и метариолитами, которые были подвержены метаморфизму и/или динамометаморфизму. Считается, что породы харгитуйской свиты прорываются гранитоидами приморского комплекса (возраст 1.86 млрд лет), дайками карбонатитов (≈ 1 млрд лет) [4] и долеритов (720 млн лет) [1]. Для пород свиты характерны тектонические контакты как с более древними образованиями, так и с вышележащей иликтинской свитой. Раннепротерозойский возраст харгитуйской свиты устанавливался по прорыванию ее пород гранитоидами приморского комплекса, которые, в свою очередь, в области развития пород свиты также подвержены интенсивным динамометаморфическим преобразованиям и имеют преимущественно тектонические контакты со свитой.

Полученные нами ранее данные о возрасте пород харгитуйской свиты из обнажения к югу от пос. Онгурен показали, что породы свиты формировались позднее магматических пород Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса с возрастом 1.88–1.85 млрд лет, в том числе и гранитоидов приморского комплекса. В то же время данные, опубликованные В.Б. Савельевой с соавторами [3] по Ar/Ar датированию мусковита из слюдяного сланца харгитуйской свиты, отобранного к северу от пос. Онгурен, свидетельствуют о том, что породы свиты претерпели метаморфизм на временном рубеже 1.95 млрд лет. Такие противоречивые данные показали необходимость более детального изучения возраста пород харгитуйской свиты, в связи с чем нами были проанализированы шесть образцов, отобранных из нескольких обнажений, расположенных на разных участках в полосе распространения пород свиты. U-Pb изотопный анализ зерен детритового циркона из этих образцов был выполнен методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с системой лазерной абляции AnalyteExcite в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

Лейкократовый гнейс (обр. 2109) был отобран в правом борту руч. Элигей севернее пос. Онгурен. В этом образце было проанализировано 116 зерен детритового циркона, конкордантные значения были получены для 65 зерен. Большая часть полученных значений (62 %) формируют основной пик на отметке 2985 млн

лет, а оставшаяся часть (38 %) формирует второй значимый пик на отметке 3091 млн лет.

В слюдисто-кварцевом сланце (обр. 2115), отобранном также в правом борту руч. Элигей, но южнее обр. 2109, было проанализировано 147 зерен детритового циркона, из которых для 137 зерен были получены конкордантные значения возраста. Основной возрастной пик формируется на отметке 2331 млн лет, также отмечаются более мелкие пики на отметках 2869 и 2973 млн лет.

Из слюдисто-кварцевого сланца мыса Ядор (обр. 2147) было отобрано 111 зерен детритового циркона, 92 из которых показали конкордантные значения. Наиболее значимый возрастной пик формируется на отметке 2461 млн лет, менее значимые пики отмечены в промежутке 2903 – 3037 млн лет.

Из 108 зерен детритового циркона, проанализированных в метапесчанике, отобранном между пос. Онгурен и р. Курма (обр. 2160), конкордантные значения были получены для 81 зерна, которые формируют возрастной пик на 1851 млн лет.

На р. Кучелга из рассланцованного кварцита (обр. 2230) было выделено 127 зерен детритового циркона, для 113 зерен были получены конкордантные значения возраста, которые сформировали единый пик на отметке 1854 млн лет.

К югу от пос. Еланцы в правом борту р. Анги был отобран слюдистый кварцит (обр. 21108), в котором были проанализированы 100 зерен детритового циркона, для 77 из которых были получены конкордантные значения возраста. Основной возрастной пик (90 % зерен) формируется на отметке 1835 млн лет, также менее значимые пики (по 3-6 зернам) отмечаются на 2691 и 2875 млн лет.

Полученные данные по возрасту детритовых цирконов из пород, относимых к харгитуйской свите, позволяют выделить две группы пород. В первую группу объединяются образцы 2109, 2115 и 2147, которые были отобраны к северу от пос. Онгурен, недалеко от разреза, для пород которого, согласно работе [3], был получен возраст метаморфизма 1.95 млрд лет, что хорошо согласуется и с полученными в настоящей работе данными. Детритовые цирконы с возрастом около 2.9 млрд лет, присутствующие во всех трех образцах, позволяют предположить, что тоналиты с возрастом 2884 ± 12 млн лет [5], известные в Сарминском блоке, были поставщиками терригенного материала при формировании пород харгитуйской свиты, развитых вблизи пос. Онгурен. Возрастные пики, зафиксированные на отметках 2331 и 2461 млн лет, являются нетипичными для Сибирского кратона, и в пределах Байкальского выступа фундамента кратона магматические породы близкого возраста в настоящее время неизвестны, поэтому их расшифровка требует дальнейшей доработки. Вторую группу формируют образцы 2160, 2230 и 21108 с основными пиками возраста детритовых цирконов на отметках 1835, 1854 и 1851 млн лет, которые близки к результатам, опубликованным в работе [2]. В совокупности, полученные данные свидетельствуют о том, что породы, относимые к харгитуйской свите в южной части полосы их развития (южнее пос. Онгурен), формировались позднее пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, а гранитоиды и вулканиты этого пояса являлись основными поставщиками детритовых цирконов в бассейны их седиментации.

Таким образом, полученные нами данные позволяют сделать вывод, что исследуемые породы, относимые к харгитуйской свите, нельзя рассматривать в качестве единого стратоподразделения, а в одну свиту они были отнесены на основании схожего состава и степени их метаморфической переработки.

Литература

1. 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.
2. Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.-Л., Ли Х.-Я. Особенности состава и возраста метаморфических пород харгитуйской свиты (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 86–88.
3. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // Доклады РАН. 2019. Т. 486, № 2. С. 217–222.
4. Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24, № 3. С. 292–324.
5. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 61–72.

СРАВНЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МЕТОДОВ TXRF И LA-ICP-MS ПРИ МНОГОЭЛЕМЕНТНОМ АНАЛИЗЕ АПАТИТА

Жиличева А.Н., Мальцев А.С.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, a.zhili@mail.ru

Апатит является широко распространенным акцессорным минералом класса фосфатов с химической формулой $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$. Он включает в себя большой спектр микроэлементов, таких как Sr, Y, U, Th, а также редкоземельные элементы, что позволяет получить полезную информацию об их происхождении и может быть использовано в нескольких областях геологии и геохимии.

Основная проблема при анализе апатита заключается в отсутствии качественного методического обеспечения, в котором используются аналитические методы с высокой чувствительностью и точные методики измерения. В последние годы масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) стала рутинным методом многоэлементного анализа апатита, результаты которого применяются для решения задач в различных геологических областях. Для количественного определения в LA-ICP-MS необходимо проведение градуировочных процедур. Однако аттестованные стандарты апатита с известными значениями концентраций элементов отсутствуют. Вследствие этого предложенные ранее методики не могут считаться валидированными с точки зрения аналитической химии. В погрешность измерений LA-ICP-MS обычно входит только инструментальная погрешность со значениями ~3–5 %, но другие виды погрешности не учитываются. LA-ICP-MS также является относительно дорогим методом анализа с учетом инструментальных и эксплуатационных затрат. В связи с вышеописанным авторы предлагают использовать метод рентгенофлуоресцентной спектроскопии с полным внешним отражением (TXRF) для многоэлементного анализа апатита. TXRF – это быстрый, экономичный и чувствительный метод, который позволяет анализировать как макро-, так и микроколичества вещества. Количественный анализ выполняется способом внутреннего стандарта, поэтому нет необходимости в калибровочных образцах с известным составом. В данной работе проведена оценка точности методик и сравнение результатов количественного определения элементов LA-ICP-MS и TXRF. Методики апробированы путем анализа апатита Слюдянского метаморфического комплекса.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 22-77-00035, <https://rscf.ru/project/22-77-00035/>. Измерения выполнены на оборудовании Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА РЕПОЯРВИ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

Зубрицкий А.С., Алфимова Н.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
art.zubrytski@gmail.com

Одним из районов, где широко распространены щелочно-ультраосновные породы, является Кольский полуостров и Северная Карелия. Недавно, в ходе ГДП-200 на листе Q-36-VII, в районе озера Репоярви, при бурении был вскрыт неизвестный ранее массив щелочно-ультраосновных пород, петрографическая характеристика пород которого и стала предметом настоящего исследования.

В работе использовался каменный материал, отобранный по скважине № 3 на интервале глубин от 5.7 до 147.5 м. Петрографические исследования и электронно-зондовый микроанализ были выполнены на базе РЦ «Геомодель» СПбГУ и ИГГД РАН, анализы XRF и ICP-MS – в ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Исследуемые породы характеризуются высоким содержанием щелочей и низким содержанием кремнезема на уровне ультраосновных пород, что достигается за счет аномальных содержаний биотита при небольшом участии щелочных полевых шпатов с практически полным отсутствием фельдшпатоидов, что выводит описываемые породы за рамки подразделений Петрографического кодекса [2]. Для них была предложена классификация, опирающаяся на содержание темноцветных минералов, а затем на структурно-текстурные особенности. Породы массива Репоярви были разделены на три типа: меланократовые, мезократовые и лейкократовые.

Среди меланократовых были выделены: гиганто- и крупнозернистые Rх-Vt-Ар породы, характеризующиеся гипидиоморфно-зернистой структурой с более идиоморфными зернами Ар и Срх (Срх 25–65 %, Arf 10–30 %, Vt 15–25 %, Ар 10–20 %, Pl 0–5 %, Маg 0–5 %); крупнозернистые Rх-Vt-Fsp породы с гипидиоморфно-зернистыми структурами с более ясно выраженной идиоморфностью Ар и Срх (Срх 20–70 %, Arf 10–35 %, Vt 10–30 %, Ар 0–15 %, Fsp 10–20 %, Маg 0–5 %); сланцеватые Rх-(Аmp)-Vt-Fsp породы (Срх 10–20 %, Arf 35–50 %, Vt 10–15 %, Ар 2–10 %, Fsp 15–20 %, Маg 0–3 %), характеризующиеся нематогранобластовой структурой, обусловленной чередованием слоев, сложенных ориентированными идиобластами Arf и округлыми гранобластами Fsp. Структурно-текстурные особенности этой разновидности, а также форма выделения Arf позволяют отнести ее к метапородам. Меланократовые породы наиболее близки к ряду якупирангит-мельтейгит в дефинициях Петрографического кодекса.

В мезократовых породах были выделены разноморфные Rх-Vt-Fsp породы (Срх 10–40 %, Аmp 5–20 %, Vt 5–15 %, Ар 10–20 %, Or 20–25 %, Pl 20–25 %, Маg 0–3 %) и разноморфные Rх-Vt-Or породы (Срх 10–40 %, Аmp 5–20 %, Vt 5–15 %, Ар 10–20 %, Or 40–50 %, Маg 0–2 %). Они характеризуются относительно равной идиоморфностью Срх и Fsp, ксеноморфностью Vt. Среди подразделений Петрографического кодекса они наиболее близки к породам ряда мельтейгит-ийолит.

Лейкократовые породы представляют собой преимущественно жильные породы, не относящиеся к щелочно-ультраосновным, и представлены Or-порфирами (Or 45–55 %, Pl 0–25 %, Qz 5–20 %, Срх 0–15 %, Vt 2–20 %, Ар 0–2 %) и Crb-Fsp

породами (Crб 20–30 %, Or 10–30 %, Pl 15–40 %, Qz 5–20 %, Chl 0–15 %, Ap 0–5 %, Mag 0–2 %).

Клинопироксены пород массива Репоярви представлены диопсидом (Wo₅₀En₃₆Fs₁₄), в некоторых из них наблюдается обогащение края кристалла авгитовой составляющей (Wo₂₈En₅₇Fs₁₅), наиболее характерное для лейкократовых разновидностей пород. Биотит в исследуемых породах содержит примерно равное количество MgO и FeO – по 13–16 % каждого оксида и по текстурным особенностям и химическому составу является для пород первичным магматическим минералом [3, 4]. Минералы-концентраторы РЗЭ в породах массива Репоярви представлены алланитом, монацитом, паризитом, анкилитом и REE-титанитом с преобладанием первых двух минералов, проявления которых приурочены преимущественно к краевым частям зерен апатита.

Щелочно-ультраосновные массивы Кольской провинции делятся на две серии – ЩУК и ЩУХ [1]. Результаты сравнения минеральных составов пород Репоярви с пироксенитами референсных серий представлены в таблице.

Наибольшее сходство мелано- и мезократовые породы массива Репоярви показывают с пироксенитами Хибин. Основными отличиями являются отсутствие фельдшпатоидов, повышенное содержание Ap и полевых шпатов, пониженное – магнетита. От пород серии ЩУК породы массива Репоярви отличаются резко повышенным содержанием первичной слюды, отсутствием перовскита. Пироксены пород ЩУК и ЩУХ сходны по своему составу с исследуемыми, Bt в большинстве пород присутствует в более магнезиальных разновидностях. Минералы-концентраторы РЗЭ в породах серии ЩУК представлены Ap и Prv, в породах серии ЩУХ – Ap и Ti, что также является существенным отличием от пород массива Репоярви.

Минеральный состав образцов щелочно-ультраосновных пород типовых массивов Кольского полуострова и массива Репоярви

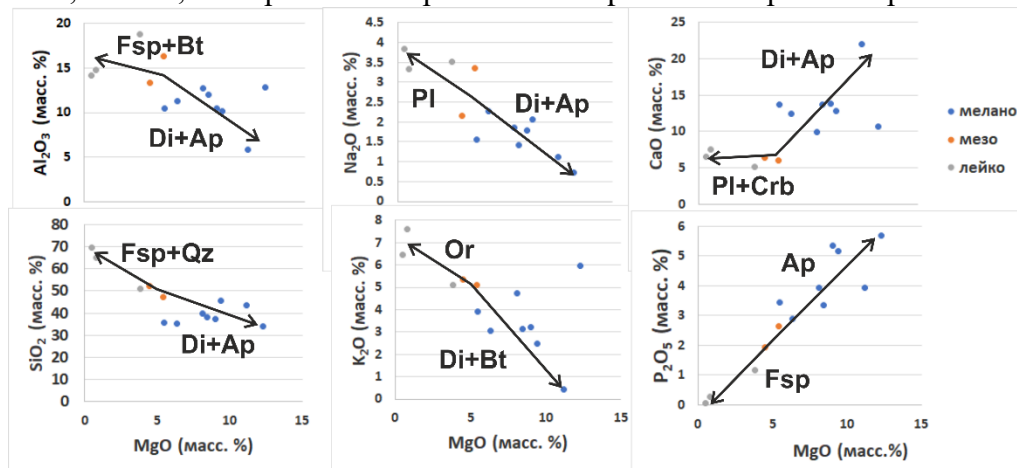
Массив	Серия	Порода	Содержание, %						
			Crх	Ne	Bt	Prv	Ap	Mag	Прочие
Африканда	ЩУК	Пироксенит	60–90	0–14	–	2–13	0–17	0–15	Grt 8, Cal 1
Вуориярви	ЩУК	Пироксенит	66–84	0–5	0–2	10–12	0–1	10–18	
Хибины	ЩУХ	Пироксенит	39–67	2–5	15–30	–	0–6	5–10	Amp 14–18
Репоярви	–	Меланократовые породы	10–70	–	10–30	–	0–20	0–5	Amp 10–50, Fsp 0–20
	–	Мезократовые породы	10–40	–	5–15	–	10–20	0–3	Or 20–50, Amp 5–20, Pl 20–25

Примечание. Данные для серий ЩУК и ЩУХ обобщены по материалам [1].

От меланократовых к лейкократовым породам снижаются содержания Fe, Mg, Ca, P, Ba, Sr, REE, повышаются содержания Si, Al, Na, K, Zr, Hf. Содержание петрогенных оксидов в породах описываемого массива существенно отличается от значений средневзвешенного состава щелочно-ультраосновных серии Кольской провинции [1]: понижены содержания SiO₂, MgO, CaO, Na₂O, повышены – Al₂O₃,

K_2O и P_2O_5 (до 4.22 wt. %). Поля составов исследуемых пород демонстрируют большее сходство с породами ЩУК, за исключением содержания P_2O_5 .

Распределение фигуративных точек составов пород Репоярви на диаграммах Феннера (рисунок) позволяет предположить, что первичный расплав исследуемых пород находился в поле мезократовых пород. В результате кристаллизации Srx - Ar кумулата образовались меланократовые породы, а остаточный расплав обогатился щелочами, Al и Si , что привело к образованию Fsp - Bt лейкократовых разновидностей.



Фигуративные точки составов пород массива Репоярви на диаграммах Феннера.

Черными стрелками указаны тренды изменения содержания элементов при кристаллизации соответствующих минералов.

Таким образом, в результате работы были получены следующие выводы:

1. Минеральный состав пород массива Репоярви выходит за пределы, установленные для щелочно-ультраосновных пород Петрографическим кодексом по доле Bt и фельдшпатоидов. Породы массива Репоярви подразделены на меланократовые, мезократовые и лейкократовые.

Темноцветные породы делятся на гиганто- и крупнозернистые Rx - Bt - Ar породы, крупнозернистые Rx - Bt - Fsp породы, сланцеватые Rx - (Amp) - Bt - Fsp породы. Первые две разновидности характеризуются магматическими гипидиоморфно-зернистыми структурами, третья обладает метаморфической нематогранобластовой структурой с идиобластическим Arg .

В мезократовых породах по структуре и минеральному составу можно выделить разнозернистые Rx - Bt - Fsp породы, Rx - Bt - Or породы с первичными гипидиоморфно-зернистыми структурами.

Жильные лейкократовые Or -порфиры, Crb - Fsp породы.

2. По минеральному составу породы массива Репоярви наиболее близки к пироксенитам серии ЩУХ (Хибинский массив), по геохимическим особенностям – к породам серии ЩУК (массивы Африканда и Вуориярви), в то время как по минералам-концентраторам РЗЭ сильно отличаются и от ЩУХ, и от ЩУК. Таким образом породы изученного массива не могут быть в полной мере отнесены ни к ЩУК, ни к ЩУХ и, вероятно, представляют собой промежуточную разновидность.

3. Кристаллизация пород происходила из первичного расплава, соответствующего по составу выделенным мезократовым разновидностям. На первом этапе кристаллизовалась ассоциация Srx - Ar , на следующем – Bt - Fsp .

Литература

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. С. 277–308.
2. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
3. Iveson A.A., Webster J.D., Rowe M.C., Neill O.K. Magmatic–hydrothermal fluids and volatile metals in the Spirit Lake pluton and Margaret Cu–Mo porphyry system, SW Washington, USA // Contrib. Mineral Petrol. 2016. V. 171. P. 20.
4. Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites // Comptes Rendus Geoscience. 2005. V. 337. P. 1415–1420.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ДОЛЕРИТОВ КОПЬЕВСКОГО КОМПЛЕКСА (МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ, СИБИРЬ)

Казенова Ф.С., Врублевский В.В., Тишин П.А.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
feride.kazenova@mail.ru

Копьевский комплекс объединяет дайки, нежки и трубки взрыва щелочно-базальтоидных пород, прорывающих средне- и верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения в обрамлении Копьевского купола, а также дайки и многочисленные силлы «свежих» долерито-базальтов, залегающих среди нижнедевонских вулканогенно-осадочных толщ [1]. Предположительный возраст пород – пермско-триасовый (250–260 млн лет, Ar–Ar [2]; данные GDP-200).

До сих пор данные о микроэлементном составе долеритов Минусинского прогиба ограничивались единичными точными анализами [2, 3]. На более репрезентативной выборке показаны геохимические особенности этих пород, указывающие на вероятные источники и условия образования первичного расплава.

Образцы, отобранные из даек, представляют собой долериты темной, почти черной окраски. Структура средне- и мелкозернистая, порфировидная, текстура массивная. Вкрапленники представлены как пироксеном, так и основным плагиоклазом. Основная масса раскристаллизована, представлена агрегатом зерен плагиоклаза и клинопироксена. Рудный минерал представлен магнетитом.

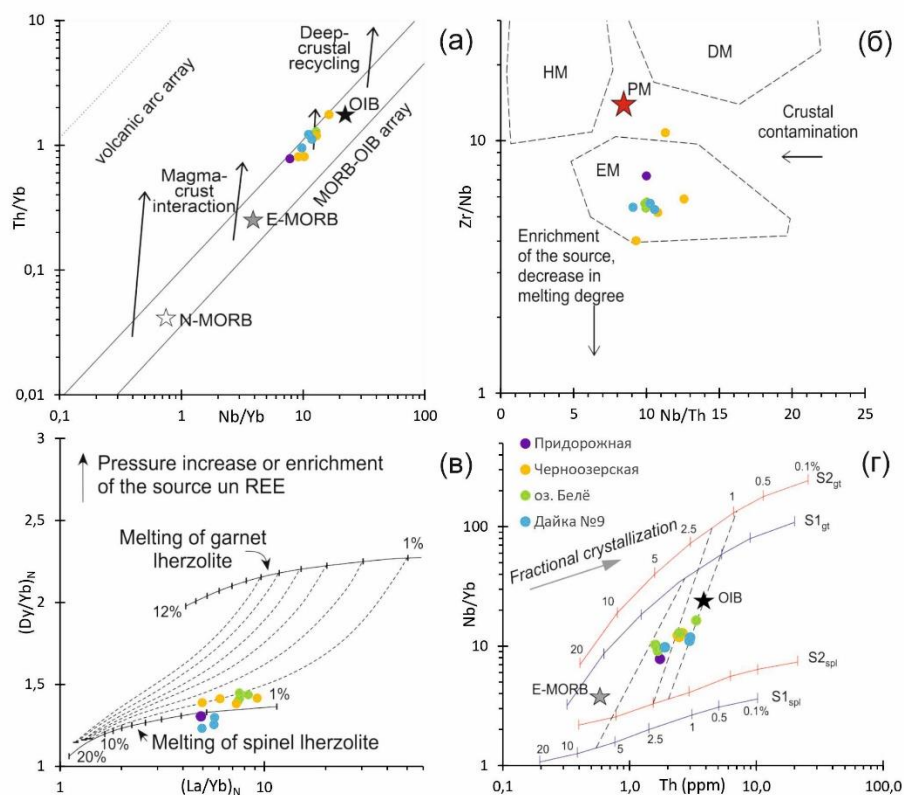
По содержаниям кремнезема, варьирующимся в интервале от 41.4 до 49.0 мас. %, изучаемые породы относятся к группе основных пород. По сумме щелочей (2.8–4.0 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) долериты относятся к низкокалиевым породам нормальной щелочности (3.5–6.4 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$). Исследованные породы характеризуются высоким содержанием TiO_2 (2.2–3.0 мас. %). Концентрации совместимых элементов-примесей составляют (г/т): 54–273 Cr, 50–177 Ni, 223–304 V; концентрации (г/т) HFSE: 17–31 Nb, 110–203 Zr, 1.6–3.3 Th, 0.2–0.6 U, 85–128 PЗЭ; и LILE: 3.0–15.9 Rb, 176.8–810.4 Ba, и 194.4–958.4 Sr. Спектры распределения элементов-примесей в породах имеют аналогичную конфигурацию и четко выраженный Nb-Ta-максимум, обычно отмечаемый для продуктов ОИВ-магматизма. Различия в составе долеритов по отношению к параметрам эталонных источников базальтовых магм могут отражать дополнительное участие в петрогенезе вещества, подобного IAB и E-MORB (рисунок, а).

Вариации отношения Zr/Nb от 4.0 до 10.7 в долерите (в среднем 6.0, $n = 12$) указывают на образование магмы в едином мантийном источнике (рисунок, б). По этому параметру изученные породы сопоставимы с производными ОИВ-вулканизма обогащенной мантии EM [4].

Долериты имеют относительно высокие значения La_N/Yb_N (4.8–9.2) при концентрации Yb 1.9–2.7 г/т, а также узкий диапазон фракционирования тяжелых PЗЭ ($\text{D}_{\text{Yb}_N}/\text{Yb}_N = 1.2–1.4$), указывающий на происхождение вещества из одного мантийного источника. Согласно модели [5], образование магмы могло происходить за счет декомпрессионного частичного (1–2 %) плавления мантийных лерцолитов в области фазового перехода гранат – шпинель (рисунок, в). Предполагается, что в этом случае частичное (2–4 %) плавление малоглубинных шпинелевых лерцолитов и

некоторое обогащение базальтовой магмы ОИВ-компонентом связаны с термическим и химическим воздействием подлитосферного мантийного плюма.

Согласно модели изобарического плавления лерцолитов, основанной на соотношениях Nb/Yb и Th в вулканогенных производных [6], составы долеритов распределены преимущественно по линии смешения вещества из глубины перидотитовых субстратов гранатовой и шпинелевой фаций по степени их частичного (2.5 и 5.0 %) плавления соответственно (рисунок, з).



Содержания HFSE в долеритах Копьевского поднятия. *а* – Th/Yb – Nb/Yb [8], E-MORB – средний состав обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов; *б* – Zr/Nb – Nb/Th [9], указаны источники магмы в гидратированной (HM), деплетированной (DM) и обогащенной (EM) мантии; *в* – $(Dy/Yb)_N$ – $(La/Yb)_N$ [5], значения, нормированные к хондриту [10], пунктирные линии – кривые декомпрессионного плавления мантийных перидотитов в области перехода от гранатовой к шпинелевой фации; *з* – Nb/Yb – Th [6] с кривыми плавления гранатового (Grt1 и Grt2) и шпинелевого (Sp1 и Sp2) лерцолитов, умеренно и сильно обогащенных редкими элементами. Модельные кривые для перидотита (диаграммы *в* и *з*) показывают степень частичного плавления.

Как видно из геохимических закономерностей, изученные долериты Минусинского прогиба имеют мантийную природу, но их образование можно связать только с основной фазой активности Сибирского плюма на границе перми и триаса [7]. Предполагается, что при образовании долерита мантийный расплав частично взаимодействовал с материалом раннепалеозойских аккреционно-коллизонных комплексов ЦАСП, содержащим вещество типа IAB и E-MORB.

Исследования проведены за счет средств Российского научного фонда (проект № 22–27–00362).

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Северо-Минусинской впадины (Белоозерская площадь): отчет Белоозерской партии о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 за 1978–1982 гг. / А.П. Косоруков, Л.В. Яконюк, В.Т. Зорин. Красноярск: ОАО «Красноярскгеолсъемка», 1982. Инв. № 22379. 980 с.
2. Malkovets V.G. et al. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *Intern. Geol. Rev.* 2003. Т. 45, № 2. P. 133–142.
3. Timina T.Yu., Sharygin V.V. Alkaline gabbroids of the Chirii outcrop (North Minusa depression): mineralogy and melt evolution // *Russian Geology and Geophysics.* 2007. 48 (9). P. 737–757.
4. Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters.* 1991. Т. 104, № 2–4. P. 381–397.
5. Hunt A.C. et al. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // *Journal of Petrology.* 2012. Т. 53, № 9. P. 1913–1942.
6. Barbero E. et al. New evidence for Late Cretaceous plume-related seamounts in the Middle East sector of the Neo-Tethys: Constraints from geochemistry, petrology, and mineral chemistry of the magmatic rocks from the western Durkan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran) // *Lithos.* 2021. Т. 396. P. 106228.
7. Dobretsov N.L. et al. Introduction to special issue on large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny // *Russian Geology and Geophysics.* 2010. Т. 51, № 9. P. 899–902.
8. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Т. 100, № 1–4. P. 14–48.
9. Condie K.C., Shearer C.K. Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2017. Т. 213. P. 47–62.
10. Sun S.S. In magmatism in the ocean basins // *Spec. Pub. Geol. Soc. Lond.* 1989. Т. 42. P. 313–345.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАССТОЯНИЙ В ЦЕПОЧКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Какоурова А.А., Брыжак Е.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, anna2015@crust.irk.ru

«Миграция» эпицентров землетрясений выявлена во многих сейсмоактивных регионах Земли [1, 2 и др.] и изучается различными методиками на протяжении десятков лет. С целью изучения явления «миграции» эпицентров землетрясений в сейсмически активном Байкальском регионе разработана формализованная методика определения и выделения цепочек землетрясений, основанная на статистическом азимутальном анализе большого количества толчков в условиях заданного сектора допустимой нелинейности цепочки. С использованием этой методики среди 52155 землетрясений представительных энергетических классов $K_p \geq 8$, зарегистрированных группой сводной обработки Байкальского и Алтае-Саянского филиалов Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы Российской академии наук в пределах Байкальского региона ($\varphi = 48-60^\circ$ с.ш., $\lambda = 96-122^\circ$ в.д. в 1964–2013 гг., выделено 2172 квазилинейных цепочки землетрясений, состоящих из трех (2120 цепочек) или четырех (52 цепочки) толчков. Согласование пространственно-временного и энергетического распределения цепочек с распределением землетрясений [3], а также результаты имитационного моделирования мигрирующей сейсмичности [4] показали возможность присутствия в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона не только цепочек «миграций» сейсмических событий, но и цепочек, формирующихся при случайном пространственно-временном распределении землетрясений. Для разделения этих двух видов цепочек необходим поиск специальных критериев.

Одним из возможных подходов к решению данной задачи может быть изучение распределений расстояний и времен между землетрясениями в цепочках, осуществляемое в настоящей работе с использованием статистического подхода. При этом производился анализ расстояний между первым и вторым (r_{12}), вторым и третьим (r_{23}), а также — первым и третьим землетрясением (r_{13}) 2120 цепочек, состоящих из трех событий.

Гистограммы распределения расстояний r_{12} и r_{23} имеют почти повторяющий друг друга вид с максимумом $r=0-100$ км и уменьшением значений столбцов с ростом расстояний. В распределении общих длин цепочек r_{13} этот максимум имеет меньшее значение. Предполагается, что этот максимум сформирован группирующейся сейсмичностью и, возможно, ошибками определения координат эпицентров землетрясений. Для длин цепочек r_{13} происходит перераспределение максимумов в сторону больших расстояний, хотя было бы более логичным ожидать сохранения формы распределения с одновременным увеличением дисперсии распределения и уменьшением количества цепочек в каждом диапазоне значений гистограммы. Эта закономерность частично прослеживается при представлении гистограммы распределения количества цепочек землетрясений по расстояниям в логарифмическом масштабе. Распределения в этом случае становятся бимодальными с примерной границей для расстояний r_{12} и r_{23} около 30 км и для r_{13} — около 60 км. Распределение, соответствующее первому локальному максимуму, в логарифмическом масштабе симметрично для всех выборок и соответствует в

линейном масштабе максимуму в диапазоне до 100 км. Распределение, соответствующее второму локальному максимуму, является асимметричным.

Ввиду симметричности первого распределения в логарифмическом масштабе оно исследовано на соответствие логнормальному распределению с использованием статистических тестов Д'Агостино – Пирсона [5] и Шапира – Уилка [6]. Результаты тестирования показали отклонение гипотезы от нормального закона распределений логарифмов расстояний r_{12} и r_{23} на уровне значимости $\alpha=0.05$ в любом диапазоне расстояний $(0, r]$, где r меняется от 5 до 120 км. Данные отклонения могут быть связаны с ошибкой определения эпицентров землетрясений. При этом гипотеза о нормальности распределения общих длин цепочек r_{13} не может быть отклонена на том же самом уровне значимости, а наибольшее соответствие теоретическому распределению наблюдается при длине цепочки до 73 км для теста Д'Агостино – Пирсона и 68 км для теста Шапира – Уилка. Эти значения являются статистическим критерием для того, чтобы отнести цепочку к группирующейся сейсмичности. Однако отметим, что цепочки с длиной более 30 км в данном распределении являются единичными.

Распределение логарифмов длин цепочек r_{13} соответствует нормальному и при исключении несимметричных цепочек, в которых расстояния r_{12} и r_{23} значительно различаются. Но значения статистик тестов Д'Агостино - Пирсона и Шапира - Уилка наиболее соответствуют теоретическому распределению при расстоянии между землетрясениями r_{12} и r_{23} в цепочке меньше 64 и 55 км соответственно, при этом общая длина цепочки достигает 80 и 70 км соответственно. Это в целом соответствует и значениям, когда критерием служит вся длина цепочки.

Полученные таким образом критерии применены далее в работе для удаления цепочек группирующейся сейсмичности из общего массива цепочек с целью дальнейшего исследования распределения расстояний. При этом отметим, что наиболее вероятная длина цепочек группирующейся сейсмичности при 68%-ном доверительном интервале составляет 4–24 км для двух рассматриваемых статистических тестов. Отметим, что локальные эпицентральные поля, формирующиеся в разных районах Байкальского рифта в процессе развития афтершоковых последовательностей и крупных роев землетрясений, часто имеют в плане форму, близкую к изометричной, и средние размеры ~15 км [7], что совпадает с нашими оценками.

Исследование второго, несимметричного, максимума распределения расстояний r_{13} между эпицентрами первого и третьего землетрясения в цепочках проводилось после исключения цепочек группирующейся сейсмичности длиной не более 30 км. Само распределение было представлено в виде ядерной оценки плотности. Ее преимуществом является независимость от выбора количества столбцов гистограммы, оказывающего значительное влияние на форму распределения. Ядерная оценка плотности показала, что распределение является мультимодальным, и для его представления целесообразно применить смесь гауссовских распределений [8] — вероятностную модель, которая подразумевает, что все элементы данных порождены смесью конечного числа гауссовских распределений с неизвестными параметрами. Проведенные расчеты показали, что из общего распределения r_{13} выделяются четыре основных распределения, т.е. четыре типа цепочек, длины которых отражают зоны деструкции литосферы разных масштабов: локальные цепочки, соответствующие длине генерального разлома в Байкальском регионе [9] и размерам блоков земной коры [7], имеющие наиболее

вероятную длину 188 ± 82 км при 68%-ном доверительном интервале; субрегиональные цепочки с длиной 577 ± 196 км, сопоставимой, например, с линейными размерами Байкальской котловины или северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС); региональные цепочки, в которых два землетрясения происходят, например, на северо-восточном фланге, а третье — в центральной части БРС, имеющие вероятную длину 1111 ± 233 км; трансрегиональные цепочки, имеющие вероятную длину 1594 ± 109 км, сопоставимую с размерами региона, каждое событие которых происходит в разных частях БРС. Следует отметить, что, помимо основных, существуют цепочки смешанного типа, нарушающие формы выделенных распределений и создающие дополнительные пики. Отметим также, что четких критериев отнесения цепочки к тому или иному распределению установить в настоящее время не удалось.

Цепочки, соответствующие региональной и трансрегиональной модам, в настоящей работе обоснованы только математическими закономерностями, обусловленными пространственными размерами области, где происходят землетрясения в цепочке. Цепочки субрегионального и локального типа, а также цепочки группирующейся сейсмичности могут быть обусловлены геолого-геофизическими процессами, происходящими на соответствующих масштабных уровнях земной коры. В дальнейшем планируется более подробное изучение распределений этих цепочек.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта №20-55-44011.

Литература

1. Richter C.F. Elementary Seismology. London: Freeman, 1958. 768 p.
2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.
3. Какоурова А.А., Ключевский А.В. Мигрирующая сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой зоны: пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек землетрясений // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 11. С. 1577–1594. DOI: 10.15372/GiG2019164
4. Какоурова А.А., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Геоинформационные критерии выделения квазилинейных цепочек миграции землетрясений в эпицентральных полях сложной геометрии и переменной плотности распределения толчков // Геоинформатика. 2021. № 2. С. 4–25. DOI:10.47148/1609-364X-2021-2-4-25.
5. D'Agostino R., Pearson E.S. Tests for departure from normality // Biometrika. 1973. № 60. P. 613–622.
6. Shapiro S.S., Wilk M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples) // Biometrika. 1965. V. 52. P. 591–611.
7. Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 70–78.
8. Titterton D.M., Smith A.F, Markov U.E. Statistical Analysis of Finite Mixture Distributions. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 1987. 243 p.
9. Шерман С.И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ // Роль рифтогенеза в геологической эволюции Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89–99.

ФРАКТАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНОЙ СЕТИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Карагёзова Н.Р.

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, kniguyar@mail.ru

Территорию Азербайджана пересекает множество разломов, отличающихся по различным характеристикам. Среди них протяженность, глубина проникновения, продолжительность формирования, активность на современном этапе и некоторые другие особенности разломных сетей. Изучение сети разломов, а также ее отдельных сегментов при помощи теории фракталов дает возможность получить количественные характеристики самоподобия распределения разломов.

Был проведен расчет фрактального показателя разломной сети Азербайджана. Для получения данного фрактального индикатора для совокупности разломов на территории Азербайджана авторы использовали клеточный метод расчета, который успешно применялся при изучении фрактальных свойств как распределения эпицентров землетрясений, так и разломной сети во многих регионах мира [1–3]. Оценки фрактальных размерностей разномасштабных разломных сетей, полученные в ряде работ [1–3], указывают на фрактальное строение разломных сетей в широком интервале масштабов.

За основу данного исследования была взята карта разломной тектоники территории Азербайджана, представленная на рис. 1. Карта разломной сети Азербайджана отображает сеть активных разломов, пересекающих территорию Азербайджана [4]. Для расчета фрактального показателя данная карта покрывалась клетками размером g .

В ходе исследования был построен график в двойном логарифмическом масштабе, отражающий зависимость количества непустых клеток N – клеток, содержащих хотя бы одну часть или хотя бы один элемент разлома – от размера стороны клеток разбиения g . График расчета фрактальной размерности разломной сети территории Азербайджана приводится на рис. 2. В результате была определена фрактальная размерность сети основных активных разломов, покрывающих территорию Азербайджана. Была получена следующая логарифмическая зависимость: $lg(N) = -1.64 \cdot lg(g) + 1.03$ (рис. 2).

Таким образом, рассчитанная фрактальная размерность сети основных активных разломов, покрывающих территорию Азербайджана (D_f), составляет 1.64. Отмечается высокое значение коэффициента детерминации ($R^2 = 0.99$).

Данный показатель фрактального размера сети активных разломов территории Азербайджана сравнивался с аналогичным показателем, рассчитанным ранее для разломной сети Кавказа, который составляет 1.63 [5]. Следовательно, можно видеть, что данные фрактальные индикаторы имеют близкое значение.

Подводя итог, с помощью клеточного метода, примененного к данным по активной разломной сети, покрывающей территорию Азербайджана, авторы рассчитали фрактальный показатель (D_f) для совокупности разломов Азербайджана. Значение фрактальной размерности разломной сети Азербайджана составляет 1.64.

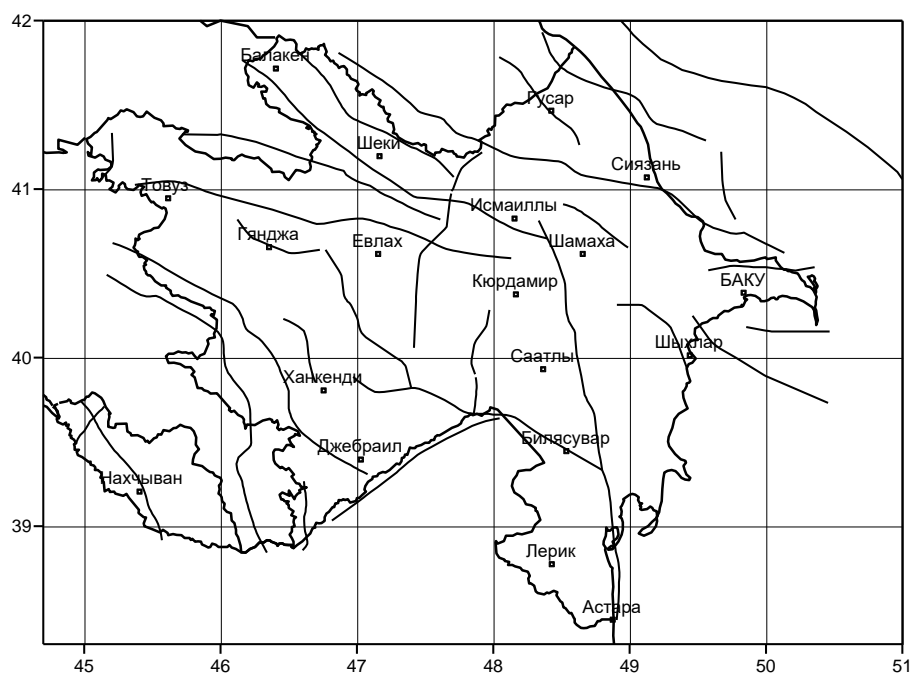


Рис. 1. Карта разломной тектоники территории Азербайджана.

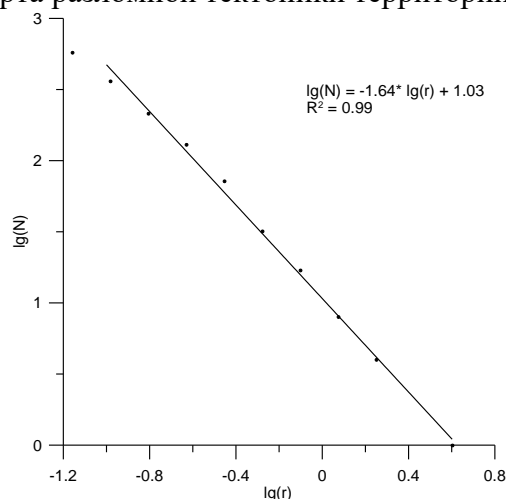


Рис. 2. Вычисление фрактальной размерности разломной сети для Азербайджана.

Литература

1. Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. Second edition. Cambridge: Cambridge University Press. 1997. 398 p.
2. Caneva A., Smirnov V. Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia // Earth Sciences Research Journal. 2004. V. 8, № 1. P. 3–9.
3. Robertson M.C., Sammis C.G., Sahimi M., Martin A.J. Fractal analysis of three dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100, B 1. P. 609–620.
4. Кадиров Ф.А. Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Баку: Институт геологии, 2000. 112 с.
5. Захаров В.С. Фрактальные характеристики сейсмичности и систем активных разломов // Сборник трудов пятого международного междисциплинарного симпозиума. М., 2008.

ТРАНСФОРМАЦИЯ СОСТАВА ПЕРИДОТИТОВ МАНТИЙНОГО КЛИНА ПРИ НАДСУБДУКЦИОННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСА АЛАГ-ХАДНЫ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Скузоватов С.Ю.

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

Тектонические меланжи палеосубдукционных зон часто содержат в себе ассоциацию высоко- и низкобарических метаморфитов – эклогиты, амфиболиты и метаперидотиты. При субдукции и последующей дегидратации пород океанической коры образовавшийся флюид способен течь и переносить подвижные в водной среде элементы на большие расстояния и участвовать в метаморфическом преобразовании перидотитов мантийного клина [1–3 и ссылки в данных работах].

Исследуемые метаперидотиты располагаются в районе хр. Майхан Цахир (Монголия). Они включены в структуру кристаллического комплекса Алаг-Хадны [4] и ассоциируют с эклогитовыми и амфиболитовыми телами. Эклогиты представляют собой отдельные будины в несколько сотен метров и залегают в метаосадочных породах и карбонатах, пиковые условия метаморфизма составляют 600–620 °С, 1.9–2.1 ГПа [4, 5]. С южной части высокобарические тела эклогитов тектонически контактируют с раннекембрийскими карбонатами формации Майхан-Цахир, вмещающими тела амфиболитов (условия метаморфизма – 570–630 °С, 0.7–0.9 ГПа), которые, в свою очередь, также с юга контактируют с исследуемыми метаперидотитами [6].

Исследуемые породы представляют собой разной степени серпентинизации (п.п.п. варьируется от 5 до 13 мас. %) метаперидотиты, минеральный состав которых: оливин (Ol), ортопироксен (Orx), клинопироксен (Crx), серпентин (Srp), тремолит (Tr), хлорит (Chl) и Cr-шпинель (Spl). Первичный оливин Ol1 представляет собой крупные изометричные зерна (1–4 мм), замещается серпентином, образуя петельчатую структуру, часто по нему также развивается вторичный Ol2 в виде тонких прожилков в ассоциации с Crx3. Вытянутые порфинокласты первичного ортопироксена образуют разного размера зерна (от 0.3 до 7.0 мм) в зависимости от степени вторичного замещения смесью вторичных минералов: Tr+Ol3+Crx2+Spl2+Srp±Cr-Mag (хром-магнетит). Только крупные реликты Orx1 содержат клинопироксеновые структуры распада. Первичный клинопироксен Crx1 обнаружен только в виде интерсертальных зерен (до 0.3 мм) неправильной формы вблизи более крупных вторичных силикатов, часто в ассоциации с Ol2, Tr и Spl2 без видимых структур распада, в одном из образцов Crx1 обнаружен внутри реликта Orx1, по которому развивается агрегат вторичных минералов. Crx2 и 3 находятся в тесной ассоциации с вторичными Tr и Ol3 (Crx2), развивающимися по Orx1, а также с Srp из петель по Ol1. Cr-шпинель представлена двумя разновидностями: Spl1 – первичная, неправильной формы (1–2 мм), расположена в интерстициях Ol1 и Orx1; Spl2 имеет неправильную округлую форму и меньшие размеры (100–300 мкм), располагается в прорастаниях с Crx2 и Ol3. Хлорит встречается в основном вокруг крупных зерен Spl1 в ассоциации с Tr и Srp. Тремолит образует спутанно-волоконистые агрегаты и развивается преимущественно по Orx1. Серпентин представлен двумя разновидностями: Srp1 – игольчатый агрегат в первые десятки микрон, развивается по Ol1 и Tr; Srp2 – только по краям и трещинам Ol1 и Orx1.

Состав центральных частей Sp11 однороден ($Cr\#0.3-0.5$, $Mg\# 0.50-0.65$, $TiO_2 < 0.1$ мас. %, $MnO < 0.3$ мас. %, $ZnO < 0.2$ мас. %), соответствует таковому из реститовых перидотитов океанического типа со средневысокой степенью плавления ($F=8-17$ %). Каймы Sp1 характеризуются более высокой $Cr\# (>0.8)$ и низкой $Mg\# (<0.4)$, так же значительно растут $MnO (1.2-1.6$ мас. %), $ZnO (0.4-0.6$ мас. %), в меньшей степени NiO (до 0.4 мас. %) и TiO_2 (до 0.2 мас. %). Sp12 по составу отвечает каймам Sp11 и в целом однородна. Зерна Ol1 имеют $Mg\# 0.90-0.92$ и содержание $NiO 0.30-0.45$ мас. %, также характерные для реститовых перидотитов, по составу они однородны и превалируют к полю OSMA [7]. Ol2 и Ol3 имеют меньшие $Mg\# (0.81-0.87$ и $0.85-0.89$ соответственно) и содержание $NiO (0.02-0.44$ и $0.33-0.48$ мас. % соответственно), т.е. имеют явно метаморфическую природу. Ортопироксен по составу соответствует энстатиту ($Mg\# 0.91-0.92$), содержания $Al_2O_3 (1.7-2.6$ мас. %) и $Cr_2O_3 (0.3-0.6$ мас. %) характерны для перидотитов абиссального типа, а присутствие клинопироксеновых структур распада указывает на первичную природу Орх1. Клинопироксены всех трех типов по составу соответствуют диопсиду ($Mg\# 0.94-0.97$), они однородны и почти не имеют вариаций по составу от центра к краю. Срх1 по составу идентичен клинопироксеновым структурам распада в Орх1 и часто обнаруживается среди псевдоморфоз по Орх1. Это, вероятно, говорит о том, что Срх1 является реликтом таковых структур распада. Метаморфические Срх2-3 имеют более высокую $Mg\# (0.94-0.97)$, но отличаются содержаниями Na_2O – для Срх2 они выше ($0.12-0.76$ мас. %), чем в Срх1 (~ 0.1 мас. % Na_2O), для Срх3 – ниже (<0.08 мас. %).

Тремолит характеризуется высокой $Mg\# (\sim 0.98)$, повышенными содержаниями $Al_2O_3 (1.5-2.1$ мас. %) и $Cr_2O_3 (0.3-0.5$ мас. %), унаследованными от реликтового Орх1. Серпентин обеих генераций также имеет высокую $Mg\# (0.95-0.98)$ и, по данным КР спектроскопии, соответствует антигориту (Atg) и хризотилу (Ctl), хлорит соответствует клинохлору ($Mg\# 0.97-0.98$).

$Mg\#$ метаперидотитов в целом варьируется от 0.89 до 0.92 и соответствует магнезиальности Ol1. Метаперидотиты в целом имеют деплетированный состав ($Al_2O_3 0.8-1.5$ мас. %; $Cr_2O_3 0.35-0.45$ мас. %; $CaO 0.3-3.0$ мас. %; $MgO 40.6-42.5$ мас. %; $TiO_2, Na_2O, K_2O < 0.1$ мас. %) и при пересчете на безводный состав соответствуют гарцбургитам с преобладающей долей Ol1 над Орх1+Срх1. По соотношению MgO/SiO_2 и Al_2O_3/SiO_2 изучаемые перидотиты находятся в пределах тренда плавления и не предполагают значительной добавки / потери $SiO_2 / MgO (<5$ мас. %) во время метаморфических и/или метасоматических преобразований. Нормированные содержания редких элементов демонстрируют U-образное распределение несовместимых элементов с превышением LREE над HREE, а также элементов группы LIL (+Pb, Th).

Петрографические характеристики вкупе с составом минералов позволяют уверенно говорить о метаморфическом преобразовании пород, связанном с взаимодействием водных флюидов и изменением P-T-условий. Метаморфические преобразования носят регрессивный характер, т.к. наблюдаются реликты первичного минерального парагенезиса (Ol1, Орх1, Срх1, Cr-Spl) и метаморфические парагенезисы предшествующих более высокоградных этапов метаморфизма ($Chl \rightarrow Ol2 \rightarrow Tr+Ol3+Срх2 \rightarrow Atg+Срх3 \rightarrow Ctl$), что не могло бы наблюдаться при проградном стиле метаморфизма [8, 9]. Ассоциация $Chl+(Ol3+Tr) + (Srp1+Срх3)$ в отсутствие вторичных талька и ортопироксена ограничивает давление метаморфизма в пределах 1.5–2.1 ГПа, а температура равновесных метаморфических ассоциаций

последовательно падала с 640–750 °С (метаморфизм в пределах мантийного клина) до ~250 °С при образовании низкотемпературного Srp2 (хризотил) и уже характерна для коровых условий. Вторичное обогащение метаперидотитов в части элементов групп LIL и LREE также может быть связано с образованием вторичных парагенезисов во время регрессивного метаморфического преобразования гарцбургитов мантийного клина. Бюджет наиболее несовместимых и подвижных в водной среде элементов контролируется смесью Ol3+Tr и Srp1+Срх3 в сравнении с расчетным составом протолита – гарцбургитом (Ol+Orх+Срх+Cr-Spl). Приуроченность к одной структуре и близкие параметры метаморфизма метаперидотитов с эклогитами и амфиболитами Алаг-Хадны предполагают их совместную историю эксгумации при одновременном метаморфизме, дегидратация подстилающей океанической коры (эклогиты + амфиболиты) могла привести к гидратированию гарцбургитов мантийного клина (метаперидотиты).

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-10038, <https://rscf.ru/project/21-77-10038>).

Литература

1. Angiboust S., Pettke T., De Hoog J.C.M., Caron B., Oncken O. Channelized Fluid Flow and Eclogite-facies Metasomatism along the Subduction Shear Zone // *Journal of Petrology*. 2014. V. 55(5). P. 883–916.
2. Pettke T., Bretscher A. Fluid-mediated element cycling in subducted oceanic lithosphere: The orogenic serpentinite perspective // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 225. P. 103896.
3. Butjosa L., Cambeses A., Proenza J.A., Blanco-Quintero I.F., Agostini S., Iturralde-Vinent M.A., Garcia-Casco A. Fluid flow in the subduction channel: Tremolite veins and associated blackwalls in antigorite (Villa Clara serpentinite mélange, Cuba) // *Lithos*. 2023. V. 436–437. P. 106973.
4. Štípská P., Schulmann K., Lehmann J., Corsini M., Lexa O., Tomurhuu D. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further east than expected: Cambrian eclogites in SW Mongolia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28 (9). P. 915–933.
5. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyн-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 167. P. 33–51.
6. Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А. Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (Юго-Западная Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины // *Петрология*. 2022. Т. 30 (5). С. 545–568.
7. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. V. 113 (3–4). P. 191–204.
8. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 438 с.
9. Debret B. et al. Shallow forearc mantle dynamics and geochemistry: new insights from IODP Expedition 366 // *Lithos*. 2019. Т. 326. P. 230–245.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИПЕРГЕННЫХ ПОКРОВОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Климова Е.В.¹, Крылов Д.П.¹, Матреничев В.А.², Матреничев Н.В.³

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,
katya_kli@list.ru

² Государственное бюджетное учреждение дополнительного образования «Дом
детского творчества» Курортного района, Санкт-Петербург

³ ООО "Среднеуральское поисковое бюро", Екатеринбург

Фенноскандинавский щит является классической областью развития раннедокембрийских кор выветривания. Метаморфизм и деформации, наложенные на древние коры выветривания, вызывают сложности на этапе идентификации природы объектов, поэтому до сих пор актуален вопрос о корректности их выделения. Для докембрийских кор выветривания, в отличие от фанерозойских, характерно накопление К и Rb в наиболее выветренных участках, которые представлены кварц-серицитовой породой. Такие геологические объекты могли формироваться в результате метаморфического преобразования гипергенных пород, преимущественно кварц-глинистого состава, но также такие породы могли образоваться и на глубине под воздействием метасоматических растворов на магматический субстрат и, таким образом, представлять собой зоны кислотного выщелачивания [1]. Конвергенция главных минералогических и геохимических признаков гипергенного и высокотемпературного метасоматического процессов минимизирует роль геохимических методов для диагностики таких объектов и обуславливает ведущую роль геологических и петрографических методов.

На берегу оз. М. Янисъярви широко развиты зоны выветривания гранитоидов на границе пород фундамента с карельскими образованиями. Переход от пород фундамента к зоне физической дезинтеграции постепенный. Породы фундамента постепенно переходят в элювиальные образования. Среди элювиальных образований можно выделить несколько петрографических разновидностей, которые встречаются в виде отдельных участков без резких границ.

Крупновалунная элювиальная брекчия сложена неокатанными, угловатыми обломками субстрата размером >1 м (> 70 % объема породы). Микроскопически валуны отличаются от пород фундамента интенсивной серицитизацией плагиоклаза. В породе встречаются кварц-серицитовые трещины мощностью до 1 мм. Пространство между валунами заполнено несортированным материалом разрушения субстрата, состоящим из окатанных зерен кварца и полевых шпатов, в микрозернистом кварц-серицитовым агрегате.

Мелковалунная элювиальная брекчия сложена слабоокатанными, угловатыми обломками субстрата размером 2–25 см. Количество обломков варьируется от 40 до 70 % объема породы. Плагиоклаз в обломках сильно серицитизирован. Материал, цементирующий обломки, подобен цементу крупновалунной элювиальной брекчии, но отличается появлением хлорита и биотита.

Песчанистый элювий сложен угловатыми зернами кварца и полевых шпатов размером 0.5–10.0 мм, которые сцементированы кварц-хлорит-серицитовым агрегатом. Песчанистый элювий может включать до 10 % окатанных обломков размером до 5 см.

Реликты глинистой зоны гипергенного профиля представлены линзовидными участками кварц-серицитового (30–60 % объема породы) состава. Мощность отдельных прослоев составляет 3–5 см.

Для южной окраины Карельского эпиархейского кратона выделяется два этапа формирования гипергенных покровов – ранне- и позднеархейский, которые разделены орогенцией с внедрением микроклиновых гранитов и этапом стабилизации коры. Ранний архейский этап гипергенных изменений фундамента проявлен в зонах, окаймляющих крупные синклиналильные структуры, например Ялонваарскую и Малоянисъярвинскую (рис. 1).

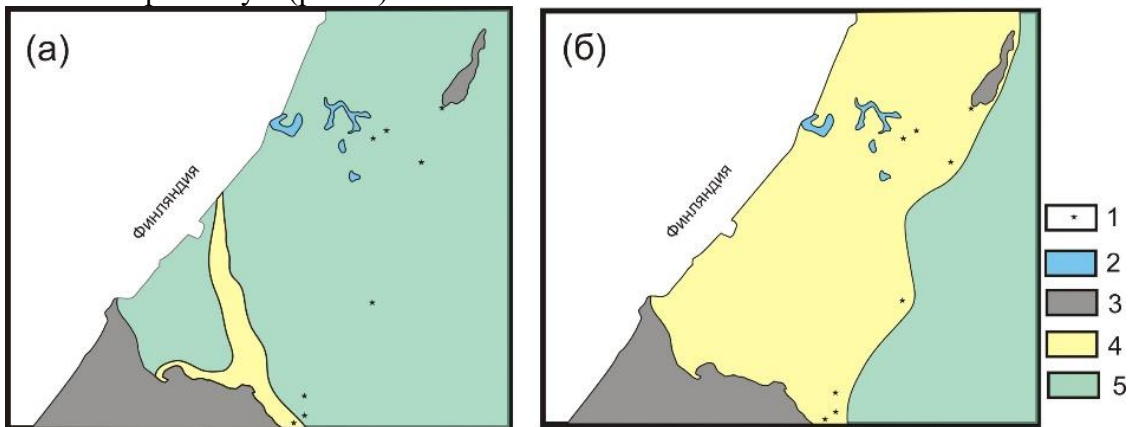


Рис. 1. Схема реконструкции области гипергенных изменений. Этапы формирования гипергенных покровов: *а* – ранний архейский этап, *б* – поздний архейский этап. 1 – эрозионные останцы протерозойского осадочного чехла; 2 – эрозионные останцы метаосадков верхнего лопия; 3 – протерозойский осадочный чехол; 4 – субстрат с признаками гипергенных изменений: (а) – плагиограниты, (б) – микроклиновые граниты; 5 – субстрат без признаков гипергенных изменений.

Профиль выветривания в основании разреза Ялонваарской зеленокаменной структуры относится к образованиям раннего архейского этапа гипергенных изменений на основании своего геологического положения, поскольку перекрывается вулканитами, из которых выделен циркон с возрастом 2952 ± 8 млн лет (U-Pb, SHRIMP II, рис. 2).

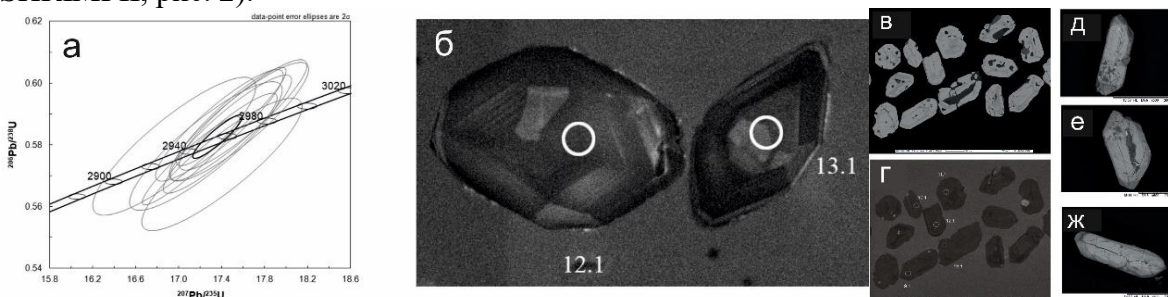


Рис. 2. График с конкордией для циркона из вулканитов Ялонваарской зеленокаменной структуры (*а*); катодолуминесцентное изображение анализированного циркона (*б*). Изображения в обратноотраженных электронах (BSE) (*в*), катодолуминесценция (*г*) и внешние формы циркона из зоны физической дезинтеграции микроклиновых гранитов (*д-ж*).

Крупно- и мелкогалунная элювиальная брекчия плагиогранитогайсов Янисъярвинской структуры отнесена к образованиям раннего архейского этапа

гипергенных изменений в связи с широким развитием микроклинового порфиروبластеза и маломощных микроклиновых прожилков, секущих цемент и обломки элювиальной брекчии. В едином разрезе с элювиальной брекчией встречается элювий песчанистой размерности и реликты глинистой зоны, которые представляют собой участки элювия песчаной размерности с прослоями серицита.

Образования позднего архейского этапа гипергенных изменений широко распространены на южной окраине эпиархейского Карельского кратона. В обнажениях элювиальные образования этого этапа хорошо заметны и однозначно интерпретируются в связи с тем, что от 60 до 90 % объема породы сложено обломками микроклина и микроклинового гранита. В то же время не встречается микроклинсодержащего элювия песчаной размерности и реликтов глинистой зоны. Отсутствует связь пространственного расположения участков распространения образований позднего архейского этапа гипергенных изменений с более ранними архейскими структурами. Одновременно эрозионные останцы верхнеархейских осадочных пород суккозерской свиты повсеместно подстилаются элювиальной брекчией с высоким содержанием микроклина. В цементе этих брекчий практически отсутствует плагиоклаз, но в обломках пород он еще сохраняется, при этом для плагиоклаза характерно широкое развитие серицита по трещинам спайности и по поверхности кристаллов, в то же время по микроклину не происходит развития такого слюдистого агрегата.

В южной окраине эпиархейского Карельского кратона на большой площади хорошо сохранились результаты воздействия гипергенных процессов на фундамент. На территории от крупного ваксаусского денудационного останца на северо-востоке до границы с палеопротерозойским чехлом на юго-западе было обнаружено более десяти денудационных останцов верхнелопийских гипергенных и осадочных пород и палеопротерозойских кварцитопесчаников (см. рис. 1). Широкое распространение таких останцов свидетельствует о конкордантном положении современной, предьятулийской и позднеархейской эрозионной поверхности, тогда как эрозионная поверхность раннего архейского этапа сейчас формирует сложную складчатую структуру.

Таким образом, можно предположить, что большая часть южной окраины Карельского кратона представляет собой в различной степени сохранившиеся реликты единого архейско-палеопротерозойского гипергенного покрова. Вероятно, незакономерное в плане расположение выделенных разновидностей элювия обусловлено пологим залеганием границ внутри гипергенного покрова.

Верхнелопийское стратиграфическое положение образований позднего архейского этапа гипергенных изменений определяется тем, что, с одной стороны, они сложены продуктами денудации архейских микроклиновых гранитов с возрастом 2703 ± 11 млн лет (U-Pb по циркону, SHRIMP II, рис. 2). Но с другой стороны, эти образования прорываются дайкой микроклин-порфира с возрастом 2701 ± 20 млн лет (U-Pb по циркону, SHRIMP II).

Внешние формы кристаллов циркона из элювиальной брекчии по плагиоклаз-микроклиновым гранитам характеризуются корродированной, сильно трещиноватой поверхностью со следами растворения (рис. 2). Все кристаллы характеризуются сложным зональным внутренним строением. Выделяются три типа зон, которые как могут быть совмещены в одном кристалле, так и встречаться отдельно: 1 – тонкие оболочки новообразованного циркона, 2 – участки с тонкой осцилляторной зональностью, которая хорошо различима только в катодолюминесценции, а в

обратноотраженных электронах (BSE) выглядят как равномерно серые или светлые участки, 3 – кавернозные участки с минеральными включениями, повсеместно замещающие циркон. Формирование кавернозных колломорфных зон предшествует появлению метаморфогенных обрастаний и обусловлено древним гипергенезом.

Для гипергенно-измененных цирконов были измерены параметры изотопной U-Pb системы локальным методом на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. В результате был получен ряд возрастов в диапазоне от 2.7 до 2.2 млрд лет. Таким образом, гипергенные изменения, начавшиеся в архее, продолжались вплоть до формирования платформенного чехла в ятулии.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0004.

Литература

1. Land J.S., Tsikos H., Cousins D., Luvizotto G., Zack T. Origin of red beds and paleosols in the Paleoproterozoic Transvaal and Olifansthoek Supergroups of South Africa: provenance versus metasomatic controls // Geological Journal. 2018. 53 (1). P. 191–202.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Комзелева В.П.^{1,2}, Медведь И.В.^{1,2}, Кулаков И.Ю.^{1,3}, Буслов М.М.⁴, Филиппова А.И.⁵

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ivan.science@gmail.com

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, buslov@igm.nsc.ru

⁵ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, ale@izmiran.ru

Одним из основных геофизических методов изучения глубинного строения является сейсмическая томография, различные подходы которой позволяют выявить особенности региона. Благодаря методу сейсмической томографии возможно получать достаточно детальные трехмерные изображения глубинной сейсмической структуры, что позволяет проследить механизмы геодинамического развития региона. Постоянно развивающиеся методы анализа и инверсии сейсмических данных вместе с другими геофизическими и геологическими данными могут помочь исследователям перейти от предположений, вызванных пробелами в глубинной структуре, к более определенным выводам при решении геодинамических проблем.

Для получения моделей распределения скоростных аномалий были использованы времена прихода Р- и S-волн от 4000 землетрясений, зарегистрированных 102 сейсмическими станциями в период с 1994 по 2016 г. Всего было использовано 100783 луча: 45634 луча Р-волн и 55149 лучей S-волн. Сейсмические станции относятся к Байкальской, Алтае-Саянской, Бурятской, Якутской и Монгольской региональным сейсмологическим постоянным сетям. Для проведения томографической инверсии использовался нелинейный алгоритм LOTOS (LocalTomographySoftware), который обеспечивает одновременную инверсию Р и S скоростных структур и координат источника. Теоретические принципы и технические детали алгоритма подробно описаны в статье [1]. Полученные модели подвергались тщательной верификации.

Согласно полученным данным были выявлены некоторые особенности строения верхней части земной коры региона. По результатам сейсмической томографии выделяется интенсивная высокоскоростная аномалия от района Иркутского водохранилища до района пос. Листвянка, расположенного на берегу Байкала. Аномалия вызывает интерес по причине того, что прослеживается от поверхности (~5 км) до глубины ~30 км. Аномалия в районе Иркутского водохранилища расположена в пределах Сибирского кратона, представленного здесь мезозойскими осадками Иркутского бассейна, которые перекрывают мощный разрез позднепротерозойско-палеозойских осадочных пород кратона. Севернее, на открытых территориях, в них широко развиты силлы базальтов Сибирской трапповой провинции. Вероятно, данная аномалия обозначает их локализацию в районе Иркутского водохранилища на глубине 5–30 км. Еще одной структурной особенностью наблюдаемых неоднородностей под БРЗ является высокоскоростная аномалия в верхней части разреза Центральной котловины Байкала, расположенная

на дне Байкала вдоль о. Ольхон и к юго-западу от него. Ее крайняя северо-восточная часть имеет клиновидную форму и прослеживается до глубины 20–30 км. Возможно, высокоскоростная аномалия Центральной котловины Байкала связана с присутствием в его фундаменте высокоплотных метаморфизованных эклогитоподобных пород и габброидов.

Новизна исследования заключается в работе с новыми уникальными данными, с помощью которых были получены результаты с достаточно высоким уровнем разрешения. На основе полученных результатов сейсмической томографии рассматривается вопрос о влиянии структурно-вещественных характеристик кристаллического фундамента Байкала на формирование его структуры вследствие воздействия регионального сжатия от Индо-Евразийской коллизии [2–5].

Работа по сейсмической томографии региона была поддержана государственным заданием по научно-исследовательскому проекту FSUS-2022-0019. Работа по интерпретации результатов была поддержана государственным заданием по научно-исследовательскому проекту FWZZ-2022-0017.

Литература

1. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Т. 99, № 1. P. 194–214.
2. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision // Science. 1975. Т. 189, № 4201. P. 419–426.
3. Jolivet L., Davy P., Cobbold P. Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. Т. 9, № 6. P. 1409–1419.
4. Petit C., Deverchere J. Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. Т. 7, № 11.
5. Fournier M. et al. Backarc extension and collision: an experimental approach to the tectonics of Asia // Geophysical Journal International. 2004. Т. 157, № 2. P. 871–889.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОПОЧВЫ УРОЧИЩА МАДЫГЕН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН)

Красильников П.А., Муравьев Ф.А., Гареев Б.И., Баталин Г.А.

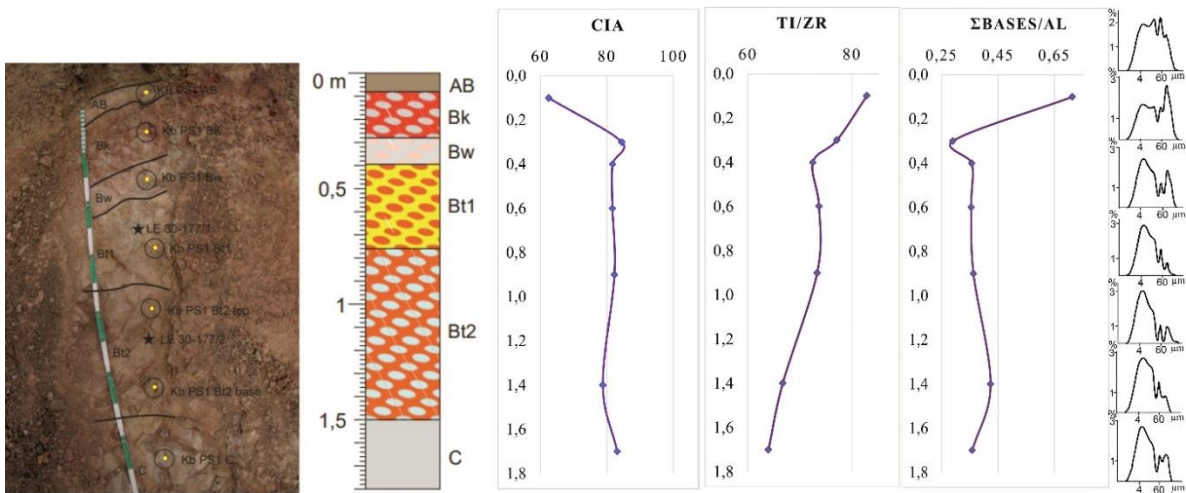
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
krasilnikovp290@gmail.com

Урочище Мадыген расположено в Центральной Азии, Юго-Западном Тянь-Шане, Баткенской области Кыргызстана. Регион известен палеонтологам и геологам всего мира благодаря уникальным неморским ископаемым останкам среднетриасовой формации Мадыген, позволяющим получить непревзойденное понимание эволюции различных групп наземных животных и растительных организмов в континентальной области после массового вымирания в конце пермского периода [1].

Данная исследовательская работа посвящена изучению палеопочв урочища Мадыген от среднего триаса Мадыгенской формации, верхнего триаса формации Кулеток до рэтско-нижнеюрской формации Камыш-Баши. Мадыгенская формация датируется ладинско-карнийским временем на основе палеоботанических данных [2]. Предварительная датировка отложений Кулетокской формации указывает на карнийский - рэтский ярус [3]. Камыш-башинская свита – от рэтского яруса до нижней юры [4]. Мадыгенская свита несогласно перекрывает палеозойские породы и перекрывается последовательностью поздне триасовых, юрских и меловых осадочных формаций. В свою очередь, мезозойские породы покрыты кайнозойскими отложениями так называемого Ферганского залива палеогенового моря Тетис.

Интерпретация современных методов лабораторных исследований палеопочв позволяет проводить палеоклиматические и палеоэкологические реконструкции, так как почвы формируются на поверхности земли в прямом контакте с атмосферой. В рамках текущей работы были использованы лабораторные методы: определение гранулометрического состава, оптическая микроскопия палеопочв, рентгено-флуоресцентный анализ. Также планируется провести определение карбонатности и нерастворимого остатка, рентгенофазовый анализ илистой фракции палеопочв.

Палеопочвенный профиль формации Камыш-Баши представлен неслоистыми тонкомелкопесчанистыми светло-серыми с кирпично-красными прожилками и пятнами алевролитами. Палеопочвы залегают на слоистых алевролитах с горизонтальной кровлей. В качестве примера далее представлена характеристика палеопочвенного профиля по результатам РФА и гранулометрии. По геохимическим особенностям и гранулометрическому составу педогенный комплекс формации Камыш-Баши можно разделить на две толщи. Верхняя – слой АВ и нижняя – от Вк до С. Степень выветрелости обломочного материала (СІА) в нижней части профиля заметно выше (80–85 %), чем в верхней (63 %) (рисунок). Коэффициент $\Sigma\text{bases}/\text{Al}$ является мерой потери щелочных и щелочно-земельных элементов по отношению к Al в процессе гидролиза силикатов [5]. В нижней части профиля наблюдаются минимальные значения 0.3–0.4, в верхней максимальные – 0.7. Вариации по разрезу данного параметра также отражают двучленную структуру педогенного комплекса. В совокупности высокие показатели СІА и низкие значения $\Sigma\text{bases}/\text{Al}$ указывают на влияние педогенеза на формирование осадка и отражают высокую степень зрелости почвенного комплекса.



Строение, вертикальный геохимический профиль и гистограммы гранулометрического состава почвенного профиля формации Камыш-Баши.

Оценка среднегодового количества осадков (MAP) с использованием палеопочв основана на геохимических данных, включая индексы выветривания [6]. Широко используются MAP $\Sigma\text{bases}/\text{Al}$:

$$\text{MAP} = -259,34 \ln\left(\frac{\sum \text{bases}}{\text{Al}}\right) + 759,05 \quad , \quad (1)$$

где среднеквадратическая ошибка (SE) составляет ± 235 мм/год и $R^2 = 0.66$ [5], а также MAP CIA-K:

$$\text{MAP} = 221.1e^{0.0197(\text{CIA}-K)} \quad , \quad (2)$$

где SE составляет ± 181 мм/год и $R^2 = 0.72$ [5]. Опираясь на данные индексы и рассчитав MAP, мы получили значение 1025 мм/год по формуле (1) и 1220 мм/год по формуле (2) в среднем по нижней части профиля, что свидетельствует о влажном климате в процессе формирования осадка и педогенеза.

По результатам анализа гранулометрического состава палеопочв прослеживается увеличение количества песчанистой фракции и уменьшение пылевато-глинистой фракции вверх по профилю, что может быть связано с иллювированием глинистых частиц из верхних слоев в нижние. По гранулометрическому составу почвообразующие породы данного профиля относятся к алевритам и песчанистым алевритам, пылеватая фракция во всех образцах превышает 50 %. Нечувствительное к выветриванию отношение Ti/Zr возрастает вверх по профилю (рисунок), что хорошо коррелируется с геохимическими индексами CIA и $\Sigma\text{bases}/\text{Al}$ и указывает на изменение фракционного и минералогического состава.

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно сделать предварительный вывод, что палеопочвенный профиль формировался во влажном, субтропическом климате. Скорость процессов почвообразования превышала скорость осадконакопления, что привело к формированию высокой степени зрелости почвообразующих пород.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты». Авторы благодарны Фрайбергской горной академии в лице А. Бросига и И. Когана за предоставление каменного и фотоматериала.

Литература

1. Voigt S. et al. Triassic life in an inland lake basin of the warm temperate biome – the Madygen Lagerstätte (Southwest Kyrgyzstan, Central Asia) // *Terrestrial Conservation Lagerstätten: Windows Into the Evolution of Life on Land*. Dunedin Academic Press, Edinburgh. 2017. P. 65–104.
2. Dobruskina I.A. Keuper (Triassic) Flora from Middle Asia (Madygen, Southern Fergana). *New Mexico Museum of Natural History & Science Bulletin*. 1995. P. 1–49.
3. Brosig A., Voigt S., Preusse M., Moisan P. Depositional environment and biofacies characterization of Late Triassic – Early Jurassic continental deposits in Central Asia // *Zitteliana Series B*. 29. 2010. P. 24.
4. Буракова А.Т., Курбатов В.В., Мукилун М.Б., Неуструева Н.Ю. Новые данные по биостратиграфии нижнемезозойских отложениях урочища Камыш-баши-Шорсу (Южная Фергана) // *Вестник Ленинградского университета*. 1980. С. 27–34.
5. Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Science Reviews*. 2009. V. 95. № 1–2. P. 1–52. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.03.004.
6. Sheldon N., Retallack G., Tanaka S. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon // *Journal of Geology*. 2002. 110. P. 687–696.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЛУНЫ: СОГЛАСОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
e.kronrod@gmail.com

Система Земля – Луна занимает особое место среди небесных тел Солнечной системы, а ее происхождение – одна из фундаментальных проблем естествознания. Проблема химического и изотопного состава Луны важна не только сама по себе, она тесно связана с проблемой начального состояния и ранней эволюции тел Солнечной системы, поскольку геохимические данные становятся решающими в системе существующих ограничений при доказательстве любой концепции происхождения Луны.

Некоторые ключевые аспекты химического состава Луны неясны и заслуживают дальнейшего изучения. Предполагается, что Луна обеднена летучими и сидерофильными элементами, тогда как относительно содержания тугоплавких ясны нет. Существуют радикальные противоречия между геохимическим и геофизическим классами состава объемной Луны. Основные противоречия связаны с оценкой концентраций тугоплавких оксидов CaO и Al₂O₃, а также FeO и SiO₂, играющих ключевую роль в эволюции Луны. Содержание оксидов в мантии существенно влияет на момент инерции и среднюю плотность Луны (FeO), содержание граната (Al₂O₃), оливина и пироксена (SiO₂), на сейсмические свойства мантии (FeO, Al₂O₃, SiO₂).

Геохимические исследования дают прямую информацию о распределении химических элементов в лунных образцах, но несут лишь косвенную информацию о химическом составе и температуре недр. Геодезические, сейсмические и электромагнитные исследования (Луна-16, -20, -24, Apollo-12, -14, -15, -16, -17, дистанционное зондирование) позволяют установить геофизические ограничения на внутреннее строение, но не выявляют вещественную природу и распределение температуры в недрах спутника.

Существуют противоречия как между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны, так и внутри обоих классов. Основные из них связаны с оценкой распространенности закисного железа, кремнезема и тугоплавких элементов, в том числе содержания оксида алюминия, которое коррелирует с распространенностью радиоактивных элементов, что крайне важно для моделей тепловой эволюции Луны.

В геохимической литературе рассматриваются два типа моделей валового состава: модели, близкие к околоземным по содержанию тугоплавких оксидов и обогащенные (относительно мантии Земли) тугоплавкими оксидами примерно на 50 %. Значение FeO ~ 12 мас. % примерно в 1.5 раза выше, чем значение FeO в земной мантии (~8 мас. %), что является одним из самых существенных различий между Землей и Луной [1].

Цель настоящей работы заключается в построении внутренне согласованной модели Луны на основе совместной инверсии интегрального набора гравитационных (селенофизических), сейсмических и геохимических параметров. Дешифровка геофизических данных в терминах химического состава осуществляется методом

Монте-Карло по схеме марковских цепей в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2(\text{NaTiCFMAS})$ [2, 3]. Рассматривается вязкоупругая сферически симметричная модель Луны (рис. 1), дифференцированной на оболочки в результате частичного плавления первоначально однородного тела – модель магматического океана (LMO). Предполагается, что в результате конвекции LMO химический состав трех самых верхних слоев мантии одинаков: $C_{M1} = C_{M2} = C_{M3}$. Концентрации оксидов в первичной (недифференцированной) нижней мантии ($C_{M4} = \text{BSM}$) рассчитываются из соотношений баланса масс.

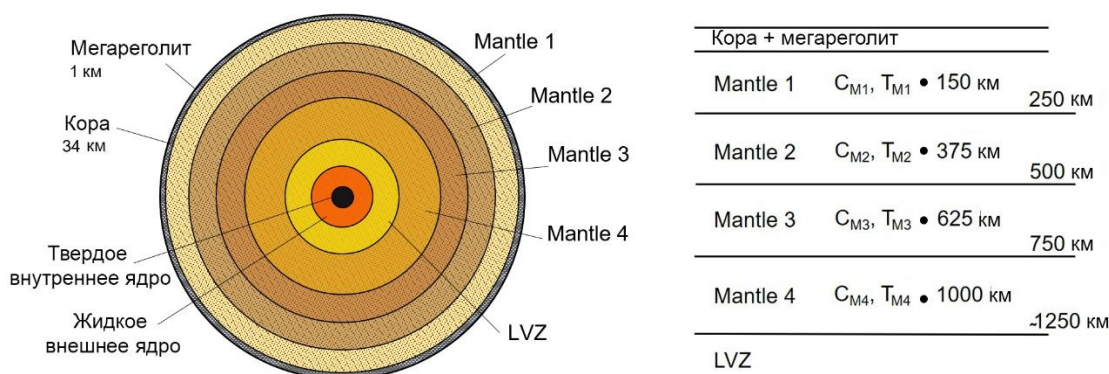


Рис. 1. Схематическая девятислойная модель Луны. Двухслойная по химическому составу мантия подразделена на четыре слоя в соответствии с сейсмической моделью [4].

Отличительная особенность постановки задачи состоит во включении геохимических параметров силикатной порции Луны в качестве наблюдаемых величин. Рассматриваются модели с земными значениями CaO и Al_2O_3 (модели E) и модели с более высоким содержанием тугоплавких оксидов (модели M). Исследовано влияние теплового режима на химический состав, минералогию и физические свойства мантии. Результаты расчетов показаны на рис. 2.

По результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1. Различия между сейсмическими скоростями для двух композиционных моделей относительно малы по сравнению с изменениями этих параметров из-за вариаций профилей температуры.

2. Согласно полученным результатам полностью однородная мантия вряд ли приемлема, что предполагает существование как минимум двухслойного химического состава лунной мантии.

3. Все удачные E- и M-модели во всех четырех зонах мантии и в силикатной части Луны группируются вокруг валовых значений FeO 11–13 мас. % и Mg\# 79–81, что указывает на существенную разницу в составе силикатной Земли ($\text{FeO} \sim 8 \%$, Mg\# 89) и ее спутника, что отвергает прямую возможность формирования Луны из материала примитивной мантии Земли без привлечения дополнительных гипотез

4. По содержанию Al_2O_3 в Луне возможно построить модели как для E, так и для M состава. Таким образом, принципиально важный для геохимии силикатной Земли и ее спутника вопрос о сходстве и/или различии содержания тугоплавких элементов остается нерешенным и требует дополнительных исследований.

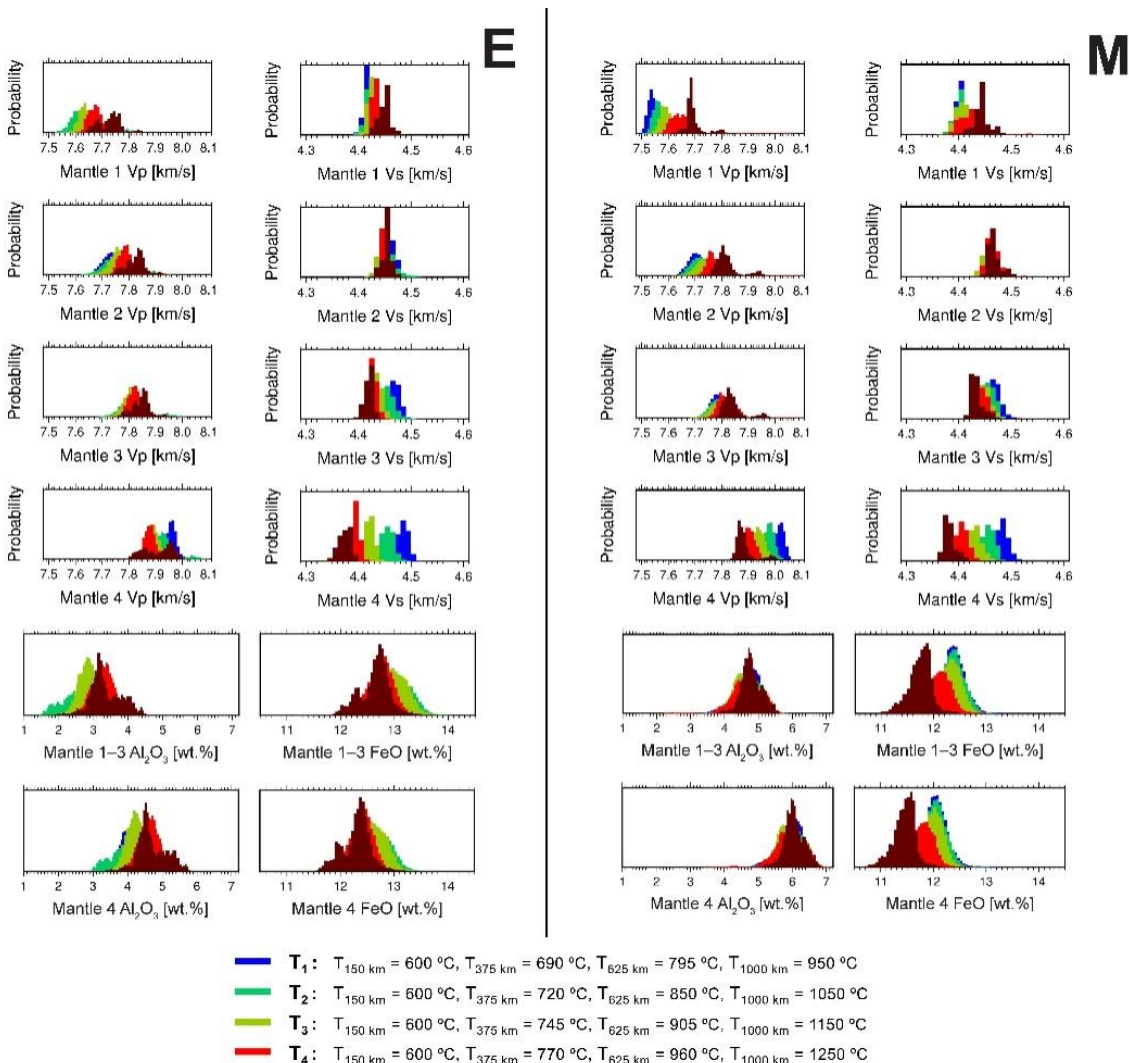


Рис. 2. Результаты инверсии для двух моделей состава – близкого к земному (модель E) и обогащенного оксидом алюминия (модель M).

Работа выполнена в рамках госзадания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Литература

1. Taylor S.R., Taylor G.J., Taylor L.A. The Moon: A Taylor perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 594–598.
2. Kronrod E. et al. Towards geochemical alternatives to geophysical models of the internal structure of the lunar mantle and core // *Adv. Space Sci.* 2022. V. 69. P. 2798–2824.
3. Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. Thermo-chemical constraints on the interior structure and composition of the lunar mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 235. P. 84–95.
4. Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 140–166.

ЦИРКОНОМЕТРИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЗАСУРЬИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Крутикова А.К.^{1,2}, Сафонова И.Ю.^{1,2}, Перфилова А.А.^{1,2}, Обут О.Т.³, Савинский И.А.¹

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск; a.krutikova@g.nsu.ru

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

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Образования Засурьинского аккреционного комплекса по Сафоновой И.Ю. [6] или засурьинской серии по Сенникову Н.В. [2] представляют собой фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры Палеоазиатского океана, находящиеся в тектонических взаимоотношениях с окружающими раннекембрийскими (?) и позднеордовикско-силурийскими терригенными породами. Они входят в состав Чарыш-Теректинской сутурной зоны северо-западного Горного Алтая, состоящей из Инской, Курья-Акимовской, Чарышской, Засурьинской и Талицкой структурных единиц по Буслову М.М. [1] или из Чарышско-Инской, Талицкой и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зон по Сенникову Н.В. [2]. Отложения Засурьинского АК слагают Засурьинскую структурную единицу или представлены во всех трех структурно-фациальных зонах. Засурьинская серия включает три свиты (снизу вверх): листовенную, талицкую и марчетинскую [2]. Лиственная свита состоит из базальтов, кремнистых и терригенных отложений. Палеонтологический возраст свиты охарактеризован конодонтами аксайского и батырбайского веков позднего кембрия [2]. Геохимический состав базальтов предполагает их океаническое происхождение [6]. Талицкая свита включает чередующиеся пачки зеленых и пестроцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Радиолярии и конодонты из кремнистых аргиллитов в верхней части талицкой свиты позволяют датировать ее поздним тремадоком – ранним фло. В остальной части свиты фауна отсутствует. Марчетинская свита включает кремни, аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями туфов. Конодонты, радиолярии и кремневые губки из кремнистых аргиллитов датируют ее фло [2]. Были детально изучены разрезы листовенной, талицкой и марчетинской свит, на которых наблюдается чередование крутопадающих пачек, состоящих из кремней, аргиллитов и песчаников, между которыми возможны тектонические контакты. Кирпично-красные кремни имеют ленточную текстуру. Кремнистые аргиллиты табачного, серого или зеленого цвета, сильно рассланцованные. Песчаники мелко- и среднезернистые темно-серого или серо-зеленого цвета, плохо сортированные. Ассоциация песчаников с глубоководными осадками и субвертикальное залегание слоев предполагают аккреционную природу Засурьинского АК [1, 2]. Ни в одной свите не определены верхние и нижние возрастные рубежи. С целью определения возраста и типа пород в питающей провинции и нижней границы осадконакопления авторами был изучен петрографический и химический состав и определен U-Pb возраст детритовых цирконов из песчаников всех трех свит.

U-Pb датирование детритовых цирконов проведено для пяти образцов песчаников. Для образца из листовенной свиты получено полимодальное

распределение U-Pb возрастов с главным пиком на уровне 488 млн лет (поздний кембрий). Для трех образцов из талицкой свиты также получены полимодальные распределения с главным пиком на уровне 490 млн лет (поздний кембрий). Для образца из марчетинской свиты получено унимодальное распределение возрастов с пиком на уровне 475 млн лет (ранний ордовик). Самые молодые возрасты цирконов листовенной и талицкой свит в интервале 465–460 млн лет свидетельствуют о начале активного осадконакопления в дарривиле (средний ордовик). Самые молодые возрасты для марчетинской свиты в интервале 458–454 млн лет свидетельствуют о начале активного осадконакопления в сандбии (поздний ордовик).

Петрографическое изучение показало, что все песчаники содержат обломки вулканических пород основного и среднего состава, кремнистых осадочных пород, кварца и полевых шпатов. Согласно классификациям по петрографическому составу (Qt-F-Lt) песчаники трех свит соответствуют полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам [3] и литаренитам [4]. Содержание основных породообразующих окислов для песчаников листовенной свиты: $\text{SiO}_2 = 64.8\text{--}70.4$, $\text{TiO}_2 = 0.5\text{--}1.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.8\text{--}14.8$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.2\text{--}7.0$, $\text{MgO} = 1.7\text{--}3.0$ мас. %; для песчаников талицкой свиты: $\text{SiO}_2 = 59.0\text{--}67.8$, $\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.3\text{--}17.9$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6.3\text{--}8.2$, $\text{MgO} = 2.5\text{--}4.2$ мас. %; для песчаников марчетинской свиты: $\text{SiO}_2 = 54.4\text{--}67.6$, $\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.9\text{--}18.8$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6.6\text{--}9.6$, $\text{MgO} = 2.5\text{--}4.0$ мас. %. По классификации Петтиджона [5] песчаники трех свит являются граувакками. По индексам химического выветривания ($\text{CIA} = 42\text{--}69$) и зрелости осадков ($\text{ICV} = 2.0\text{--}2.8$) песчаники являются незрелыми, слабовыветрелыми, что также характерно для граувакк.

В изученных песчаниках по соотношению SiO_2 и породообразующих окислов отмечаются отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , которые характерны для магматических пород основного и среднего состава надсубдукционного происхождения [7]. Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, и мультикомпонентные спектры, нормированные по примитивной мантии, для песчаников всех трех свит ниже уровня PAAS. Форма и уровень концентраций всех спектров схожи, но песчаники листовенной свиты более обогащены легкими лантаноидами ($\Sigma\text{LREE}_{\text{ср.}} = 118$), чем песчаники талицкой ($\Sigma\text{LREE}_{\text{ср.}} = 104$) и марчетинской ($\Sigma\text{LREE}_{\text{ср.}} = 80$). На всех спектрах наблюдается отрицательная аномалия по Nb ($\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.2\text{--}0.6$, $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}} = 0.1\text{--}0.3$), что также характерно для надсубдукционных магматических пород.

Полученные данные по U-Pb датированию детритовых цирконов не согласуются с позднекембрийским возрастом кремней листовенной свиты и раннеордовикским возрастом кремнистых аргиллитов талицкой и марчетинской свит, определенным по конодонтам и радиоляриям. Активное накопление песчаников листовенной и талицкой свит началось в конце среднего ордовика, а песчаников марчетинской – в позднем ордовике. Для песчаников листовенной и талицкой свит характерен возраст основного пика 490–488 млн лет, наличие древних возрастов и состав, близкий к андезитам и дацитам. Для песчаников марчетинской свиты характерен унимодальный пик возрастов на уровне 475 млн лет, отсутствие древних возрастов и более основной состав. В связи с этим можно предположить, что песчаники листовенной и талицкой свиты образовались при разрушении зрелой позднекембрийской магматической (континентальной?) дуги, а песчаники марчетинской свиты – при разрушении более молодой внутриокеанической дуги.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект №21-77-20022).

Литература

1. Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Экзотический терреин позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (засурьинская свита): структурное положение и геохимия // Доклады РАН. 1999. Т. 368, № 5. С. 650–654.
2. Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценка глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1488–1516.
3. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
4. Folk R.L., Andrews P.B., Lewis D.W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1970. V. 13. P. 937–968.
5. Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks // Third Edition: New York, Harper and Row. 1983. 628 p.
6. Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42, № 3. P. 191–207.
7. Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // Geological Society of America Today. 2005. V. 15, № 7. P. 4–10.

ОПТИМИЗАЦИЯ КОНСТРУКЦИИ СКВАЖИН В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ НА НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТААС-ЮРЯХ

Кузнецов Н.А., Корольков А.Т.

Иркутский государственный университет, Иркутск, techno_27@mail.ru

Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ) расположено в Республике Саха (Якутия) в 130 км к юго-западу от г. Мирного. Согласно В.С. Шеину [1], оно входит в Прибайкальский нефтегазоносный бассейн, где локализовано во внутренней зоне пассивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента (чехол платформы). Его главной тектонической структурой является Мирнинский структурный мыс северо-западной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Продуктивным считается подсолевой терригенный комплекс (ПТК), стратиграфически приуроченный к нижнемогочской подсвите венд-нижнекембрийского возраста. Промышленные притоки нефти и газа связаны с песчаными пластами, которые по местному детальному расчленению относятся к карбонатным отложениям осинского и терригенным коллекторам парфеновско-ботуобинского и улаханского горизонтов. Залежи выявлены на глубине 1427–1950 м. Залежи пластов Б1-2 (осинский горизонт) приурочены к билирской и В5 (ботуобинский горизонт) бюкской свитам. В отдельных скважинах получены притоки нефти и газа из пластов В12 (улаханский горизонт) и В13 (талахский горизонт) курсовской свиты. Залежь пласта Б1-2 – нефтегазовая, массивная, литологически замкнутая, блоковая. Тип коллектора, сложенного известняками и доломитами с прослоями мергелей, порово-каверновый. Залежь имеет сложное строение за счет резких фациальных изменений продуктивных пород и разрывных нарушений. Мощность пласта 60–70 м, эффективная мощность достигает 20 м.

Работа на территории Среднеботуобинского НГКМ показала, что наиболее актуальной является разработка оптимальных подходов к глубокому бурению на различных участках месторождения, а также применение новых комплексов геофизических исследований скважин (ГИС) для получения информации по продуктивности коллекторов. На 14-й региональной научно-технической конференции молодых специалистов Восточно-Сибирского и Иркутского филиалов ООО «РН-Бурение» Н.А. Кузнецовым в 2022 г. был представлен проект на тему «Строительство скважины без колонны направления». Настоящий доклад посвящен дальнейшему развитию этой темы. Проанализирован процесс бурения на месторождении, и предложена оптимизация конструкции скважин, учитывающая нормы и правила промышленной безопасности в нефтегазовой отрасли и экологическую устойчивость территории. Это сделано, в частности, на основе анализа графика совмещенных давлений из проектной документации (рисунок).

Кривые градиентов давлений показывают, что внесение изменений в конструкцию скважины путем исключения колонны направления реализуемо в условиях данного месторождения. Кроме того, проанализированы данные ГИС по продуктивным пластам. Эта работа позволила изменить представления о главных продуктивных горизонтах Среднеботуобинского НГКМ. Предполагается, что подобные разработки с широким использованием новых данных по ГИС приведут к возможности получения большего количества нефти и попутного газа с

продуктивных горизонтов эксплуатационных скважин. В дальнейшем будут детально изучены литологические свойства продуктивных горизонтов с отбором керна и определением состава, текстуры и структуры пород, их пористости и проницаемости.

Таким образом, оптимизация процесса бурения и уточнения конструкции скважин с детальным анализом новых данных ГИС позволит повысить эффективность разработки месторождения Таас-Юрях.

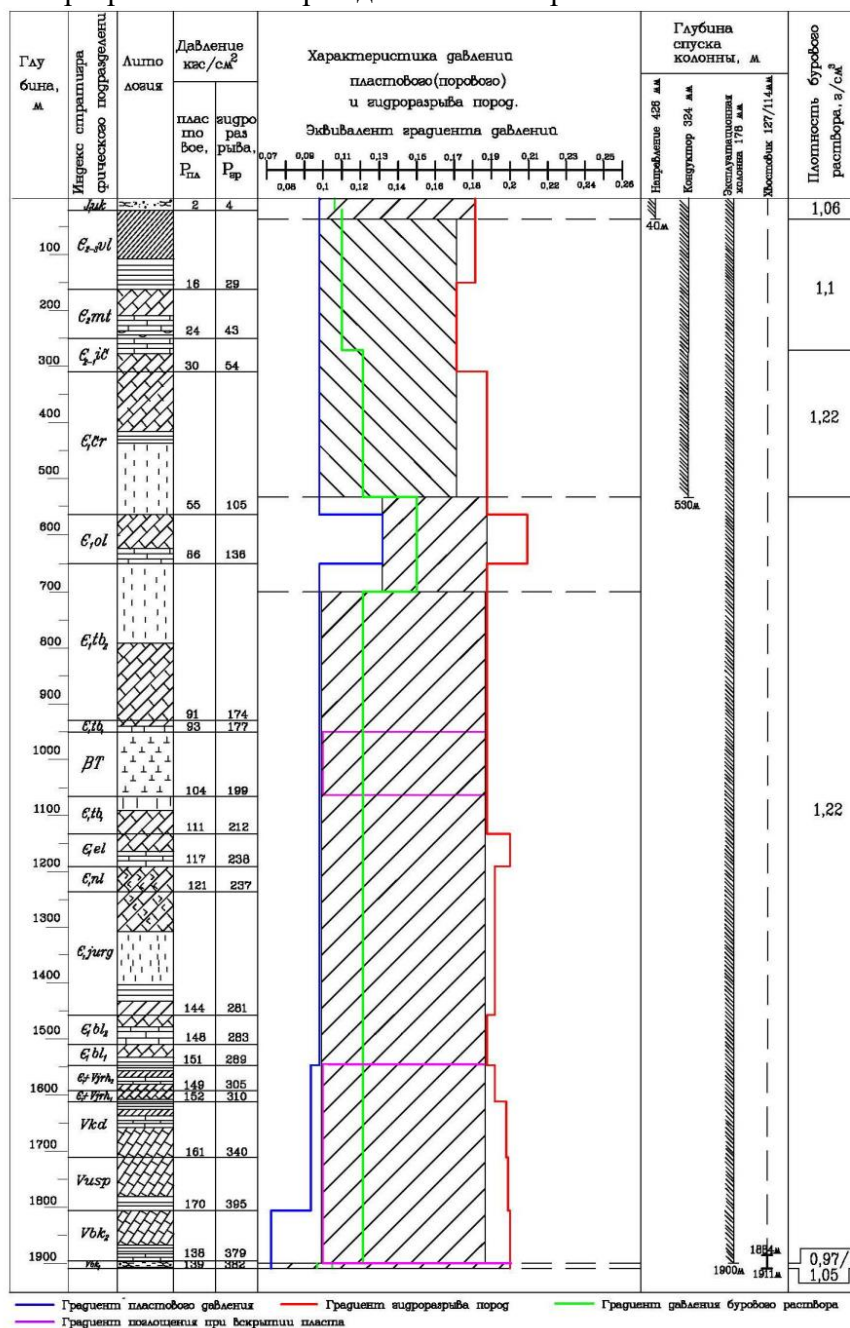


График совмещенных давлений.

Литература

1. Шейн В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: Изд-во ВНИГНИ, 2006. 774 с.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ ТАДЖИКИСТАНА: СТАРЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НОВЫЕ ДАННЫЕ

Кулакова Е.П.^{1,2}, Курбанов Р.Н.^{2,3,4}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, ek.kula@yandex.ru

² Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск

³ Институт географии РАН, Москва

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

Лессово-почвенные серии являются уникальными континентальными архивами геологической и палеоклиматической информации. Этот тип отложений чувствителен к климатическим колебаниям четвертичного периода: в холодные стадии преобладали сильные ветра, приносящие пылеватый материал с близлежащих пустынь и отлагающие мощные толщи лесса [1], а в межледниковья с увеличивающейся температурой и влажностью климата происходило образование почв. Лессово-почвенные серии широко распространены в Южном Таджикистане, покрывая обширные области предгорий Памира на протяжении последних ~2.6 млн лет [2].

Палеомагнитное исследование таджикских лессов началось в 1970-х годах А.В. Пеньковым. Актуальность определения точного положения геомагнитных событий, как экскурсов и инверсий, в разрезах Южного Таджикистана, обусловлена геохронологическим интересом со стороны археологии. Изучаемая территория являлась транзитной территорией в миграции древних людей из Африки в Восточную Азию и сохранила в себе свидетельства трех крупных эпизодов заселения древними людьми [3]. Лессово-почвенные разрезы Таджикистана содержат археологические находки (преимущественно раннепалеолитические орудия) в различных палеопочвах и реже – лессах, выделяемые в собственную каратаускую культуру и объединяемые термином «лессовый палеолит» [4]. Однако предшествующие палеомагнитные исследования носили рекогносцировочный характер и не отвечают современному уровню качества и надежности.

Лессы Средней Азии, как и лессы Китая, считаются стратиграфически наиболее полными и хорошо коррелируются с различными климатическими прокси, в первую очередь с морскими изотопными стадиями (МИС), по магнитной восприимчивости [5]. Это приводит к ожидаемому положению границы Матуяма/Брюнес (М/Б) в палеопочве, соответствующей МИС 19, как это было обнаружено в морских отложениях [6]. Однако предшествующие палеомагнитные данные преимущественно указывают на положение М/Б в лессовом прослое МИС 20 между педокомплексами (ПК) 10 и 9 [7]. Различие в положении границы было также установлено для лессов Восточной Европы и Китайского лессового плато [8] и потому является научной проблемой межрегионального значения, требующей детального изучения.

Объекты нашего изучения - два лессово-почвенных разреза в Ховалинском районе Таджикистана – Кульдара (38°16'57.97" N, 69°53'8.30" E) и Хонако-II (38°21'33.38" N, 70° 2'46.99" E), являющиеся также памятниками лессового палеолита [9, 10]. Для решения магнитостратиграфической задачи производился отбор ориентированных блоков каждые ~50 см (Кульдара) или 20–100 см (Хонако-II) со всей мощности разрезов. Для детального изучения зон смены магнитной полярности

надежно подтверждается для данного региона. Окончание перехода выражено в нестабильности сигнала (на уровне образцов-дублей между собой), слабой интенсивности естественной остаточной намагниченности и наличии аномальных (переходных) направлений D и I. Такое поведение геомагнитной записи связано со слабой степенью упорядочения магнитных минералов, вызванных низкой интенсивностью геомагнитного поля, сопровождающей процесс инверсии. Тем не менее положение границы М/Б остается заниженным, а продолжительность перехода – долгой (около ~20 тыс. лет), что требует дальнейшего детального изучения и поисков механизмов перемагничивания или запаздывания фиксации палеомагнитного сигнала.

Эпизод прямой полярности Харамильо, согласно литературным данным, не был повсеместно определен в лессово-почвенных сериях Таджикистана. Достоверные данные по нему имеются лишь для нескольких сайтов: Чашманигар, Дараи Калон и Кульдара (только окончание эпизода) [2, 9], где Харамильо занимает педокомплексы 15 и 16. В климатической истории четвертичного периода интервал МИС 25 – МИС 29 характеризуется уменьшением продолжительности и выраженности холодных стадий, что в стратиграфии лессово-почвенных серий Таджикистана выражается в уменьшении мощности лессовых прослоев (или даже их полном отсутствии) и практически развитии почв друг на друге (ПК 12 – ПК 15). Это усложняет корреляцию палеопочв с МИС, поэтому положение Харамильо в разрезе становится важным хронологическим репером. По нашим данным, эпизод Харамильо занимает начало ПК 14 и полностью ПК 15, при этом детальное изучение окончания Харамильо выявило скачкообразный характер записи (как и границы Б/М в Кульдаре) (рисунок). Такое положение не коррелирует с другими разрезами региона и поэтому требует проверки стратиграфического описания Хонако-II.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 22-18-00568.

Литература

1. Li Y., Shi W., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G. Loess genesis and world wide distribution // Earth Science Reviews. 2020. V. 201. P. 102947.
2. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
3. Деревянко А.П. Три глобальные миграции человека в Евразии. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2018. 884 с.
4. Ранов В.А., Шефер Й. Лессовый палеолит // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. Т. 2, № 2. С. 20–32.
5. Shackleton N.J. et al. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: relationship with global ice volume cycle // Quaternary Proceedings. 1995. V. 4. P. 1–6.
6. Channell J.E.T., Hodell D.A., Singer B.S., Xuan C. Reconciling astrochronological and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Matuyama-Brunhes boundary and late Matuyama chron // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. Q0AA12.
7. Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1977. № 47. С. 67–76.
8. Zhou W. et al. Timing of the Brunhes-Matuyama magnetic polarity reversal in Chinese loess using ^{10}Be // Geology. 2014. V. 42, № 6. P. 467–470.

9. Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П., Пахомов М.М., Пеньков А.В. Кульдара — новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1987. № 56. С. 65–75.
10. Худжагелдиев Т. Палеолитические стоянки в лессово-почвенном разрезе Хонако (Ховалингский район) // Наследие предков. 2012. № 15. С. 108–118.
11. Храмов А.Н. и др. Палеомагнитология. Л.: Наука, 1982. 312 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ, СОСТАВ ФЛЮИДА И ВОЗРАСТ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Кунгулова Э.Н., Тишин П.А., Томиленко А.А., Лычагин Д.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
feride.kazenova@mail.ru.

Сложно построенные кварцево-жильные системы имеют вполне закономерные особенности строения, которые определяются развитием структурных деформаций. Объекты исследования располагаются в зоне сочленения позднерифейской островодужной Байкало-Муйской структурно-формационной зоны и Баргузино-Витимской зоны окраинных бассейнов венд-раннепалеозойского возраста. Тектоническая картина района определяется развитием надвиговой системы северо-западного простирания, контролирующей положение верхнетулуинского субвулканического островодужного комплекса позднебайкальского этапа формирования [1]. Сформированная надвиговая система усложняется левосторонними сдвиго-сбросами запад-северо-западного простирания, которые разбили ее на отдельные сегменты. Заключительный этап деформаций знаменуется дизъюнктивными крутопадающими нарушениями северо-восточного простирания. Рассмотрены три жильные системы, связанные с развитием надвиговых и сдвиговых деформаций Саяно-Байкальской складчатой области. Особое внимание уделено системам Кривая и Береговая.

Кварцево-жильная система Кривая локализуется в гранитоидном комплексе. Ее развитие контролируется тыловыми зонами надвиговых деформаций и усложняется левосдвиговыми деформациями широтного простирания. В строении системы Кривой преобладающие положение занимают мощные магистральные жилы юго-западного падения. С ними тесно ассоциируют мелкие, ограниченные по простиранию, полого- и умереннопадающие прожилки северо-восточного простирания. Третий тип жильных тел представлен круто- и умереннопадающими на юго-восток и северо-запад прожилками мощностью до 10 см [2].

Жильная система Береговая приурочена к песчаникам аматканского комплекса. В ее строении выделяются жилы, субсогласные слоистости и кливажу, и секущие жилы. Структурный рисунок секущих жил определяется развитием сдвигового парагенезиса сколов Риделя. Субсогласные жилы имеют ленточную морфологию с незакономерно изменяющейся мощностью от первых сантиметров до 0.5 м в раздувах и довольно скудную сульфидную минерализацию. Среди секущих жил выделяются магистральные крутопадающие жилы, согласные поверхностям сдвигов, и жилы, выполняющие оперяющие трещины. Среди оперяющих крутопадающие жилы, ориентированные под углом 60° к поверхности сдвига, выполняют синсдвиговые системы растяжения. Пологопадающие прожилки субширотного простирания контролируются синтетическими и антитетическими сколами соответственно [2].

В кварце исследуемых жил обнаружены первичные и вторичные флюидные включения, среди которых по фазовому составу выделяются следующие типы:

Тип I — двухфазные водно-солевые ($\text{ЖН}_2\text{О} + \text{ГН}_2\text{О}$).

Тип II — двухфазные водно-углекислотные ($\text{ЖН}_2\text{О} + \text{ЖСО}_2$).

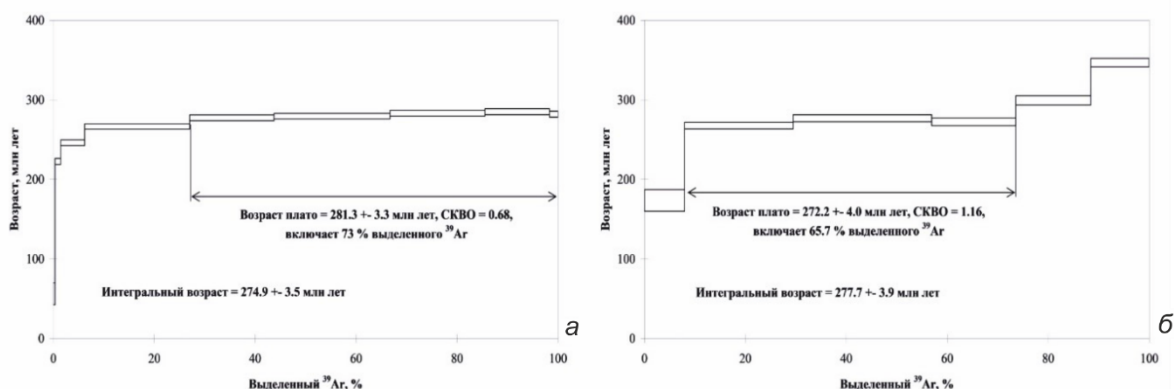
Тип III – трехфазные водно-углекислотные ($\text{ЖН}_2\text{O} + \text{ЖСО}_2 + \text{ГСО}_2$).

Тип IV – однофазные включения жидкой углекислоты. Форма включений соответствует как изометричной, так и сложной конфигурации.

По данным микротермометрии в Институте геологии и минералогии (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Томском политехническом университете (г. Томск) в гидротермальной системе, формирующей кварц исследуемых жил, присутствовали одинаковые водно-углекислотные флюиды хлоридного калий-натриевого состава низкой и средней солености (2–15 мас. % NaCl экв.). Минимальная температура формирования жильного кварца фиксируется в диапазоне от 180 до 450 °C в условиях минимальных значений флюидного давления 0.7–2.9 кбар. По данным рамановской спектроскопии преобладающими компонентами флюидных включений являются вода и углекислота. Отношение $\text{CO}_2 / (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ во включениях варьируется от 0.10 до 0.84 [3].

Серицит в исследуемых жилах заполняет трещинное и межзерновое пространство, занимая до 10 % объема жилы. Химический состав серицита отвечает мусковиту с переменным содержанием железа.

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ проведено датирование серицита (ИГМ СО РАН) из кварцевых жил. Проанализирован серицит с содержанием $\text{FeO} \approx 7\text{--}8$ вес. % из жил системы Кривая, а также серицит с содержанием $\text{FeO} \approx 3$ вес. % из жил системы Береговая. В результате чего выявлено, что в жилах системы Кривая серицит был образован 281.3 ± 3.3 млн лет назад (рисунок, а). В свою очередь, в жилах системы Береговой кристаллизация серицита произошла 272.2 ± 4.0 млн лет назад (рисунок, б). Близкие значения полученных возрастных рубежей указывают на постепенную эволюцию гидротермальной системы в интервале около 10 млн лет, проходящую на фоне снижения количества железа. Вероятно, это связано со становлением Ангаро-Витимского батолита, активность которого фиксируется в пределах от 292 ± 1.5 (U-Pb) [4] до 287 ± 4 (Rb-Sr) по [5].



Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования серицита. а – результаты датирования серицита из жил системы Кривая; б – результаты датирования серицита из жил системы Береговая.

Полученные датировки сопоставляются с данными о возрасте золоторудной минерализации Ирокиндинского месторождения восточной окраины Байкало-Муйского пояса. В жилах этого месторождения по K-Ar датировкам серицит образовался 271 ± 5 млн лет назад, а по Rb-Sr – 275 ± 7 млн лет назад [6]. Это демонстрирует развитие изученных кварцевых жил в единой флюидной и динамической системе с месторождением Ирокиндинское.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (проект № FSWM-2020-0041) и государственного задания ИГМ СО РАН.

Литература

1. Гордиенко И.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. 51(5). С. 589–614.
2. Lychagin D.V., Kungulova E.N., Moskvichev E.N., Tomilenko A.A., Tishin P.A. Microstructure of vein quartz aggregates as an indicator of their deformation history: An example of vein systems from Western Transbaikalia (Russia) // Minerals. 2020. № 10 (10). 865. DOI: 10.3390/min10100865.
3. Кунгулова Э.Н. и др. Флюидные включения в жильном кварце как отражение деформационных этапов области сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье) // Литосфера. 2022. № 22 (3). С. 327–346.
4. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Доклады РАН. 1995. Т. 344, № 3. С. 377–380.
5. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 451–466.
6. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Ванин В.А. Сферические микрочастицы из золоторудных кварцевых жил Ирокиндинского месторождения (Западное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 4. С. 651–662. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0226.

ГРАНИТНЫЕ ЖИЛЫ В ОСНОВНЫХ И СРЕДНИХ ПОРОДАХ ВАЛААМСКОГО СИЛЛА, ЛАДОЖСКИЙ ГРАБЕН, КАРЕЛИЯ

Лебедева Н.М., Носова А.А., Возняк А.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва, namil@mail.ru

В центральной части Ладожского грабена расположен мезопротерозойский 1457 ± 2 млн лет [1] Валаамский силл. Мощность силла достигает 150–200 м [3], породы дифференцированы от кварцевого феррогаббро до гранофировых жил. Происхождение гранофировых жил остается предметом дискуссии; предполагается, что оно может быть связано с несколькими процессами. В работе [2] Д.А. Франк-Каменецкий полагает, что жилы формировались остаточным расплавом, образованным при глубокой дифференциации исходной базальтовой магмы, вытесненным из «кристаллической каши» фильтр-прессингом. Возможно, что при подъеме магм, формирующих Валаамский силл, были подплавлены и ассимилированы гранитные породы Салминского АМСГ плутона, либо происходил процесс дегидратационного плавления нижней коры под воздействием основной магмы, сформировавшей Валаамский силл и внедрение этих выплавов [3].

Гранофиры являются обычной составляющей расслоенных интрузивов, где во многих случаях допускается их происхождение за счет процессов несмесимости; экспериментальные работы и моделирование кристаллизации природных объектов [4] показывают, что накопление железа по толеитовому тренду в породах основного состава может приводить к проявлению несмесимости между жидкостями, богатыми Fe и Si.

Большая часть силла обнажается на о. Валаам. Кварцевое феррогаббро имеет небольшую видимую мощность до 10 м в северо-западной части острова. В феррогаббро присутствуют жилы монцонитов мощностью 3–5 см. Выше по разрезу находится кварцевое габбро, которое в центральной части острова сменяется на кварцевые монцониты. Гранофировые жилы в основном расположены в восточной части о. Валаам, где наблюдается большое количество разнонаправленных гранитных жил с раздувами до 30 см. Границы жил неровные и вокруг них иногда присутствует зона, обогащенная гранофиром, шириной до 15 см.

Феррогаббро крупнокристаллические, сложены оливином (5–10 %), клино- и ортопироксеном (40 %) и плагиоклазом (35–40 %), содержание магнетита и ильменита достигает 10 %. В качестве акцессорных минералов встречается апатит, титанит, КПШ, пирит, кварц. В кварцевых монцонитах центральной части острова содержание КПШ достигает 35 %, плагиоклаза – около 40 %, магнетита – до 7 %, клинопироксен, амфибол и кварц присутствуют в качестве акцессорных минералов. Гранофиры мелкозернистые, порфириовидные, вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом, основная масса сложена графическим агрегатом кварца и КПШ. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом. Также в них можно наблюдать большое количество ксенолитов, вмещающих их габбро, и монцонитов. К ним приурочены единичные зерна магнетита и ильменита.

Кварцевые феррогаббро магнезиальные ($Mg\#$ 0.33–0.35) с высокими содержаниями $Fe_2O_3 = 16.19–17.99$ вес. %, $P_2O_5 = 2.36–2.40$ вес. % и относительно низкой суммой щелочей (около 4.80 вес. %). В кварцевых монцонитах содержание

SiO₂ варьируется в широких пределах – 57.72–63.35 вес. %, Mg# составляет 0.23–0.34, вариации по содержанию TiO₂ 1.13–1.85 вес. %, Fe₂O₃ 9.43–12.77 вес. %. Сумма щелочей составляет 6.86–8.16 вес. %. В кварцевых габбро, диоритах и монцонитах, в которых встречены жилы гранофилов, содержание SiO₂ варьируется в широких пределах – 51.80–57.10 вес. %, Mg# 0.23–0.34, вариации по содержанию TiO₂ – 2.03–2.93 вес. %, Fe₂O₃ – 12.60–14.54 вес. %. Сумма щелочей составляет 5.38–6.63 вес. %. Все основные и средние породы Валаамского силла фракционируют по толеитовому тренду.

Гранофиры из прожилков в основных и средних породах Валаамского силла содержат SiO₂ 73.66–77.69, граниты калиевые K₂O/Na₂O=3.8–6.1, содержания CaO низкие – 0.19–0.62 вес. %, MgO – 0.18–1.20 вес. %. По соотношению Al₂O₃/Na₂O+K₂O (0.94–1.23) они попадают в область щелочных и субщелочных гранитов. Гранофиры имеют типичное для А-гранитов распределение редких элементов, с плоским профилем HREE, сильной отрицательной Eu-аномалией, обогащены HFSE, особенно Zr и Hf, но с отрицательной аномалией Nb и Ta. Изученные граниты попадают в поле как магнезиальных, так и железистых гранитов, Fe-индекс колеблется от 0.7 до 0.9.

В породах Валаамского силла распространены позднемагматические микроструктуры ильменит-силикатных сростков – это срастания «червеобразных» выделений ильменита с клинопироксеном, амфиболом (или с образованным по этим фазам хлоритом/смешанослойным минералом), с минеральным агрегатом силикатных фаз и апатита или полевыми шпатами и гранофиром. Выделения ильменита часто окаймлены магнетитом, и общий контур симплектитового выделения имеет идиоморфный облик.

Иногда в центре таких Fe-Ti-оксидных выделений присутствуют обособления обогащенных Cu сульфидов типа iss. Количество симплектитовых выделений возрастает в диоритах по сравнению с габбро. Еще более характерны для пород гранофировые интерстиции или карманы, приуроченные преимущественно к плагиоклазовым межзерновым промежуткам. Подобные микроструктуры описаны как ilmenite-rich intergrowths в Скаергаардском интрузиве и рассматриваются как свидетельство несмесимости расплавов и сосуществования обогащенных Fe и Si жидкостей [5].

Моделирование кристаллизации пород Валаамского силла с помощью программного пакета Rhyolite-Melts [6] показало, что модельное фракционирование от феррогаббро до монцонитов согласуется с петрографически обоснованной последовательностью кристаллизации и наблюдаемыми составами расплавов, однако появление гранофилов моделью фракционирования не описывается.

По результатам исследования авторы полагают, что формирование гранофировых жил произошло на самых поздних этапах фракционирования магмы, после обогащения расплава Fe, Ti, P и несовместимыми элементами, при фугитивности кислорода, близкой к буферу QFM. Накопление железа в расплаве привело к появлению несмесимости между богатыми Fe и Si жидкостями. Эта высококремнистая жидкость частично отделилась от кристаллического кумулуса и кристаллизовалась в виде серии гранофировых жил при температуре 935–1031 °C (по температуре насыщения цирконием) [7].

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 22-27-000318).

Литература

1. Rämö O.T. et al. Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia // Fifth Dyke Conference. 2005. P. 41–42.
2. Франк-Каменецкий Д.А. Петрология рифейских базитов Приладожья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1988. 151 с.
3. Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 123 с.
4. Charlier B., Grove T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 164, № 1. P. 27–44.
5. Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S., Veksler I.V., Nielsen T.F., Tegner C. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland // Journal of Petrology. 2011. V. 52, № 1. P. 175–222.
6. Ghiorso M.S. Hirschmann M.M., Reiners P.W., Kress V.C. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3, № 5. P. 1–35.
7. Gervasoni F., Klemme S., Rocha-Júnior E.R., Berndt J. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171. P. 1–12.

ОЦЕНКА СОВЕРШЕНСТВА СТРУКТУРЫ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ

Лебедеко А.В.¹, Клепиков И.В.^{1,2}, Васильев Е.А.³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st068736@student.spbu.ru

² ООО "НПК "Алмаз", Сестрорецк

³ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

Совершенство структуры алмаза является важным показателем для его применения в научных и технических целях (инструменты для шлифовки и полировки, приборостроение, радио- и электротехническая промышленность, машиностроение). Качество кристаллов алмаза определяется наличием дефектов в структуре – это, как правило, дислокации, дефекты упаковки атомов, кластеры вакансий и микродвойники [1, 2].

В работе приведен сравнительный анализ совершенства структуры кристаллов алмаза различного происхождения. Исследовались плоскопараллельные полированные пластины из четырех кристаллов алмаза: природного (1 шт.) и синтетических (3 шт.) (CVD и HPHT). По физической классификации алмазы относятся к типам IaAB1 (природный) и IIa (синтетические). Алмазные пластины имеют размеры ~5.0 мм, толщину 0.5–0.7 мм и кристаллографическую ориентацию <100>. Средняя квадратичная шероховатость поверхности пластин Ra ~1–10 нм. Для исследования распределения аномального двупреломления использовался поляризационный микроскоп LeicaDM4500P. Регистрация кривых качения проводилась на рентгеновском дифрактометре Bruker «D8 DISCOVER». Спектры комбинационного рассеяния изучались с помощью рамановского спектрометра RenishawInVia. Исследования были выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров Санкт-Петербургского государственного университета «Микроскопия и микроанализ», «Рентгенодифракционные методы исследования» и лаборатории изучения вещественного состава «Центр коллективного пользования» Санкт-Петербургского горного университета.

1. Аномальное двупреломление. В пластине из природного алмаза россыпей Западного Приуралья № 123-76 наблюдается аномальное двупреломление серых и белых окрасок (рис. 1, А). Выделяются секторы октаэдра и куба, представленные прямыми и извилистыми линиями соответственно. Имеются неоднородности, связанные с наличием микровключений. В синтетических алмазах также обнаруживается аномальное двупреломление. Образец А3 (CVD метод синтеза) имеет белую, синюю и желтую интерференционную окраску в скрещенных поляризаторах (рис. 1, Б). Характерна зональность, аномальное двупреломление практически отсутствует в центральной части (изотропные пересекающиеся линии) и увеличивается к углам образца. Зоны с аномальными окрасками имеют криволинейную направленность. Образец Е6 (CVD) имеет аномальное двупреломление менее яркой окраски (рис. 1, В). Серая интерференционная окраска проявляется неравномерно, в форме пересекающихся удлиненных зон. По углам пластины отличима прямая параллельная зональность. В пластине 35750 из HPHT алмаза аномального двупреломления не наблюдается, она полностью изотропна в скрещенных поляризаторах (рис. 1, Г).

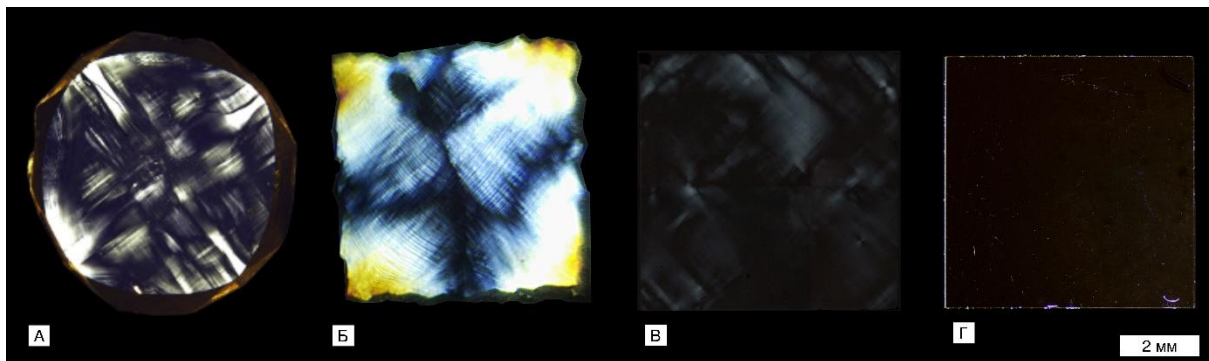


Рис. 1. Изображения аномального двупреломления алмазных пластин: *A* – природный 123-76; *B* – синтетический А3 CVD; *B* – синтетический E6 CVD; *Г* – синтетический HPHT 35750.

2. Рентгеновская дифрактометрия. На рисунке 2 представлены кривые качания для образцов 123-76, А3, E6, 35750. Для каждой кривой качания была рассчитана ширина на половине высоты (FWHM), результаты приведены в таблице 1.

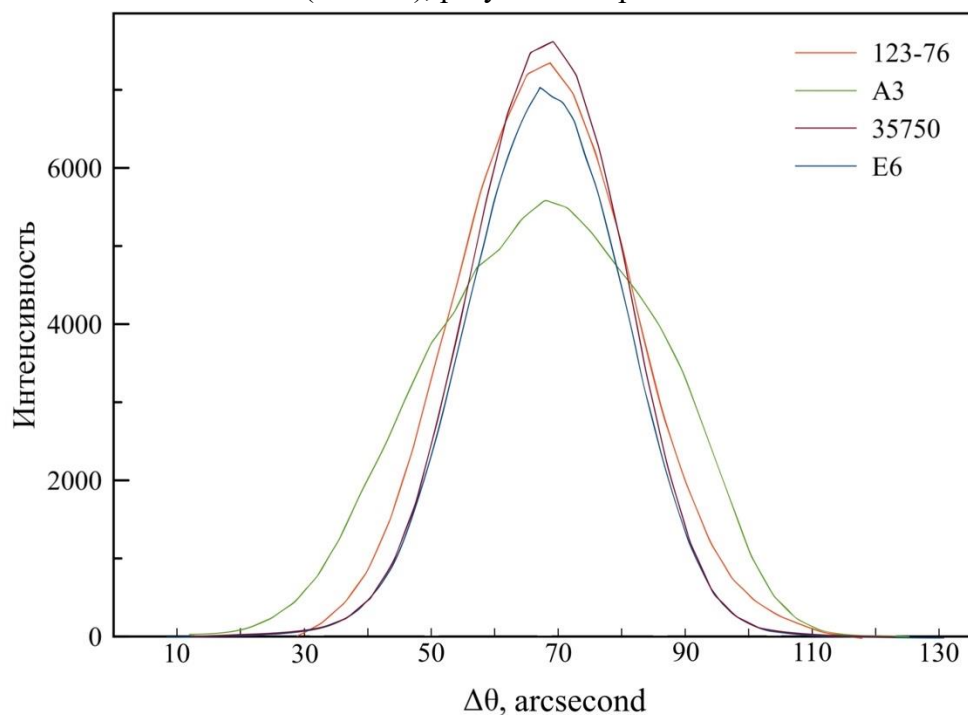


Рис. 2. Кривые качания для плоскопараллельных полированных пластин кристаллов алмаза.

Наименьшие показатели полуширины кривой качания соответствуют синтетическим образцам HPHT 35750 и CVDE6. Значение 28.8 arcsecond близко к пределу чувствительности дифрактометра, что говорит о высоком совершенстве структуры исследуемых алмазов. Промежуточное положение по FWHM занимает природный образец 123-76, содержащий микровключения. Наибольшее значение FWHM характерно для синтетического образца А3 CVD и связано, вероятно, с блочным строением кристалла.

Таблица 1. Измеренные результаты полуширины (FWHM) кривой качания

Образец	123-76	A3	E6	35750
FWHM, arcsecond	32.4	46.8	28.8	28.8

3. Рамановская спектроскопия. Спектры комбинационного рассеяния представлены на рисунке 3. Значения полуширины, рассчитанные для каждого рамановского спектра, представлены в таблице 2.

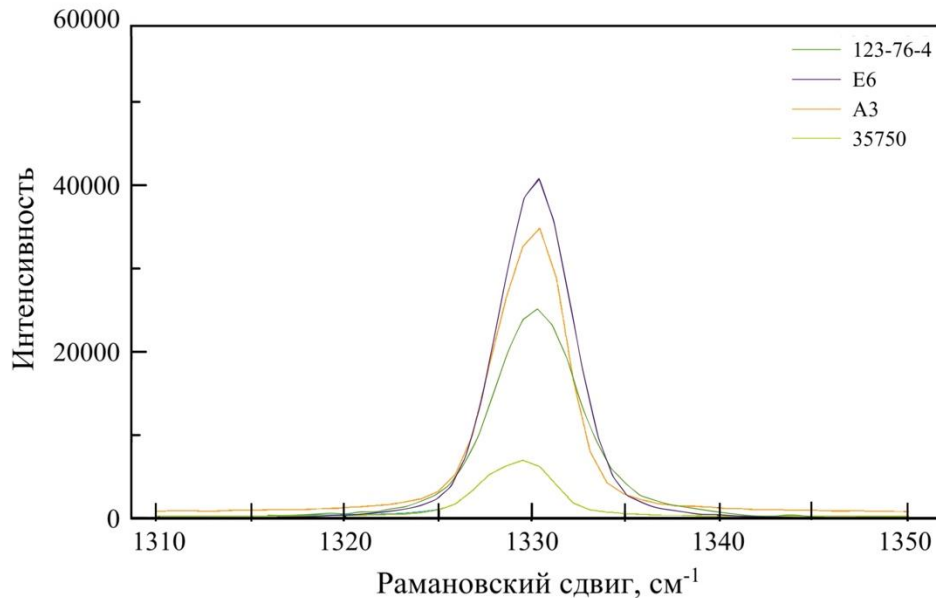


Рис. 3. Спектры комбинационного рассеяния для изученных образцов.

В совершенном кристалле алмаза при комнатной температуре однофононный пик 1332 см^{-1} имеет высокую интенсивность и ширину пика порядка $1\text{--}2 \text{ см}^{-1}$ [3]. В рассматриваемом случае наименьшие значения полуширины пика соответствуют образцу 35750 (НРНТ), что говорит о высоком структурном совершенстве. CVD образцы E6 и A3 имеют средние значения, а природный алмаз 123-76 имеет наибольшее значение полуширины.

Таблица 2. Измеренные результаты полуширины однофононного пика

Образец	123-76-4	A3	E6	35750
Ширина рамановской линии	7.71	5.45	5.33	4.55

Таким образом, синтетические алмазы в целом являются более высококачественными, чем природные; НРНТ пластины обнаруживают три показателя, свидетельствующие о совершенстве структуры; CVD алмазы занимают промежуточное положение, и их показатели, вероятно, сильно зависят от условий синтеза; природные алмазы за счет захвата множества включений и примесей находятся на уровне CVD алмазов или еще ниже. Используемые методы анализа являются взаимодополняющими друг друга. Картины аномального двупреломления косвенно, но достоверно отражают качество кристаллов. Комплексные исследования методами аномального двупреломления рамановской спектроскопии и рентгеновской

дифрактометрии могут быть использованы для описания совершенства структуры при паспортизации алмазных подложек.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 21-77-20026.

Литература

1. Kowalski G. et al. Double-crystal diffractometric and topographic studies of (111) oriented synthetic diamonds // Journal of Physics D: Applied Physics. 1996. Т. 29, № 3. p. 793.
2. Schreck M. et al. Multiple role of dislocations in the heteroepitaxial growth of diamond: A brief review // Physica status solidi (a). 2016. Т. 213, № 8. P. 2028–2035.
3. Хмельницкий Р.А. Введение в геммологию алмаза. М., 2021. 114 с.

ИЗОТОПЫ УРАНА (^{238}U И ^{234}U) В СНЕГОВЫХ ВОДАХ ЮГА И СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ломова А.А., Мезина К.А., Мельгунов М.С., Макарова И.В.

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

Атмосферный перенос вещества является одним из основных факторов, определяющих формирование и состояние современного геохимического фона поверхности. Поступившие в атмосферу в результате деятельности человека, а также протекающих природных процессов вещества и химические элементы активно переносятся воздушным путем в составе пылевых и аэрозольных частиц и вместе с ними осаждаются на земную поверхность. Одним из таких элементов может быть уран.

Снежный покров является природным депонентом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях радиоактивных элементов за достаточно большой промежуток времени – от первого выпадения поздней осенью до его таяния весной. В качестве планшета, накапливающего атмосферные выпадения, снег имеет ряд преимуществ: он отражает только атмосферный путь поступления вещества на поверхность земли; не активен ни в химическом, ни в биологическом отношении, накапливает в своем составе практически все вещества, поступающие в атмосферу, содержит информацию о пространственном распределении химических элементов за определенный период (период одного снегопада или весь период снегонакопления). Обладая высокой сорбционной способностью, снежный покров представляется информативным объектом при изучении химического состава атмосферных выпадений [1–4]. Целью работы является оценка возможностей альфа-спектрометрического метода с радиохимической подготовкой при определении содержаний изотопов урана (^{238}U и ^{234}U) в снеговых выпадениях.

Объектами исследования являются интегральные пробы снега, отобранные на территории севера (Ямало-Ненецкий автономный округ – проба 1 и 2 в таблице) и юга (Новосибирская область – проба 3) Западной Сибири. Пробы отбирали методом шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением 5-сантиметрового слоя над почвой. Объем образцов составлял 50–60 л снега, из которых при таянии получалось до 26 л воды. После отстаивания и выпадения в осадок крупной фракции взвешенного вещества снеговых вод проводилась декантация пробы, а затем последовательное фильтрование декантированного раствора через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3 мкм) и мембранный ацетатный фильтр (0.45 мкм). Полученный в результате фильтрования раствор упаривался до сухого остатка, в который переходило взвешенное вещество размерностью менее 0.45 мкм, представленное наноразмерными пылевыми, аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой [5, 6]. Определение активности изотопов урана (^{238}U и ^{234}U) в выделенных гранулометрических фракциях взвешенного вещества снеговых вод проводилось альфа-спектрометрическим методом на альфа-спектрометре ALPHA-ENSEMBLE-8 с кремниевыми детекторами высокого разрешения ENS-U300. Радиохимическую подготовку для определения изотопов ^{234}U и ^{238}U осуществляли согласно стандартизированной методике измерения [7].

В работе изучено распределение содержаний изотопов урана по трем выделенным гранулометрическим фракциям взвешенного вещества снеговых вод. Результаты определения величин удельных активностей изотопов урана и их отношений в исследованных образцах снега представлены в таблице.

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает:

Пробы 1 и 2. Изотоп ^{238}U содержится в гранулометрических фракциях взвешенного вещества в концентрациях:

- 0.12, 0.17 Бк/л во фракции > 3 мкм,
- 0.04, 0.40 Бк/л во фракции $0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм,
- 0.050 Бк/л во фракции < 0.45 мкм.

Суммарные содержания ^{238}U во всех трех гранулометрических фракциях взвешенного вещества составляют 0.26 и 0.57 Бк/л для проб 1 и 2 соответственно.

Изотоп ^{234}U содержится в гранулометрических фракциях взвешенного вещества в концентрациях:

- 0.14, 0.19 Бк/л во фракции > 3 мкм,
- 0.05, 0.29 Бк/л во фракции $0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм,
- 0.06, 0.15 Бк/л во фракции < 0.45 мкм.

Суммарные содержания ^{234}U во всех трех гранулометрических фракциях взвешенного вещества составляют 0.39 и 0.49 Бк/л для проб 1 и 2 соответственно.

Проба 3. Содержания изотопа ^{238}U составляют 0.50 Бк/л во фракции > 3 мкм, 1.39 Бк/л во фракции $0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм и 0.13 Бк/л во фракции < 0.45 мкм. Содержания изотопа ^{234}U составляют 0.51 Бк/л во фракции > 3 мкм, 1.05 Бк/л во фракции $0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм и 0.17 Бк/л во фракции < 0.45 мкм. Суммарные содержания ^{238}U и ^{234}U во всех трех фракциях составляют 2.02 и 1.73 Бк/л соответственно.

Удельная активность ^{238}U и ^{234}U в различных гранулометрических фракциях взвешенного вещества снеговых вод и их изотопное отношение ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)

Проба	Фракция	^{238}U , Бк/л	^{234}U , Бк/л	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
1	> 3 мкм	0.17	0.19	1.1
	$0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм	0.04	0.05	1.2
	$< 0,45$ мкм	0.05	0.15	3.1
	Сумма	0.26	0.39	
2	> 3 мкм	0.12	0.14	1.1
	$0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм	0.40	0.29	0.7
	$< 0,45$ мкм	0.05	0.06	1.2
	Сумма	0.57	0.49	
3	> 3 мкм	0.50	0.51	1.0
	$0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм	1.39	1.05	0.8
	$< 0,45$ мкм	0.13	0.17	1.3
	Сумма	2.02	1.73	

Предварительные исследования показали, что суммарные содержания ^{238}U в 3.5–7.8 раз и ^{234}U в 3.5–4.4 раза на юге Западной Сибири выше, чем на севере. В крупнозернистой фракции взвешенного вещества отобранных проб снега, наблюдается близкое к равновесному (1.0–1.1) отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Для мелкодисперсной фракции взвешенного вещества ($0.45 \leq \varnothing < 3$ мкм) наблюдается

смещение равновесия (0.7–0.8) в сторону ^{238}U . В мелкодисперсной фракции (<0.45 мкм), состоящей из наноразмерных пылевых, аэрозольных частиц, коллоидов и растворенной компоненты, наблюдается смещение равновесия (1.2–1.3) в сторону ^{234}U . Исключение составляет проба 1, отобранная на территории ЯНАО, там наблюдается повышенное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в мелкодисперсной фракции (<0.45 мкм) взвешенного вещества снеговых вод.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследований ИГМ СО РАН».

Литература

1. Таловская А.В., Язиков Е.Г., Панченко М.В., Козлов В.С. Мониторинг потоков аэрозольных выпадений в фоновых районах Томской области // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20, № 6. С. 517–523.
2. Рапута В.Ф., Таловская А.В., Коковкин В.В., Язиков Е.Г. Анализ данных наблюдений аэрозольного загрязнения снегового покрова в окрестностях Томска и Северска // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 1. С. 74–78.
3. Таловская А.В., Язиков Е.Г. Локальные геохимические наблюдения пылеаэрозолей в пределах городской и пригородной зон // Вычислительные технологии. 2006. Т. 11, Ч. 1. С. 46–52.
4. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
5. Мельгунов М.С., Шербов Б.Л., Рубанов М.В. ^{210}Pb и ^7Be в снеговых пробах из различных ландшафтных зон юга Западной Сибири // Материалы V Международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. С. 425–429.
6. Mezina K., Melgunov M., Belyanin D. ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ and ^{137}Cs in Snow Deposits in the Arctic Part of Western Siberia (Yamal-Nenets Autonomous District) // Atmosphere. 2020. V. 11, № 8. P. 825–844.
7. Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерения удельной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в образцах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. М.: ВИМС, 2013. 15 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНЕ АЛБАЗИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕР ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

Маслов Е.А., Штельмах С.И., Рященко Т.Г.

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

Проектирование, разработка и эксплуатация месторождений твердых полезных ископаемых тесно связаны с инженерно-геологическими исследованиями, которые включают основные разделы инженерной геологии, а также геоэкологические аспекты. Если обратиться к монографии В.Д. Ломтадзе «Инженерная геология месторождений полезных ископаемых» [1], то можно сформулировать три основных закона, выполнение которых является обязательным: организация геологического пространства, оценка динамики земной коры, детальное изучение геологической среды. Под детальной характеристикой геологической среды (ГС) подразумевается классифицирование (инженерно-геологическое) грунтов, изучение их состава и свойств; оценка гидрогеологической, геоморфологической и экзодинамической обстановки территории. Известно, что классическая карта инженерно-геологических условий территории включает четыре позиции: классифицирование, распространение, характеристика состава и свойств грунтов; обводненность грунтовых толщ (гидрогеологические условия); геоморфологическая обстановка (генетические типы и формы рельефа); геологические экзодинамические процессы и формы их проявления. Эта карта имеет синтетический характер – на одном пространстве одновременно отражается вся указанная информация (четыре «кластера» – грунты, их обводненность, рельеф, экзодинамические условия), при этом используются рекомендованные (стандартные) способы изображения этой информации либо специально разработанные условные обозначения. Для составления такой карты, прежде всего, необходимо проведение съемочных работ. Однако авторы статьи ограничились фондовыми материалами и составлением коллекции скальных и дисперсных грунтов. Для коллекции скальных грунтов предложена следующая методическая схема лабораторного изучения – определялись сейсмические (метод прозвучивания – скорость продольных сейсмических волн), прочностные и физические свойства, а также для каждого образца готовился петрографический шлиф, проводилось его описание и фотографирование.

Далее для скальных грунтов выполнялось тщательное сопоставление образцов, обладающих различной «сейсмической скоростью». Цель этих сопоставлений – выяснение на микроуровне (классический оптический метод) причины этих различий. Затем свою важную роль выполняла программа кластерного анализа, с помощью которой определялись аномальные зависимости между различными свойствами образцов коллекции скальных грунтов [2–5].

Коллекция дисперсных грунтов собрана при полевом обследовании зоны влияния месторождения. Образцы были двух видов: 1) продукты зоны разломов (наблюдались в бортах карьера – милониты, черные глинки трения и щебенисто-дресвяные грунты; 2) различные литологические группы (сг, ps, gln) геолого-генетических комплексов современных четвертичных отложений, распространенных в зоне месторождения (dQ₄, edQ₄, dpQ₄, aQ₄, bQ₄, tQ₄). Их микроструктура, состав, физико-химические свойства изучались в грунтоведческой группе лаборатории инженерной геологии и геоэкологии (по разработанной методической схеме),

микроэлементный состав и степень загрязнения токсичными компонентами – в ЦКП «Геодинамика и геохронология». Изучение микроэлементного состава и степени загрязнения четвертичного покрова в зоне месторождения относится к числу проблем геозекологического характера, которые практически решаются очень редко [7–9].

В последнее время (90 – 2000-е годы) в лаборатории инженерной геологии и геозекологии ИЗК СО РАН предложены новые методические подходы при оценке инженерно-геологических условий территории [5, 6], поэтому характеристика инженерно-геологических условий (это фондовые материалы) дополнялась типизацией ГС. Итак, сначала краткая характеристика инженерно-геологических условий района месторождения. Оно расположено в пределах Ульбанской структурно-формационной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области, в которой выделяются три структурных этажа. Нижний представлен юрскими осадочными породами со следами метаморфизма (метапесчаники), средний – эффузивами порфировой формации (дациты, андезиты) средне мелового возраста, верхний – четвертичными отложениями. Рельеф территории низкогорный (абс. отм. 400–600 м), сильно расчлененный; подземные воды залегают на глубине от 5 до 44 м, выделяется временный водоносный горизонт (верховодка) и трещиноватая зона юрско-меловых пород. По категории сложности условий территорию можно отнести к среднему уровню, тем более что по карте общей сейсмичности РФ она попадает в 7-балльную зону.

По документации керн скважин, результатам определения прочности (на одноосное сжатие – R_c , МПа и растяжение – R_z , МПа и показатель качества (RQD, %)) скальных грунтов на месторождении выделены две группы: первая – $R_c 18–51$, $RQD < 25–50$ (качество массива очень плохое); вторая – $R_c 53–153$, $RQD > 50–75$ (качество массива среднее и хорошее). Для метапесчаников и дацитов (участки «Екатерина-2», «Фарида») представлены обобщенные данные прочности на одноосное сжатие (R_c , МПа) и растяжение (R_z , МПа), а также природной плотности ($P_{пр}$, г/см³), используя которые авторы статьи составили матрицу ($n=6$, $m=3$) и по программе кластерного анализа R-типа построили график-дендрограмму (рисунок).

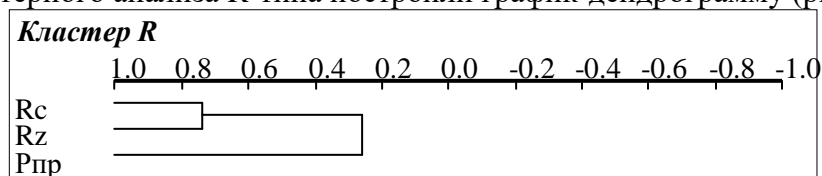


График зависимости показателей прочности и природной плотности грунтов.

Установлена «аномальная» зависимость – природная плотность скальных грунтов (метапесчаников и дацитов) не влияет существенно на их прочность, поскольку коэффициент корреляции (горизонтальная ось на графике) менее 0.40 (0.27). Аналогичная «аномалия» была выявлена при изучении протерозойских песчаников Удокана, для которых ведущими факторами оказались особенности их структуры и текстуры, установленные при изучении петрографических шлифов [10].

Основой типизации ГС явилось стандартное инженерно-геологическое классифицирование грунтов – распространение на территории классов природных скальных и дисперсных грунтов. На пространстве геологической карты масштаба 1:50000 выделяются типы ГС: *Первый тип* – это территория распространения

скальных грунтов, при этом выделяются цветом геологические формации и специальными значками – петрографические типы в составе этих формаций. *Второй тип* – это территории распространения дисперсных грунтов, представляющих различные геолого-генетические комплексы и литологические группы современных четвертичных образований (на геологической карте это светло-желтоватые участки в долинах рек, ручьев на болотистых участках, склонах и водоразделах (особым знаком показаны места отбора образцов из естественных обнажений). Для коллекции этих образцов также получена комплексная информация по результатам лабораторных исследований в грунтоведческой группе лаборатории инженерной геологии и геоэкологии ИЗК СО РАН. Особое место занимают данные по милонитам (это черная «глинка трения»). Необходимо отметить, что она оказалась пластичной (число пластичности I_p составляет 5–6) и быстро размокаемой с образованием при увлажнении опасных зон скольжения по стенкам карьера.

В качестве небольшого заключения можно привести пример сопоставления двух образцов – № 9 (андезитовый порфирит) и № 11 (метасоматит). Для андезитового порфирита характерны разнородная структура, присутствие агрегатов, процессы сосюритизации, окварцевания, кальцитизирования и амфиболитизирования, что, возможно, снижает «сейсмическую скорость», но слабые процессы катаклаза, наоборот, способствуют ее увеличению, поэтому среднее значение этой скорости составляет 5192 м/с (поверхностное прозвучивание) и 4393 м/с (сквозное прозвучивание), в среднем 4793 м/с. Для метасоматита имеется заметное понижение «сейсмической скорости» (V_{p1} – 4197 м/с; V_{p2} – 3513 м/с, в среднем 3855 м/с), при этом основной причиной является особого типа катаклазированная структура и, вероятно, совершенно иной состав главных минералов (хлорит, рудные, кальцит, кварц), текстура также характеризуется неоднородностью из-за чередования прослоев хлорита и присутствия мелкозернистых агрегатов или сплошных прослоев рудных минералов. Главный вывод – присутствие «петрографического кластера», а также оценка степени загрязнения грунтов токсичными компонентами – необходимые условия проведения указанных исследований [9, 10].

Литература

1. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. Л.: Недра, 1986. 272 с.
2. Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика: Материалы научной конференции. Иркутск, 2001. С. 18–19.
3. Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона / Т.Г.Рященко, В.В. Акулова, Н.Н. Ухова, С.И. Штельмах, Н.Н. Гринь. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. 241 с.
4. Рященко Т.Г., Вашестюк Ю.В., Гринь Н.Н. Метод «Микроструктура» в практике региональных инженерно-геологических исследований лессовых и глинистых грунтов. Иркутск: Изд-во ИРНТУ, 2021. 130 с.
5. Рященко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 287 с.
6. Рященко Т.Г. Типизация геологической среды города Эрдэнэта (Монголия) при оценке сейсмического риска территории // Экологическая безопасность горнопромышленных регионов. Т. 1. Геоэкология. Инженерная экология. Екатеринбург: МАНЭБ, 2007. С. 211–216.
7. Порядин А.Ф., Хованский А.Д. Оценка и регулирование качества окружающей природной среды. М.: Издательский дом «Прибой», 1996. 350 с.
8. Сагит Ю.Е. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

9. Трофимов В.Т., Зиллинг Д.Г. Экологическая геология. М.: Геоинформмарк. 2002. 415 с.
10. Рященко Т.Г., Тирских С.А., Корнилова Т.А., Брыжак Е.В. Комплексная инженерно-геологическая оценка протерозойских песчаников (строительная площадка в районе Удокана) // Известия вузов. Геология и разведка. 2015. № 3. С. 51–58.

ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В КОРЕ И МАНТИИ ЕВРАЗИИ ЧЕРЕЗ ПРИЗМУ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Медведь И.В.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск

Пассивная сейсмическая томография – мощный инструмент для исследования больших глубин планеты Земля. Томография позволяет определять непрерывное 3D распределение сейсмических свойств среды с помощью решения обратной задачи восстановления скоростей по временам пробега сейсмических волн [1]. В настоящем исследовании были применены методы глобальной и региональной сейсмической томографии, основанные на одном принципе. Основной подход, применяемый в этих алгоритмах, описан в работе [2] и находится в свободном доступе. Данные алгоритмы хорошо зарекомендовали себя в мировой практике сейсмологических исследований, что подтверждается большим количеством публикаций. Различия методов состоят в используемых данных и скоростных моделях. В региональной томографии задействуются данные, полученные от местных сетей наблюдения, тогда как для глобальной томографии используются данные международных сейсмологических каталогов. Референтная модель для региональной томографии подбирается для каждого региона отдельно, а для глобальной томографии применяется модель АК-135. На выходе региональная томография позволяет получать картину глубинных неоднородностей первых нескольких десятков километров, а глобальная томография позволяет получать достоверные изображения структур верхней мантии на глубине от 50 до 1000 км.

С помощью описанных методов были исследованы различные коллизионные зоны Евразии: Индо-Азиатская (Памир-Гиндукуш [3], Гималаи [4]), Аравийско-Евразийская [5] (Восточная Турция [6], Кавказ [7], Загрос [8]) коллизионные зоны, Киргизский Тянь-Шань [9 и др.]. На основе полученных результатов был выполнен сравнительный анализ, который показал, что глубинные структуры коры и мантии исследуемых регионов имеют общие черты. Модели региональной томографии демонстрируют структуру коры в виде двух аномалий, лежащих одна под другой: верхняя кора выделяется в виде высокоскоростного слоя, а нижняя – в виде низкоскоростной аномалии сейсмических волн. Согласно моделям томографии, основанным на глобальных данных, в верхней мантии выделяются крупные высокоскоростные аномалии, имеющие тренд погружения на глубину, при этом характер погружения в разных регионах отличается. Например, под Памиром-Гиндукушем высокоскоростная структура выделяется в виде капли и погружается вертикально в мантию, под Тянь-Шанем выделяются две аномалии высоких скоростей, полого погружающиеся под коллизионную зону навстречу друг другу. Второй характерной чертой для всех регионов является низкоскоростная аномалия, располагающаяся, как правило, непосредственно под зоной коллизии. Размеры и формы аномалии различаются в разных исследуемых регионах, но зачастую она расположена под зоной столкновения континентальных плит над погружающимися в мантию высокоскоростными аномалиями.

Все наблюдаемые структуры свидетельствуют о процессе деламинации – отслоении мантийной части литосферы от коры и погружении на глубину. Высокоскоростные аномалии соответствуют погруженным мантийным частям литосферы континентальных плит. Аномалия низких скоростей под зоной столкновения может быть связана с химическими неоднородностями, процессами плавления и разуплотнения при коллизионных процессах, вызванных подъемом горячего астеносферного материала. Горячий материал, поднимаясь к корням коры, разогревает ее. Этот процесс в моделях региональной томографии выражается в проявлении низких скоростей сейсмических волн в нижней коре и высокоскоростных аномалий в верхней коре.

Согласно различным исследованиям математического моделирования процессов коллизии, было выявлено, что причины отслоения мантийной части литосферы могут быть следующие:

1. Высокая скорость сжатия. При латеральном сжатии происходит увеличение мощности литосферы, при котором мантийная часть литосферы становится гравитационно неустойчива, в отличие от подстилающей астеносферы, поэтому, стремясь вернуться в состояние равновесия, она будет погружаться большими объемами [10].

2. Адвекция или конвекция горячей астеносферы. Движение мантии при коллизии, как и при субдукции, может послужить триггером для процесса погружения одной плиты под другую [11].

3. Субдукция. С помощью математического моделирования показано, что процесс отслоения и погружения мантийной части литосферы может быть форсирован за счет погружения более плотных и тяжелых океанических плит [12].

4. Эклогитизация. При погружении нижней (базальтовой) части коры на глубину более 50 км происходят фазовые превращения, которые ведут к образованию более плотного эклогита, выступающего в роли утяжелителя для мантийной части литосферы [13].

5. Плюм. Подъем горячего плюмового материала может вызвать самопроизвольное опускание/прогибание мантийной части вышележащей континентальной литосферы даже без участия конвергенции или ранее существовавших локальных участков ослабленной плиты [14].

Согласно результатам численного моделирования, процесс деламинации может происходить как сам по себе (например, при высоком уровне сжатия или фазовых изменениях в нижней коре), так и при влиянии каких-либо геологических триггеров (плюм, погружение океанической плиты).

Далее в рамках настоящего исследования глубинная сейсмическая структура исследуемых регионов рассматривалась через призму истории эволюции и на основе исследованных с помощью математического моделирования факторов были предложены причины деламинации для каждого из регионов.

Работа по сейсмической томографии была выполнена при поддержке проекта НИИР: FSUS-2022-0019.

Литература

1. Nolet G. (ed.). Seismic tomography: With applications in global seismology and exploration geophysics. Springer Science & Business Media, 1987. Т. 5.

2. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. Т. 99, № 1. P. 194–214.
3. Koulakov I., Sobolev S.V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir–Hindukush region // *Geophysical Journal International*. 2006. 164(2). P. 425–440.
4. Medved I., Koulakov I., Mukhopadhyay S., Jakovlev A. Lithosphere Structure in the Collision Zone of the NW Himalayas Revealed by Local Earthquake Tomography // *Journal of Geodynamics*. 2022. 101922. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101922>.
5. Koulakov I., Zabelina I. (Medved I.), Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // *Solid Earth*. 2012. V. 3 (2). P. 327–337. <http://dx.doi.org/10.5194/se-3-327-2012>.
6. Medved I., Polat G., Koulakov I. Crustal Structure of the Eastern Anatolia Region (Turkey) Based on Seismic Tomography. *Geosciences*. 2021. 11(2). 91. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020091>.
7. Zabelina I.(Medved I.), Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. 119. P. 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.010>.
8. Talebi A., Koulakov I., Moradi A., Rahimi H., Gerya T. Ongoing formation of felsic lower crustal channel by relamination in Zagros collision zone revealed from regional tomography // *Scientific reports*. 2020. 10(1). 8224.
9. Medved I., Bataleva E., Buslov M. Studying the Depth Structure of the Kyrgyz Tien Shan by Using the Seismic Tomography and Magnetotelluric Sounding Methods // *Geosciences*. 2021. 11(3). 122. <https://doi.org/10.3390/geosciences11030122>.
10. England P., Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1989. 94(B12). P. 17561–17579. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17561>.
11. Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. 219(1-3). P. 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U).
12. Toussaint G., Burov E., Avouac J.P. Tectonic evolution of a continental collision zone: A thermomechanical numerical model // *Tectonics*. 2004. 23(6).
13. Austrheim H. Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones // *Terra Nova*. 1991. 3(5). P. 492–499. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00184.x>.
14. Cloetingh S. et al. Plume-induced sinking of intra-continental lithospheric mantle: An overlooked mechanism of subduction initiation? // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. e2020GC009482. <https://doi.org/10.1029/2020GC009482>.

ЗАВИСИМОСТЬ РЕЛАКСАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБРАЗЦОВ КЕРНА ОТ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА И ВЯЗКОСТИ НАСЫЩАЮЩЕГО ФЛЮИДА

Мезин А.А., Шумскайте М.Й.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск,
mezinaa@ipgg.sbras.ru, shumskaitemi@ipgg.sbras.ru

В последнее время эффект ядерного магнитного резонанса (ЯМР) широко используется в разных областях научных исследований для изучения свойств, структуры и состояния вещества и успешно применяется при петрофизических исследованиях керна и физико-химических исследованиях пластовых флюидов [1–4]. При разработке нефтяных и газовых месторождений одной из основных характеристик пласта-коллектора являются его фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС), детальный анализ которых может быть проведен только в лабораторных условиях на образцах керна [1, 5, 6].

Известно, что метод ЯМР чувствителен к вязкости флюида в свободном объеме и к структуре порового пространства образца, заполненного водой. При этом остается открытым вопрос, что же больше влияет на ЯМР-сигнал и результаты его интерпретации: свойства флюида или породы, насыщенной этим флюидом?

В работе представлены результаты исследования шести образцов керна разного литологического состава. На первом этапе насыщения образцов керна минерализованной водой (дистиллированная вода с минерализацией 6 г/л) были получены значения общей пористости, объемной и кажущейся минералогической плотности образцов (таблица).

Параметры образцов, полученные после насыщения минерализованной водой

№ образца	К _п , %	Р _{об.} , г/см ³	Р _{каж. минер.} , г/см ³	Литологическое описание
1	14.1	2.3	2.6	Песчаник мелкозернистый, карбонатистый, слоистый
2	9.7	2.5	2.7	песчаник среднезернистый алевритовый, однородный
3	15.2	2.2	2.5	песчаник мелкозернистый алевритовый, однородный
4	20.1	2.1	2.6	песчаник среднемелкозернистый, алевритовый, однородный
5	16.7	2.3	2.6	песчаник среднемелкозернистый, алевритовый, однородный
6	8.3	2.5	2.6	алевролит мелкозернистый песчаный, карбонатистый, горизонтально-слоистый

На рис. 1 представлены результаты измерения водонасыщенных образцов керна при разной минерализации (6 г/л, 20 г/л). Также на рис. 1 представлены ЯМР-спектры образцов керна при остаточной водонасыщенности (после центрифугирования в течение 45 мин при 5000 об/мин). Этот спектр показывает наличие и количество глинисто-связанной воды на фоне общей водонасыщенности

образца. Видно, что после откручивания на центрифуге ЯМР-спектр сдвигается в сторону более коротких времен поперечной релаксации. Такой сдвиг спектра показывает, что вода из крупных пор либо выходит наружу, либо частично проникает в более мелкие, а часть выходит.

При насыщении водой с бóльшей минерализацией ЯМР-спектр должен сдвинуться в сторону меньших времен релаксации, поскольку с увеличением минерализации увеличивается вязкость флюида, но, как можно видеть на графиках, этого не происходит. Возможно, это связано с небольшой разницей в вязкости воды при 6 и 20 г/л.

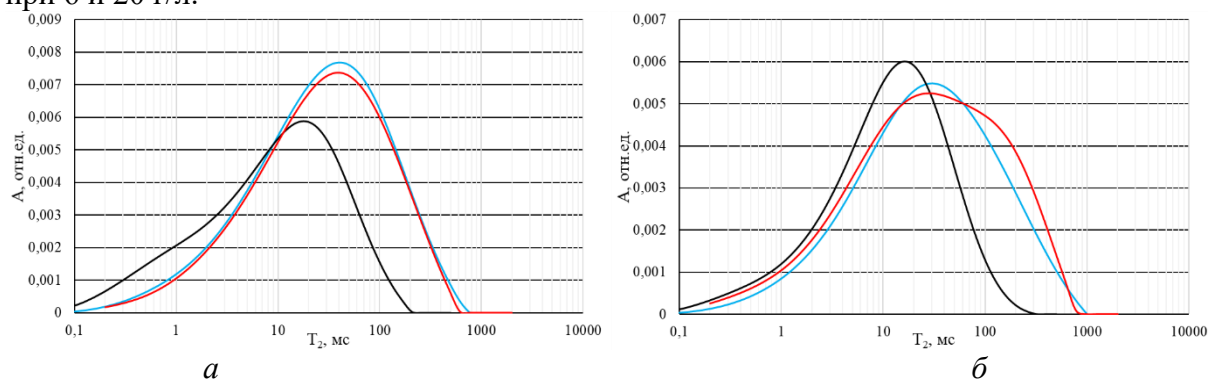


Рис. 1. Спектры времен поперечной релаксации водонасыщенных образцов керн (обр. 1 – *a*, обр. 3 – *б*) при разной минерализации и степени насыщения (синяя линия – полное в/н 6 г/л, черная – ост. в/н, красная – полное в/н 20 г/л).

На рис. 2 представлены спектры времен поперечной релаксации флюидов, которыми насыщались образцы керн. На рисунке видно, что спектры минерализованной воды практически не отличаются, максимальная амплитуда соответствует временам поперечной релаксации 2000 мс, спектр узкий, что говорит об однородном составе изучаемого флюида. Спектр керосина находится чуть левее, максимальная амплитуда соответствует временам 1000 мс, спектр узкий. Для моторного масла характерный широкий спектр с амплитудой в два раза меньше, чем у воды и керосина. Это говорит о многокомпонентном составе флюида. Максимум амплитуды соответствует временам поперечной релаксации 50 мс.

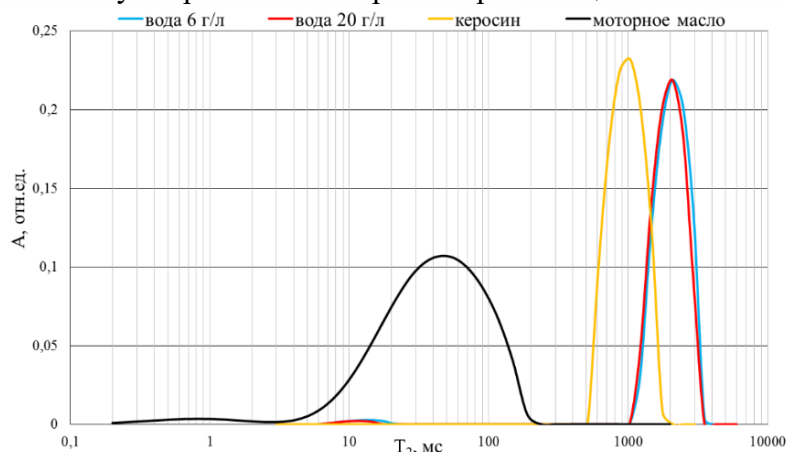


Рис. 2. Спектры времен поперечной релаксации флюидов в свободном объеме.

На рис. 3 представлены результаты насыщения образцов керн разными флюидами (керосин, моторное масло, вода с минерализацией 6 г/л). На рисунке видно, что спектр образца керн № 2, насыщенного минерализованной водой,

находится в области более коротких времен поперечной релаксации, чем спектры при насыщении более вязким флюидом (подобное поведение наблюдается также на обр. 1, 5 и 6). А при насыщении обр. 4 видно, что спектр водонасыщенного образца лежит между спектрами при насыщении маслом и керосином (подобное поведение наблюдается на обр. 3). Таким образом, можно с уверенностью сделать вывод, что на ЯМР-спектры поровое пространство горной породы влияет в большей степени, чем вязкость насыщающего флюида.

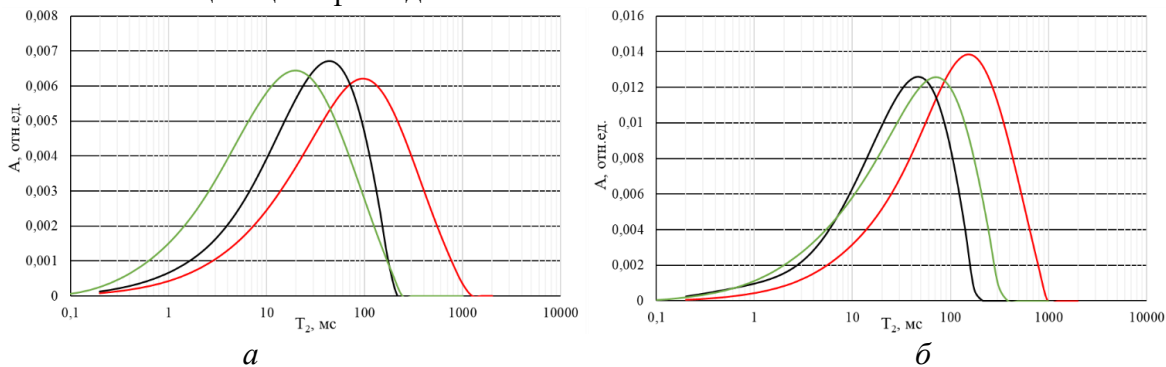


Рис. 3. Спектры времен поперечной релаксации образцов керна (обр. 2 – а, обр. 4 – б), насыщенных разными флюидами (зеленая линия – вода 6 г/л, красная – керосин, черная – масло).

По результатам проведенных измерений ЯМР-спектров кернов, насыщенных разными флюидами, и отдельных флюидов выявлено, что на ЯМР-сигнал поровое пространство оказывает большее влияние, чем вязкость насыщающего флюида. В случае измерения отдельных флюидов видна сильная зависимость ЯМР-параметров от вязкости флюида.

Таким образом, при измерении ЯМР-характеристик керна не представляется возможным судить о физико-химических свойствах насыщающего флюида, поскольку поровое пространство в этом случае дает больший вклад в итоговый сигнал.

Работа выполнена при поддержке проектом ФНИ № FWZZ-2022-0026 «Инновационные аспекты электродинамики в задачах разведочной и промысловой геофизики».

Литература

1. Шумскайте М.Й., Глинских В.Н. Анализ влияния объемного содержания и типа глинистых минералов на релаксационные характеристики песчано-алевритовых образцов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 7. С. 35–38.
2. Шумскайте М.Й., Глинских В.Н., Бортникова С.Б., Харитонов А.Н., Пермяков В.С. Лабораторное изучение жидкостей, выносимых из скважины, методом ЯМР-релаксометрии // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 2. С. 59–66.
3. Мезин А.А., Шумскайте М.Й., Голиков Н.А., Бурухина А.И. Связь комплексной диэлектрической проницаемости нефти с ее физико-химическими свойствами и ЯМР-характеристиками // Геофизические технологии. 2019. № 4. С. 24–34.
4. Мезин А.А., Шумскайте М.Й., Чернова Е.С., Бурухина А.И. Физико-химические свойства нефти месторождений Восточной и Западной Сибири: комплексное изучение методами диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 2. С. 106–115.

5. Керимов А.Г. Методы оценки коэффициента пористости глинистых коллекторов в отложениях палеогена на площадях Восточного Ставрополя // Вестник Северо-Кавказского государственного технического университета. 2007. Вып. 13, № 4. С. 5–9.
6. Howard J.J. Quantitative estimates of porous media wettability from proton NMR measurements // Magnetic Resonance Imaging. 1998. V. 16, № 5. P. 529–533.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ^{210}Pb , ^7Be И ^{137}Cs В СИСТЕМЕ «ЛИШАЙНИК – ЛЕСНАЯ ПОДСТИЛКА» НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мезина К.А., Мельгунов М.С.

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

В наши дни актуальной проблемой является борьба с загрязнением окружающей среды, в том числе и атмосферного воздуха. Известно, что существуют растения-индикаторы загрязненности окружающей среды, которые могут эффективно использоваться для мониторинга загрязнения атмосферного воздуха [1, 2]. Среди них самыми чувствительными индикаторами общего загрязнения воздуха являются лишайники. За счет особенностей морфологии и физиологии способность лишайников к накоплению загрязняющих веществ выше, чем у многих сосудистых растений [3].

Целью работы является оценка современных содержаний таких радиоизотопных индикаторов, как естественные ^{210}Pb , ^7Be и искусственный радионуклид ^{137}Cs в лишайниках, а также изучение их вертикального распределения по разрезу лишайник (верхняя и нижняя часть таллома) – лесная подстилка на территории Алтайского края.

Проведено исследование десяти образцов эпигейного лишайника *Cladoniastellaris*, отобранных весной 2021 г. (сразу после периода активного снеготаяния) на территории Бурлинского ленточного бора Алтайского края. В точках наблюдения отбирались образцы лишайника на всю глубину покрова с разделением на верхнюю светлую (3–7 см) и нижнюю темную (5–8 см) часть таллома, а также нижерасположенный слой лесной подстилки (1–3 см). Из каждой пробы, за исключением слоя подстилки, извлекались хвоя, мох, шишки и другие виды лишайника.

В верхней и нижней части таллома лишайника, а также в слое лесной подстилки проводилось определение активности ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs методом высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии по специально разработанной методике [4, 5]. Используемая методика позволяла учитывать влияние таких мешающих факторов, как непостоянство плотности измеряемых образцов и геометрии измерения. Нижний предел обнаружения ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs составлял 0.02 Бк. Длительность измерения единичного образца изменялась от 4 до 24 ч. Длительность времени измерения выбиралась таким образом, чтобы статистическая погрешность определения площадей аналитических фотопиков 46.5 и 477.6 кэВ не превышала 5 %.

Полученные аналитические данные показали существенные различия в характере поведения этих радионуклидов (рис. 1). В верхней приповерхностной части таллома (3–7 см) накопленный запас ^7Be варьируется от 62 до 132 Бк/м², что в среднем составляет 88 Бк/м² для района исследования. В нижней части таллома (5–8 см) содержание ^7Be падает до 71 Бк/м² при разбросе от 26 до 108 Бк/м². По предварительным данным авторов, от общего количества накопленного за весенне-осенний период ^7Be в лишайниках в результате естественных причин (отсутствие прямого поступления на лишайник за счет перекрытия снежным покровом и радиоактивного распада ($T_{1/2} (^7\text{Be}) = 53.3$ дня)) к периоду активного снеготаяния

остается 10–12 %, т.е. можно с большой долей достоверности утверждать, что практически весь ^7Be , который регистрируется в лишайниках после весеннего схода снега, поступил в них из фильтруемых снеговых вод.

В отличие от ^7Be , валовые содержания ^{210}Pb и ^{137}Cs в лишайниках мало изменяются в зависимости от времени года. В верхних 3–7 см накопленный запас ^{210}Pb варьируется от 115 до 324 Бк/м², что в среднем составляет 204 Бк/м². В нижней части его запас несколько выше – 422 Бк/м² при разбросе от 264 до 677 Бк/м². В слое подстилки (1–3 см) накопленный запас ^{210}Pb в среднем составляет 299 Бк/м² при разбросе от 156 до 374 Бк/м².

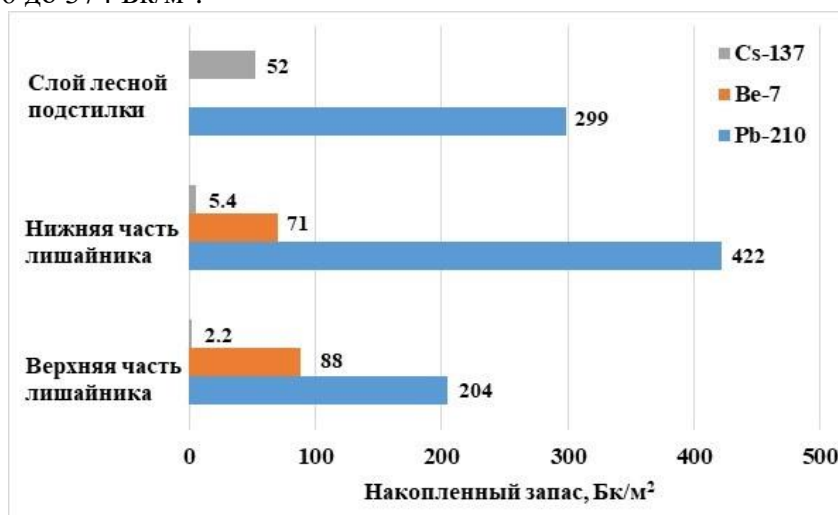


Рис. 1. Величины средних накопленных запасов ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в системе «лишайник – лесная подстилка».

Запас ^{137}Cs в среднем составляет 2.2 Бк/м² для верхней части таллома и 5.4 Бк/м² – для нижней. Следует отметить высокую концентрацию этого изотопа в слое лесной подстилки – в среднем 52 Бк/м². Такое смещение вниз по разрезу связано с тем, что современное поступление ^{137}Cs из атмосферы невелико и происходит в результате выветривания пылевых частиц с поверхности ранее загрязненных почв либо при сгорании большого количества органического материала во время сильных природных пожаров [6, 7]. Повышенные же концентрации радиоцезия в подстилке связаны с прошлыми выпадениями в результате ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне в период 1949–1963 гг.

^7Be распределен по телу лишайника достаточно равномерно: 55 % от общего количества ^7Be находится в верхней части таллома и 45 % в нижней (рис. 2). Поскольку пробы отбирались сразу после периода активного снеготаяния, можно предположить, что именно такой процент радионуклида переносится в глубину таллома с талыми водами. Это говорит о достаточно активном переносе ^7Be в системе лишайника при его промывке атмосферными осадками. Следует отметить, что авторами не проведено определение содержания ^7Be в слое лесной подстилки. Вопрос вклада этой компоненты в характер перераспределения ^7Be в системе лишайника требует проведения дополнительных исследований.



Рис. 2. Общая характеристика распределения ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в системе «лишайник – лесная подстилка».

Распределение ^{210}Pb в системе «лишайник – лесная подстилка» неравномерное. Большая часть данного изотопа (46 %) содержится в нижней части таллома лишайника. В верхней части таллома и слое лесной подстилки находится 22 и 32 % от общего количества ^{210}Pb соответственно. Несмотря на эти различия, можно говорить, что в характере распределения ^{210}Pb в системе «лишайник – лесная подстилка» наблюдается установление состояния равновесия, определяемого несколькими процессами: поступлением изотопа из атмосферы в составе сухих и мокрых выпадений на поверхность лишайника, его перераспределением вглубь по таллому лишайника при фильтрации талых и дождевых вод, естественной убыли в результате радиоактивного распада.

Стоит отметить, что на характер распределения изучаемых радионуклидов в системе «лишайник – лесная подстилка» значительное влияние могут оказывать такие факторы, как разнообразие анатомо-морфологического строения, возрастная неоднородность организмов, неравномерность площадного поступления, метеорологические условия (количество и интенсивность выпадаемых атмосферных осадков, направление ветра, условия снегонакопления и др.).

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 23-27-00307). Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования ИГМ СО РАН».

Литература

1. Ахмерова Д.Н., Шахринова Н.В. Биоиндикация загрязнения атмосферного воздуха по состоянию хвои сосны обыкновенной на территории города Бирск // Достижения науки и образования. 2018. Т. 1, № 8 (30). С. 7–9.
2. Полякова А., Полякова В., Ластовец Н. Биоиндикаторы и методы биоиндикации загрязнения среды // Экологический вестник России. 2002. № 11. С. 49–59.
3. Симонова Г.В., Калашникова Д.А. Мхи и лишайники как индикаторы загрязнения атмосферы // Актуальные вопросы современной науки. 2018. С. 176–181.
4. Gavshin V.M., Melgunov M.S., Sukhorukov F.V., Bobrov V.A., Kalugin I.A., Klerkx J. Disequilibrium between uranium and its progeny in the Lake Issyk-Kul system (Kyrgyzstan) under a combined effect of natural and manmade processes // Journal of Environmental Radioactivity. 2005. V. 83. P. 61–74.

5. Мельгунов М.С., Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Калугин И.А., Бобров В.А. Аномалии радиоактивности на южном побережье озера Иссык-Куль (Кыргызстан) // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2003. Т. 11, № 6. С. 869–880.
6. Scherbov B.L., Lazareva E.V. Migration factors of radionuclides and heavy metals during forest fires in Siberia // *Advances in Environmental Research*. 2010. V. 4. P. 99–119.
7. Shcherbov B.L. The role of forest floor in migration of metals and artificial nuclides during forest fires in Siberia // *Contemporary Problems of Ecology*. 2012. V. 5. P. 191–199.

^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs В СНЕГОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мезина К.А., Мельгунов М.С.

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

Одним из основных путей миграции химических элементов в окружающей среде является атмосферный перенос. На этот процесс значительное влияние могут оказывать как природные (пылевые бури, вулканическая деятельность, лесные пожары), так и антропогенные факторы (выбросы промышленных предприятий, открытая разработка месторождений и складирование промышленных отходов, аварии на предприятиях ядерного топливного цикла и др.). Переносимые воздушным путем химические элементы поступают на земную поверхность в составе сухих пылеаэрозольных выпадений, а также в составе атмосферных осадков. Часто в качестве индикаторов процессов, связанных с переносом вещества из атмосферы, используют радиоактивные изотопы, такие как ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs .

Радиоактивные изотопы ^7Be и ^{210}Pb имеют естественное происхождение и в значительных количествах поступают на поверхность земли из атмосферы. Техногенный ^{137}Cs , выброшенный в окружающую среду в результате ядерных испытаний и аварий на предприятиях атомной энергетики, в настоящее время попадает в атмосферу в основном в результате выветривания пылевых частиц с поверхности ранее загрязненных почв либо при сгорании большого количества органического материала во время сильных природных пожаров [1, 2].

Существует большое количество исследований, связанных с изучением процессов, регулирующих поведение ^7Be , ^{210}Pb в воздушной среде и их вымывание из атмосферы в составе дождевых осадков. Вместе с тем встречается мало работ, посвященных изучению ^7Be , ^{210}Pb в свежеснеге [3–5]. Такие исследования могут быть особенно актуальны для регионов, для которых характерен длительный (более нескольких месяцев) период устойчивых отрицательных температур с установлением постоянного снежного покрова. Практически отсутствуют широкоизвестные данные по исследованиям совместного сезонного атмосферного поступления ^7Be , ^{210}Pb , основанным на изучении интегральных проб снега, накопленных в зимний период на той или иной территории [6–8].

Снежный покров является природным депонентом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях за достаточно большой промежуток времени от первого выпадения поздней осенью до его таяния весной. Его изучение может дать информацию об интегральном поступлении ^7Be и ^{210}Pb на земную поверхность за весь период снегонакопления без разделения вкладов сухой и мокрой компоненты. В этом плане абсолютно неизученным остается такой обширный регион, как Западная Сибирь, расположенный в северной части Центральной Евразии. Территория Западной Сибири с юга и севера ограничена 49° и 73° с.ш., с запада на восток – 60° и 90° в.д. Время ежегодного устойчивого снегового покрова для этой территории варьируется от 4–5 месяцев на юге и до 8–9 месяцев на севере в Арктической зоне.

Цель настоящего исследования – выявление особенностей поступления ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в составе атмосферных выпадений в зимний период на территории

южной части Западной Сибири, а также изучение вклада гранулометрических фракций взвешенного вещества снеговых вод в общее содержание этих радионуклидов в отобранных образцах интегральных снеговых выпадений.

В настоящей работе были исследованы 14 образцов интегральных проб снега, отобранных с 22 по 27 марта 2021 г. в Новосибирской и Томской областях, Алтайском крае. Точки пробоотбора были расположены на расстоянии 100–200 м от дороги. Для отбора проб снега выбирались участки поверхности, расположенные под открытым небом в пределах площадок, закрытых от сильных ветров. Пробы отбирали методом шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением 5-сантиметрового слоя над почвой. Отобранные образцы снега объемом 50–60 л упаковывались в пластиковые контейнеры и доставлялись в лабораторию. Затем в лабораторных условиях при комнатной температуре проводилось таяние снеговых проб. После оттаивания в течение 1–2 часов и выпадения в осадок крупной фракции взвешенного вещества снеговых вод проводилась декантация пробы. Для отделения мелкодисперсных твердых фракций декантированный раствор последовательно фильтровался через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3–5 мкм) и мембранный фильтр (0.45 мкм). Это позволило выделить две компоненты взвешенного вещества размером более 3 мкм и от 3 до 0.45 мкм, представляющие собой пылевые частицы различного размера. Полученный после фильтрования раствор был подкислен до pH=1 добавлением концентрированной HNO₃ (ХЧ). Раствор содержал взвешенное вещество с размером частиц менее 0.45 мкм, представленное наноразмерными пылевыми, аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой. Весь объем раствора упаривался до выделения сухого остатка.

В выделенных гранулометрических фракциях взвешенного вещества каждого образца снега проводилось определение активности ⁷Be, ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs методом высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии по специально разработанной методике [9, 10]. Используемая методика позволяла учитывать влияние таких мешающих факторов, как непостоянство плотности измеряемых образцов и геометрии измерения. Нижний предел обнаружения ²¹⁰Pb, ⁷Be и ¹³⁷Cs составлял 0.02 Бк. Длительность измерения единичного образца изменялась от 8 до 48 ч. Длительность времени измерения выбиралась таким образом, чтобы статистическая погрешность определения площадей аналитических фотопиков 46.5 и 477.6 кэВ не превышала 5 %.

За весь период накопления снежного покрова интегральное поступление ²¹⁰Pb, ⁷Be и ¹³⁷Cs в составе «мокрых» и «сухих» выпадений, с учетом вклада всех выделенных гранулометрических фракций взвешенного вещества, на изученной территории в среднем составило (Бк/м²): 48.0 (при разбросе от 24.5 до 128.7); 93.6 (54.5–271.8) и 0,32 (0.10–0.92) соответственно. Средняя удельная активность ²¹⁰Pb, ⁷Be и ¹³⁷Cs в снеговой воде на момент отбора проб составляет 296.4 (208.2–394.0); 576.5 (440.1–852.9) и 1.88 (0.98–3.65) мБк/л соответственно.

Следует отметить, что уровни концентраций ¹³⁷Cs в исследованных образцах близки к пределу обнаружения используемого аналитического метода. Соответственно, погрешность их определения часто превышает 30 %, что делает невозможным совместную статистическую интерпретацию данных по ¹³⁷Cs и данных, полученных для ²¹⁰Pb и ⁷Be.

При исследовании радионуклидного состава (^7Be и ^{210}Pb) гранулометрических фракций взвешенного вещества снеговых вод были выявлены следующие особенности:

а) исследуемые изотопы присутствуют во всех выделенных гранулометрических фракциях;

б) основная доля ^{210}Pb во всех изученных пробах находится в составе крупнозернистой фракции и варьируется в диапазоне 54–84 %, при среднем значении 67 %. Доля этой фракции в общей активности ^7Be ниже (11–69 % при среднем значении 27 %);

в) вклад взвешенного вещества с размером фракции от 3 до 0.45 мкм в общую активность невелик и составляет в среднем 8 % (4–14 %) для ^{210}Pb и 3 % (1–7 %) для ^7Be ;

г) большая часть ^7Be находится в составе мелкодисперсных аэрозолей, коллоидов или растворенной составляющей – 72 % (23–87 %).

Стоит заметить, что для крупнозернистых фракций, состоящих в основном из крупных пылевых частиц, $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ отношение составляет величину 0.7. Для мелкодисперсной фракции величина $^7\text{Be}/^{210}\\text{Pb}$ отношения значительно выше – 5.7. Низкие значения $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ отношения, характерные для крупнозернистых фракций, свидетельствуют о том, что либо частицы, составляющие эту фракцию, представляют собой материал, радионуклидный состав которого был сформирован задолго до его попадания в атмосферу и последующего выпадения на земную поверхность в составе сухих и снеговых выпадений; в этом случае низкие содержания ^7Be можно объяснить его коротким периодом полураспада; либо пылевые частицы, поднятые в воздух с поверхности в результате различных атмосферных процессов, изначально содержали повышенные концентрации неравновесного ^{210}Pb , а их сорбционная способность была недостаточной для значительного накопления ^7Be при нахождении частиц в атмосфере. Скорее всего здесь наблюдается влияние обоих факторов. Высокие значения $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ отношений в самой мелкозернистой фракции, несмотря на значительное влияние процесса радиоактивного распада ^7Be , подтверждают тот факт, что именно мелкодисперсная аэрозольная компонента является концентратором-носителем этого изотопа.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Аналитические исследования проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

1. Scherbov B.L., Lazareva E.V. Migration factors of radionuclides and heavy metals during forest fires in Siberia // *Advances in Environmental Research*. 2010. V. 4. P. 99–119.
2. Shcherbov B.L. The role of forest floor in migration of metals and artificial nuclides during forest fires in Siberia // *Contemporary Problems of Ecology*. 2012. V. 5. P. 191–199.
3. Dibb J.E. Beryllium-7 and Lead-210 in the atmosphere and surface snow over the Greenland ice sheet in the summer of 1989 // *Journal of Geophysical Research*. 1990. V. 95. P. 22407–22415.
4. Dibb J.E., Jaffrezo J.-L. Beryllium-7 and lead-210 in aerosol and snow in the dye 3 gas, aerosol and snow sampling program // *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*. 1993. V. 27. P. 2751–2760.
5. Gaffney J.S., Orlandini K.A., Marley N.A. Measurements of ^7Be and ^{210}Pb in Rain, Snow, and Nail // *Journal of Applied Meteorology*. 1994. V. 33. P. 869–873.

6. Melgunov M., Mezina K., Sherbov B., Vosel Y., Zhurkova I., Belyanin D. Radioactive elements in atmospheric precipitations of the Western Siberia // E3S Web of Conferences. 2019. V. 98. P. 10003–10007.
7. Mezina K., Melgunov M., Belyanin D. ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ and ^{137}Cs in Snow Deposits in the Arctic Part of Western Siberia (Yamal-Nenets Autonomous District) // Atmosphere. 2020. V. 11. P. 825–844.
8. Mezina K., Melgunov M., Belyanin D. ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in atmospheric deposition of Southern and Arctic regions of Western Siberia // RAD Conference Proceeding. 2020. V. 4. P. 161–166.
9. Gavshin V.M., Melgunov M.S., Sukhorukov F.V., Bobrov V.A., Kalugin I.A., Klerkx J. Disequilibrium between uranium and its progeny in the Lake Issyk-Kul system (Kyrgyzstan) under a combined effect of natural and manmade processes // Journal of Environmental Radioactivity. 2005. V. 83. P. 61–74.
10. Мельгунов М.С., Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Калугин И.А., Бобров В.А. Аномалии радиоактивности на южном побережье озера Иссык-Куль (Кыргызстан) // Химия в интересах устойчивого развития. 2003. Т. 11, № 6. С. 869–880.

ДАННЫЕ ПО U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Миннебаев К.Р.¹, Куликова А.В.^{1,2}, Котлер П.Д.^{1,2}, Силантьев В.В.¹, Баталин Г.А.¹,
Гареев Б.И.¹

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
minnebayev17@gmail.com

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

Определение условий формирования и источников сноса обломочного материала, из которого были образованы породы-коллекторы, является важным этапом при рассмотрении генезиса залежи нефти и составлении палеогеографических реконструкций исследуемой территории.

Авторами были изучены песчаники осадочного чехла Южно-Татарского свода и прилегающей к нему Мелекесской впадины, отобранные из керна скважин Ново-Елховская, Куакбашская, Матросовская и № 1955 (рис. 1). Породы по возрасту соответствуют живетскому ярусу среднего девона, пашийскому и тиманскому (кыновскому) горизонтам верхнего девона, бобриковскому и верейскому горизонтам нижнего и среднего карбона соответственно.

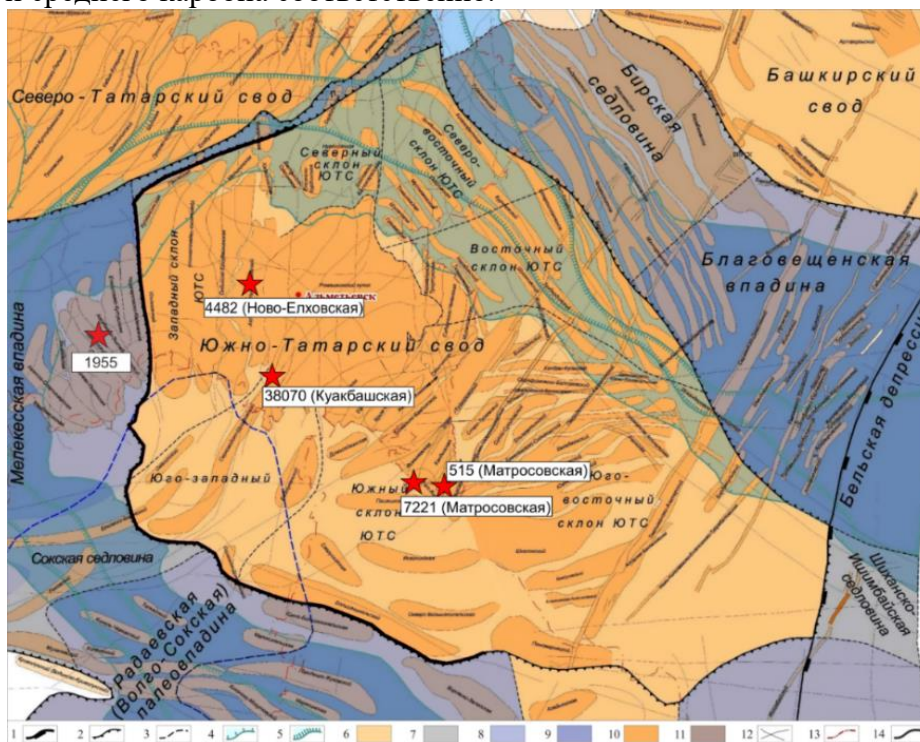


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по [1]. Звездочками отмечены места отбора проб.

Терригенные отложения живетского яруса среднего девона представлены песчаниками и глинистыми породами. Песчаники светло-серые, почти белые, кварцевые с тонкими прослоями темно-серых глинистых алевролитов. Глинистые

породы представлены зеленовато-серыми аргиллитами с чередованием глинистых алевролитов и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. Отложения пашийского и тиманского горизонтов верхнего девона обладают схожим составом и представляют собой переслаивание светло-серых, кварцевых, мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов. Алевролиты серые с зеленоватым оттенком, неравномерно-песчаные и глинистые, плотные. Аргиллиты темно-серые, зеленовато-серые. Более молодые отложения франского яруса и последующих, вплоть до визейского (нижний карбон), ярусов отвечают карбонатному составу и представлены чередованием известковистых аргиллитов, мергелей и известняков, что говорит о смене режима осадконакопления [4, 5]. Отложения бобриковского горизонта средневизейского яруса нижнего карбона, приуроченные к Мелекесской впадине, представлены в основном песчаниками мелкозернистыми, хорошо отсортированными, разной окраски – от светло-серых до черных с тонкими единичными прослойками аргиллитов. Данные отложения могут отвечать флювиальной седиментационной гипотезе, согласно которой обломочный материал сносился водными потоками в эрозионные каналы и впадины, которые могли иметь различное происхождение (линейная эрозия нерасчлененного рельефа водными потоками, карстовые процессы, блоковые подвижки) [2].

Было проведено U-Pb датирование цирконов из песчаников с целью определения основных источников сноса обломочного материала (рис. 2). Для детритовых цирконов из песчаников бобриковского горизонта нижнего карбона, пашийского и тиманского горизонтов верхнего девона и живетского яруса среднего девона характерны близкие распределения возрастов, которые резко отличаются от таковых из песчаников среднего карбона (рис. 2). В них практически отсутствуют раннепалеозойские цирконы, встречаются единичные зерна с возрастом 400–540 млн лет. Основной кластер цирконов находится в интервале 790–1600 млн лет. Породы данного возрастного интервала развиты на территории западной части Южного Урала и Приуралья, представляя собой, вероятно, фундамент Восточно-Европейского кратона, который был приподнят в среднем девоне – раннем карбоне к поверхности в результате надвигания Уральского орогена [3]. Менее выражена древняя популяция – 1900–2700 млн лет. Данная популяция цирконов характеризует возраст цирконов кристаллического фундамента Татарского свода. Для детритовых цирконов из песчаников среднего карбона Ново-Елховской скважины отчетливо выделяются возрастные пики 325, 462–525 млн лет и единичные докембрийские зерна. Источником цирконов молодого возрастного пика могли послужить гранитоиды, расположенные на севере Магнитогорского прогиба, вблизи Уфимского выступа и уже существовавшего поднятия Урал-Тау (Ахуновский и другие массивы). Геохронологический возраст (общее значение по результатам Rb-Sr изохронного датирования Ахуновского и Карагайского массивов) составляет 306.4 ± 1.4 млн лет, что отвечает московскому времени [6].

Различные распределения возрастов детритовых цирконов в песчаниках среднего карбона и среднего девона-раннего карбона указывают на крупную тектоническую перестройку в осадконакоплении на границе раннего – среднего карбона, которая существенно поменяла источники сноса. По-видимому, в среднем девоне – раннем карбоне, в результате надвигания Урала на поверхность были выведены породы фундамента и додевонского чехла Восточно-Европейской платформы, которые служили источником поступления докембрийских цирконов. В среднем карбоне древние источники сноса были перекрыты осадочным бассейном,

который пополнялся исключительно палеозойским обломочным материалом Уральского орогена.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

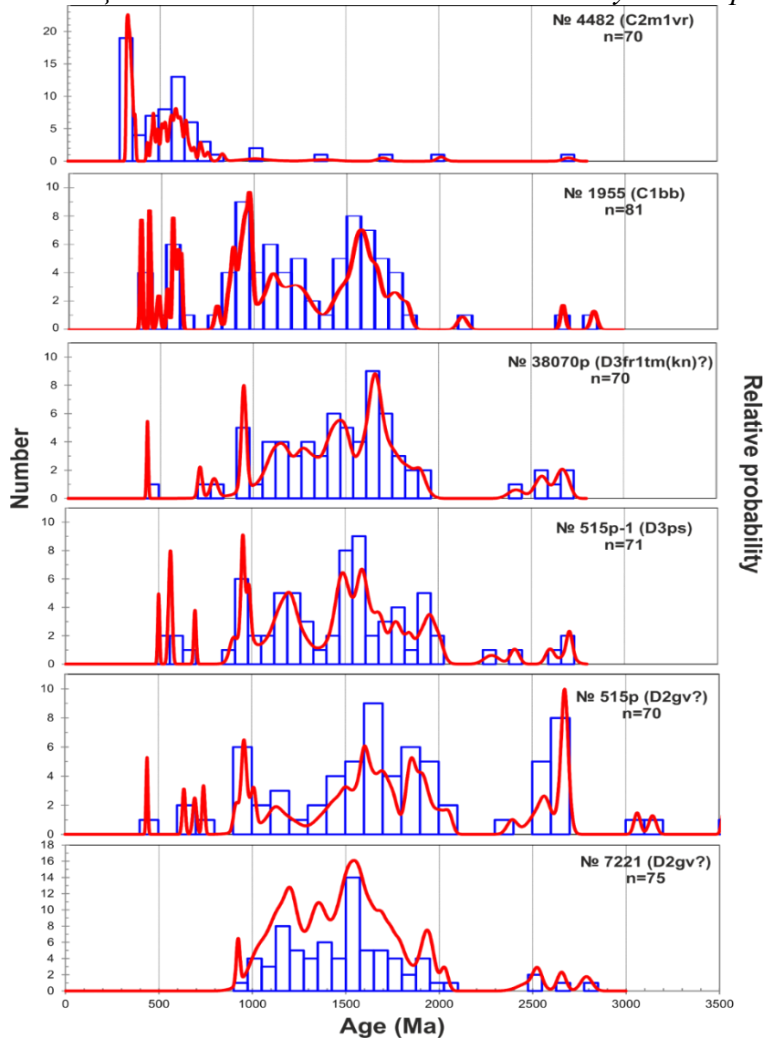


Рис. 2. Гистограммы U-Pb датирования детритовых цирконов осадочных пород, отобранных из Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины.

Литература

1. Ахметшин А.З. Геологические основы освоения сверхвязкой нефти в нижнепермских и уфимских отложениях центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань: К(П)ФУ, 2016. 199 с.
2. Нургалиева Н.Г., Нуриев А.Г., Королев Э.А. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности пород бобриковских нефтеносных отложений одной «врезовой» зоны восточного борта мелекесской впадины // Ученые записки Казанского государственного университета. 2009. Т. 151, кн. 3. С. 180–191.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. У: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
4. Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Карцева О.А. Строение девонского терригенного комплекса и положение границы среднего и верхнего девона на западе Татарстана // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отделение геологии. 2013. Т. 88, вып. 2. С. 22–49.

5. Ханнанов М.Т. Повышение эффективности разработки трудноизвлекаемых запасов высоковязких нефтей: Дис. ... докт. техн. наук, Альметьевск, 2021. 361 с.
6. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Коновалова Е.В. Ахуново-петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантийно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых источников // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 2017. № 164. С. 183–190.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЯНАО

Мисюркеева Н.В.^{1,2,4}, *Буддо И.В.*^{1,2,3,4}, *Шелохов И.А.*^{1,2,3,4}, *Смирнов А.С.*⁵,
*Нежданов А.А.*⁶

¹ ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск

⁴ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард

⁵ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

⁶ Западно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и
геофизики, Тюмень

Месторождения Ямальской НГО являются многозалежными, с широким стратиграфическим диапазоном газоносности, от палеозойских до четвертичных отложений включительно. Количество залежей на месторождениях увеличивается на север, где в вертикальном разрезе оно может достигать 43.

По мнению А.А. Нежданова [1], масштабные тектонические дислокации, первопричиной которых были флюидодинамические процессы в мантии, сопровождались интенсивной дегазацией недр, не уступающей таковой в пределах активных континентальных окраин, что и привело к формированию уникального Северного газоносного суббассейна Западной Сибири, являющегося наиболее крупным по площади и ресурсам газоносным (а возможно, и нефтегазоносным) бассейном мира.

Активная дегазация недр подчеркивается высокой газонасыщенностью как глубоких горизонтов осадочного чехла, так и верхней части разреза, где специальными исследованиями и глубоким бурением установлено большое количество мелких по размерам залежей газа (от 100 м и глубже). Дебиты газа достигают десятков тысяч кубических метров в сутки [1].

По результатам геофизических исследований методами зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) изучен разрез осадочного чехла до глубины 10 км одного из участков на территории ЯНАО. В пределах палеозойского складчатого основания закартирована аномалия, пронизывающая осадочный чехол доюрского комплекса с глубины более 10 км вплоть до юрских отложений – 2.5 км.

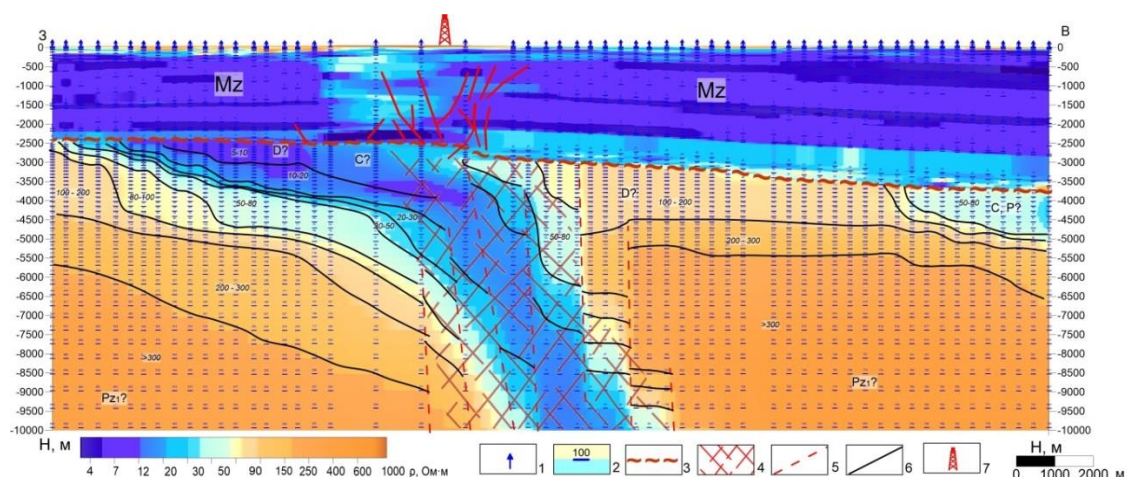
В геологическом строении изучаемой площади принимают участие отложения платформенного чехла, сложенные песчано-алевритоглинистыми породами мезозойско-кайнозойского возраста, подстилаемые породами палеозойского складчатого основания.

В разрезе площади исследования выявлено три нефтегазоносных комплекса мезозойско-кайнозойского возраста: апт-альб-сеноманский, неомский, среднеюрский.

Палеозойские отложения являются сложным недоизученным объектом для геологоразведочных работ: не определены размеры резервуаров, неясен механизм формирования коллекторов, неоднозначно выделение перспективных объектов и экранов предполагаемых залежей. Палеозойский фундамент в пределах участка скважинами не вскрыт.

По данным электроразведочных работ 3D ЗСБ и МТЗ в разрезе осадочного чехла по геоэлектрическим характеристикам выделяется несколько геоэлектрических комплексов, приуроченных к породам палеозойского складчатого основания, юрской, меловой, палеогеновой и четвертичной систем (рисунок).

Мезокайнозойский осадочный чехол по данным ЗСБ характеризуется пониженным сопротивлением 5–10 Ом·м за счет преобладания в разрезе пород глинистого состава. Повышенным сопротивлением в центральной части площади характеризуется продуктивная часть месторождения – 10–40 Ом·м.



Геоэлектрическое строение территории исследования (ЯНАО).

1 – пункты электроразведочных исследований ЗСБ, МТЗ на разрезах; 2 – геоэлектрические горизонты и их сопротивление, Ом·м; 3 – отражающий горизонт А по данным МОГТ; 4 – предполагаемая зона дробления; 5 – предполагаемые тектонические нарушения по данным электроразведочных работ; 6 – геоэлектрические границы по данным электроразведочных работ, сопротивление геоэлектрического слоя, Ом·м; 7 – скважина глубокого бурения.

Необходимо отметить, что разрешающая способность исследований МТЗ для меловых и юрских отложений ниже, чем ЗСБ. Однако постановка МТЗ позволила изучить наиболее глубокие интервалы разреза – породы палеозойского возраста – до глубины 10 км.

По результатам МТЗ толща доюрского основания по геоэлектрическим характеристикам подразделяется на несколько горизонтов. От отражающего горизонта А (подошва юрских отложений) вниз по разрезу картируются горизонты с сопротивлением 5–10, 10–20, 20–50, 50–80, 80–100, 100–200, 200–300 и более 300 Ом·м, соответствующие отложениям коры выветривания, триаса, перми, карбона и девона, которые находят свое отражение в геоэлектрическом поле.

По результатам интерпретации выявленных аномалий, в разрезе доюрского основания довольно четко картируются палеозойские складки,

осложненные тектоническими нарушениями взбросово-сбросового типа. Тектонические нарушения картируются по резкой смене геоэлектрических характеристик разреза.

Отмечается, что через весь разрез доюрского основания по геоэлектрическим разрезам прослеживается практически вертикальная зона пониженного сопротивления 6–20 Ом·м, которая прорывает всю толщу палеозойского складчатого основания. Центральная часть зоны характеризуется наименьшим сопротивлением 6–10 Ом·м, по периферии к западу и востоку сопротивление увеличивается до 50 Ом·м. С глубиной ширина зоны достигает 8–10 км.

Выявленная в доюрском основании аномалия располагается под продуктивной частью месторождения в мезокайнозойском осадочном чехле.

По заключению геохимиков юрские и палеозойские нефти, например Нюрольской впадины, образуют единую группу, где основным источником генерации являются доюрские комплексы. Восходящая миграция связана с активными гидротермальными системами, зоны каналов будут иметь более высокие по сравнению с фоновыми показатели температуры, давления и газонасыщенности.

По всей видимости, выделенная по электроразведочным исследованиям зона может быть связана с активными гидротермальными системами и могла являться поставщиком УВ и флюидов для заполнения вышележащих ловушек. По мнению большинства ученых, основным источником генерации являются доюрские комплексы [1–3].

В породах доюрского основания отмечаются многочисленные разрывные нарушения различной амплитуды и направленности. Такие зоны тектонического дробления являются наиболее благоприятными для развития трещинных коллекторов.

По данным Института проблем нефти и газа РАН, нефтепоисковую практику нужно ориентировать на поиск зоны разуплотнения с активной флюидодинамикой. Это могут быть рифогенные тела, гранитоидные массивы и другие вещественно-формационные образования в виде геофлюидодинамических (метасоматических) столбов вертикального распространения.

Кроме того, по мнению А.А. Нежданова, придерживающегося мнения о вертикальной миграции УВ как определяющей формирование скоплений УВ, отложения доюрского основания являются несомненно нефтегазоперспективными во многих районах Западной Сибири. Несмотря на то, что либо органическое вещество доюрских пород давно реализовало свой нефтегазоматеринский потенциал, либо эти породы вообще не содержали органического вещества, при наличии глубинного источника УВ доюрские резервуары могут вмещать гигантские (уникальные) по запасам скопления УВ [1].

Электроразведка позволяет изучать геологический разрез на глубину 10 км и более, выделять аномальные по удельному электрическому сопротивлению зоны. Так, зоны флюидонасыщенной трещиноватости в литифицированных отложениях палеозоя характеризуются аномально высокой электрической проводимостью, что позволяет прослеживать такие зоны в полученной 2D/3D геоэлектрической модели.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 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.

Литература

1. Nezhdanov A.A., Smirnov A.S. Fluid Dynamic Interpretation of Seismic Data: Tutorial. 2021. 286 p. ISBN 978-5-9961-2761-0.
2. Запивалов Н.П., Исаев Г.Д. Современная геофлюидодинамика и нефтегазоносность фанерозоя Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2011. № 2. С. 38–42.
3. Чепиков К.Р., Медведева А.М., Климушина Л.П. К вопросу о самостоятельности палеозойского комплекса Западной Сибири по данным палинологического анализа нефтей // Порода-коллекторы и миграция нефти. М.: Наука, 1980. С. 84–94.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНАКАЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Михеев Е.И.¹, Рахимов И.Р.², Вишневецкий А.В.¹

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

² Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Скарново-магнетитовое месторождение Канакай находится в Магнитогорской мегазоне Южного Урала на территории Республики Башкортостан. Оно приурочено к восточному контакту Утлыкташского габбро-диоритового массива (С₁) с вулканогенно-осадочными породами улутауской свиты (D₂₋₃). Рудное тело приурочено к линзам известняков в толще вулканомиктовых песчаников, туфобрекчий, андезитов [1, 2]. В направлении от контакта массива выделяются следующие зоны метаморфогенно-метасоматических породных ассоциаций: 1) апогаббровые метасоматиты (<1 м); 2) рудовмещающие скарнированные брекчированные известняки (мраморы) (20–30 м); 3) полосчатые скарнированные песчаники и алевропесчаники, пронизанные жилами кварц-кальцит-пренитового состава (2–5 м); 4) тектонические брекчии, состоящие из слабоскарнированной песчаниково-алевропесчаниковой матрицы и обломков мраморизованного известняка (2–5 м); 5) слабометасоматизированные песчаники и алевропесчаники (10–20 м или более).

Изучены три группы экзоконтактовых метасоматических пород силикатно-карбонатного или метабазитового состава: 1) скарнированные известняки; 2) пренитовые метасоматиты; 3) скарнированные песчаники. Ниже приводится минералогическая характеристика главных нерудных минералов метасоматитов.

Кальцит слагает скарнированные известняки гранобластовой структуры с изометричными ксеноморфными зёрнами размером 0.03–1.50 мм. Кроме того, он широко распространен в виде моно- и полиминеральных прожилков, секущих все типы пород, и разнообразных ксеноморфных выделений в сростании с хлоритом, пренитом, кварцем, полевым шпатом в скарноидах и роговиках. В составе кальцита скарнированных известняков отмечаются редкие небольшие примеси SiO₂ (0.16–0.24 мас. %), FeO (0.12–0.38 мас. %), MgO (0.24–0.36 мас. %), MnO (0.16–0.41 мас. %).

Гранат широко представлен в скарнированных известняках, имеет изометричную субидiomорфную до неправильной форму и распространен в виде неоднородно распределенных скоплений среди кальцитового или пумпеллиит-хлоритового матрикса. В составе скарнированных песчаников встречается в виде идиоморфных метакристаллов размером до 30 мкм. Гранаты из скарнированных известняков обычно характеризуются неоднородным пятнистым или зональным строением с большими вариациями содержаний железа и алюминия Grs₀₋₈₆Adr₈₋₉₉. Для граната в хлорит-пумпеллиитовом матриксе характерна зональность с ростом содержания железа к краю, в кальцитовом матриксе – обратная зональность. Также встречаются однородные гранаты, отвечающие по составу Grs₀₋₃₀Adr₆₈₋₉₉. Среди наиболее частых примесей отмечается MnO (0.26–0.85 мас. %), реже встречаются TiO₂ (0.22–2.62 мас. %), MgO (0.23–0.43 мас. %), V₂O₃ (0.26–0.33 мас. %), Cr₂O₃ (0.33–0.63 мас. %). Гранат из скарнированных песчаников обычно однородный и отвечает

составу $\text{Grs}_{18-34}\text{Adr}_{52-70}$. Постоянными примесями являются (TiO_2 1.03–3.67 мас. %), MnO (0.35–1.46 мас. %), V_2O_3 (0.26–0.63 мас. %).

Клинопироксен из скарнированных известняков характеризуется субидiomорфной призматической и длиннопризматической, реже – неправильной формой. Также встречается в виде ксеноморфных включений в гранате и пирите. Клинопироксен всех типов экзоконтактовых метасоматитов относится к членам твердого раствора диопсид-геденбергит. В скарнированных известняках клинопироксены характеризуются неоднородным или зональным строением, обусловленным вариациями в содержаниях железа и магния. Характер зональности пироксена аналогичен таковой для граната. Диапазон составов варьируется в пределах $\text{Wo}_{44.3-51.9}\text{En}_{11.1-43.6}\text{Fs}_{4.5-40.1}$. В пренитовых метасоматитах присутствуют резорбированные призматические зерна клинопироксенов неоднородного строения с вариациями состава $\text{Wo}_{47.6-49.2}\text{En}_{26.9-36.4}\text{Fs}_{16.0-23.9}$. Единичные призматические кристаллы однородного клинопироксена, отвечающие составу $\text{Wo}_{49.6}\text{En}_{21.7}\text{Fs}_{28.6}$, встречаются в скарнированных песчаниках. Иногда клинопироксен замещается актинолитом с $Fe\# = 0.3-0.4$.

Пренит является главным минералом кварц-пренитовых и полевошпат-пренитовых метасоматитов, формируя однородные и радиально-лучистые агрегаты таблитчатых кристаллов. Пренит также регулярно присутствует в скарнированных терригенных породах, где образует крупные порфиробласты. Реже пренит встречается в скарнированных известняках в виде отдельных неидиоморфных кристаллов или шлиров радиально-лучистых агрегатов в силикатной части породы. В химическом составе пренита отмечается почти постоянная примесь FeO 1.33–4.48 мас. %, иногда возрастающая до 6–7 мас. %.

Пумпеллиит в скарнированных известняках образует радиально-лучистые сростания игольчатых кристаллов, часто в ассоциации с чешуйчатым агрегатом хлорита и призматическими микрокристаллами эпидота. В скарнированных песчаниках пумпеллиит представлен субидиоморфными призматическими метакристаллами, находящимися в ассоциации с другими метаморфическими минералами. Содержание MgO в пумпеллиите варьируется в пределах 1.16–2.87 мас. %, иногда есть примесь MnO 0.19–0.26 мас. %.

Хлорит в скарнированных известняках формирует микрокристаллические агрегаты чешуйчатых зерен совместно с пумпеллиитом, реже – с эпидотом, замещая ранее образованные гранат и клинопироксен. В наименее измененных участках скарнированных песчаников хлорит цементирует сохранившийся обломочный материал (Ab , Qz), частично замещая альбит, в более метаморфизованных участках – находится в ассоциации с другими метаморфическими минералами (Ep , Qz , Kfs , Grt , Prh , Ab), где порода характеризуется кристаллобластовой структурой. Хлорит встречается в пирит-магнетитовой руде в виде включений в рудных минералах, а также в составе матрикса и в прожилках совместно с кальцитом. В пренитовых метасоматитах хлорит не обнаружен. По составу хлорит из скарнированных известняков и магнетитовых руд отвечает брунсвигиту, для скарнированных песчаников характерны более магниальные разновидности, отвечающие по составу пикнохлориту и рипидолиту.

Эпидот из скарнированных известняков распространен в виде отдельных призматических кристаллов размером до 30 мкм среди пумпеллиит-хлоритового агрегата либо в виде скоплений относительно крупных (до 0.4 мм) идиоморфных призматических кристаллов в кальцитовом матриксе. В скарнированных песчаниках

эпидот формирует субидиоморфные призматические до неправильных метакристаллов в ассоциации с другими метаморфическими минералами, а также микросталлические включения в альбите вместе с пумпеллиитом. В эпидоте из метапесчаников встречаются редкие включения алланита (Ce).

Альбит встречается в скарнированных песчаниках и пренитовых метасоматитах. В скарнированных песчаниках он представлен частично резорбированным по краям обломочным материалом в преимущественно хлоритовом матриксе, а также сильно резорбированными новообразованными метакристаллами совместно с другими метаморфическими минералами в полностью перекристаллизованных частях породы. В пренитовом метасоматите формирует субидиоморфные и ксеноморфные порфиобласты.

Калиевый полевой шпат в скарнированных песчаниках представлен ксеноморфными зернами в ассоциации с другими метаморфическими минералами либо в составе цемента. В пренитовых метасоматитах он образует микрозернистый агрегат в составе матрикса, наиболее крупные скопления кристаллов калишпата часто приурочены к порфиобластам альбита.

Кварц в скарнированных песчаниках представлен частично резорбированными по краям детритовыми зернами либо новообразованными ксеноморфными и субидиоморфными кристаллами. В пренитовых метасоматитах слагает ксеноморфные зерна в ассоциации с альбитом, калишпатом и пренитом.

Стильбит, выполняющий поздние прожилки в ассоциации с кварцем, альбитом и окисленными рудными минералами, обнаружен в скарнированном песчанике.

Акцессорные минералы метасоматических пород представлены апатитом, титанитом и баритом.

Результаты петрографо-минералогического изучения скарнированных известняков позволяют выделить два этапа метасоматического процесса. Первый этап – проградный высокотемпературный – включает ассоциацию $Grt+Spr+Cal$, температура формирования которой, по аналогии с другими подобными объектами, должна быть не ниже 400 °C [3, 4]. Второй этап – ретроградный низкотемпературный – включает ассоциацию $Pmp+Chl+Ep+Cal\pm Act\pm Prh$, замещающую высокотемпературные минералы первого этапа. Температура формирования минералов второго этапа, по оценке хлоритового термометра, составляет 150–175 °C [5]. Для более магнезиальных хлоритов из скарнированных песчаников характерны более высокие оценки температур – 210–220 °C. Пренитовые метасоматиты ($Prh+Qz+Ab+Kfs+Ep+Pmp$), вероятно, являются продуктом низкотемпературного гидротермально-метасоматического замещения вулканитов или туфов улутауской свиты. Минеральная ассоциация контактово-метасоматических пород Канакайского месторождения согласуется с геологическим строением других скарновых железорудных объектов Магнитогорской мегазоны Южного Урала [1, 6, 7].

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 22-77-10049).

Литература

1. Скарново-магнетитовая формация Урала. Средний и Южный Урал / Отв. ред. В.И. Смирнов, А.М. Дымкин. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 212 с.
2. Крылатов В.А., Овчаров А.Н., Галиуллин И.Б. Отчет о результатах работ по геологическому изучению недр по объекту: «Оценочные работы на Канакайском проявлении железных руд в Учалинском районе Республики Башкортостан в 2016–2017 гг., с ТЭО

временных разведочных кондиций и оперативным подсчетом запасов руд». Уфа: Башкортостанский филиал ТФГИ, 2017. 124 с.

3. Meinert L.D., Hedenquist J.W., Satoh H., Matsuhisa Y. Formation of Anhydrous and Hydrous Skarn in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids // *Economic Geology*. 2003. 98 (1). P. 147–156. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.147>.

4. Sepidbar F., Mirnejad H., Li J.-W., Ma C. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran // *Ore Geology Reviews*. December 2017. V. 91. P. 660–681.

5. Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO – FeO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O : applications to P–T sections and geothermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. P. 268–287.

6. Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Геология и металлогения / Отв. ред. Г.Б. Ферштатер и Я.П. Баклаев. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 144 с.

7. Скарновые месторождения / Отв. ред. Д.С. Коржинский. М.: Наука, 1985. 248 с.

**КАРТИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ АНОМАЛИЙ В РЕЛЬЕФЕ И ОСАДОЧНОМ
ЧЕХЛЕ НА ШЕЛЬФЕ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ
ГЕОАКУСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ И ИХ ГЕОЛОГО-
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Мороз Е.А.¹, Кохан А.В.¹, Еременко Е.А.^{1,2}, Денисова А.П.^{1,2}, Сухих Е.А.¹

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

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

Вертикальная миграция газонасыщенных флюидов является установленным геологическим процессом [1], оказывающим существенное влияние на формирование рельефа и структуры верхней части осадочного разреза на акваториях морей Российской Арктики. Современная активность дегазации на участках морского дна в Баренцевом и Карском морях подтверждается фактическим материалом, полученным в ходе морских экспедиционных работ на научно-исследовательских судах (НИС) Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова «Академик Николай Страхов» (38, 41, 49, 52–й рейсы) и «Академик Борис Петров» (51–й рейс) в 2018–2022 гг. на геоакустическом оборудовании высокого разрешения.

Цифровые модели рельефа дна с размером пикселя 10×10 м и 2×2 м были получены на мелководных многолучевых эхолотах ResonSeabat 8111 с частотой сигнала 100 кГц и ReasonSeabatT-50 ER с изменяемой вручную частотой от 160 до 400 кГц. Высокочастотное акустическое профилирование верхней части осадочного чехла производилось на непараметрическом профилографе Edgetech 3300 с частотно модулируемым сигналом от 2–12 кГц и параметрическом профилографе ParasoundP-70 с записью на каналах 0.5 и 18 кГц.

В результате съемки поверхности дна и осадочного разреза комплексом гидроакустических методов были закартированы площадные и точечные проявления процесса дегазации на исследуемых полигонах и транзитных галсах в Баренцевом и Карском морях. Выявлены формы рельефа, обусловленные подъемом газа и выходом его на дневную поверхность – газовые воронки (покмарки), пингоподобные формы, отчетливо выраженные на современной поверхности дна и фиксируемые по данным ЦМР, а также акустические аномалии, связанные с газонасыщенностью рыхлой части осадочного разреза, выделяемые по сейсмоакустическим данным. Наряду с исследованием геологического строения и рельефа авторами производилась съемка водной толщи на предмет наличия проявлений дегазации по данным сонарной моды эхолота и высокочастотного акустического профилирования, где также были выявлены признаки выхода газа на дневную поверхность.

Наиболее характерными формами рельефа, приуроченными к выходу газа на поверхность, являются газовые воронки (покмарки). Данные формы хорошо фиксируются в рельефе и обладают преимущественно изометричными очертаниями. В ряде случаев наблюдаются удлиненные формы по одной из осей понижения, обусловленные воздействием экзогенных процессов, таких как течения. В акватории Печорского моря на двух полигонах были выявлены многочисленные кратеры газовых воронок различной морфологии. Так, удлиненные кратеры, объединяющиеся в линейно ориентированные цепочки, расположены на полигоне в Южно-Новоземельском желобе, по оси которого проходит крупный разлом, а в современном плане данная территория является активным каналом транзита

неконсолидированного морского осадка придонными течениями. Кратеры с классической изометричной формой располагаются на полигоне с более спокойным гидродинамическим режимом и имеют хаотический характер распределения по поверхности дна. Также по данным сеймопрофилирования отмечаются различия в строении осадочного чехла под кратерами воронок. Выделяются воронки с наличием подводящего «газового» канала и с отсутствием такового. Данные вариации, видимо, связаны с активностью тех или иных форм. Наличие канала свидетельствует о продолжающемся в настоящий момент процессе подъема газа на поверхность. В ряде случаев, например в пределах полигона в Южно-Новоземельском желобе, по данным сонарной записи над кратерами фиксируется акустическая мутность (рис. 1), которая, по-видимому, представляет собой мелкодисперсную взвесь, поднятую со дна водно-газовыми струями [2].

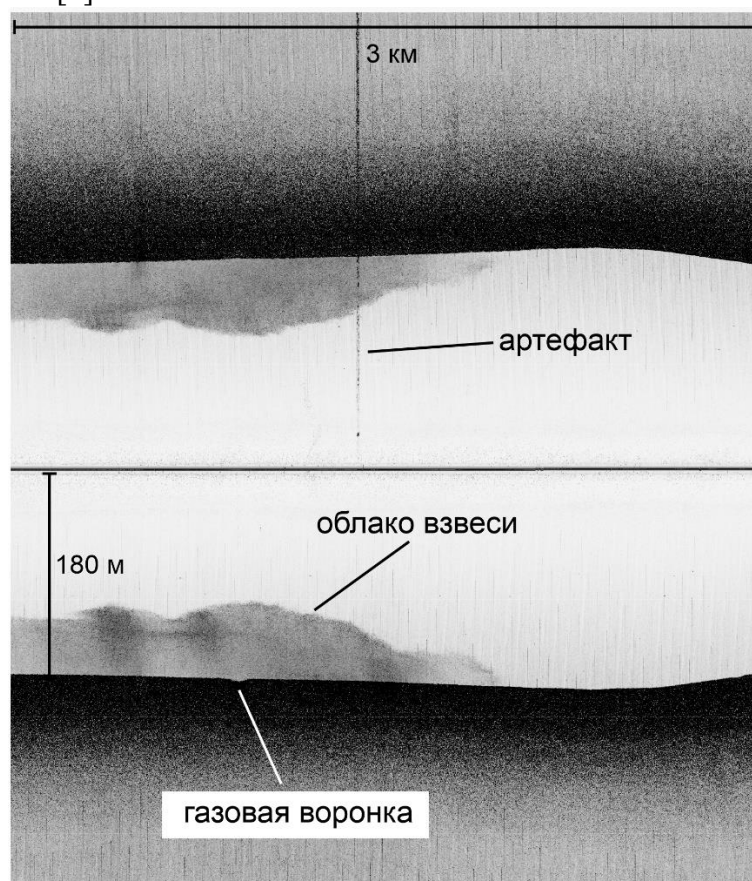


Рис. 1. Акустическая мутность в воде над кратерами газовых воронок в Печорском море (по данным 52-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

По результатам комплексных геолого-геофизических работ 49 и 52-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов», а также 51-го рейса НИС «Академик Борис Петров» в Баренцевом и Карском морях были обнаружены новые, ранее неизвестные ареалы развития пингоподобных форм (ППФ), которые развиты на площадях распространения частично или полностью деградировавших многолетнемерзлых пород (ММП). Данные формы образуются при выдавливании пластичных льдистых пород под действием газа. В рельефе ППФ выражены в виде изометричных конусообразных холмов высотой до 25 м и крутизной склонов до 30°. Через

отдельные ППФ происходит выброс газа в водную толщу в виде высоких, практически достигающих поверхности моря факелов.

Помимо прямого выражения в рельефе, процесс дегазации фиксируется в осадочном чехле в виде многочисленных акустических аномалий типа «яркое пятно», «плоское пятно», локального прогибания рефлекторов (скоростная аномалия) и зон площадного осветления на сейсмоакустических разрезах (рис. 2). В первую очередь газовые аномалии наиболее четко выражены на территориях, сложенных слоистыми морскими алеврито-пелитовыми отложениями, где наиболее характерны выходы газа в виде факелов. В областях распространения ледниковых и водно-ледниковых отложений, которые выступают в роли флюидоупора, дегазация в водную толщу встречается существенно реже.

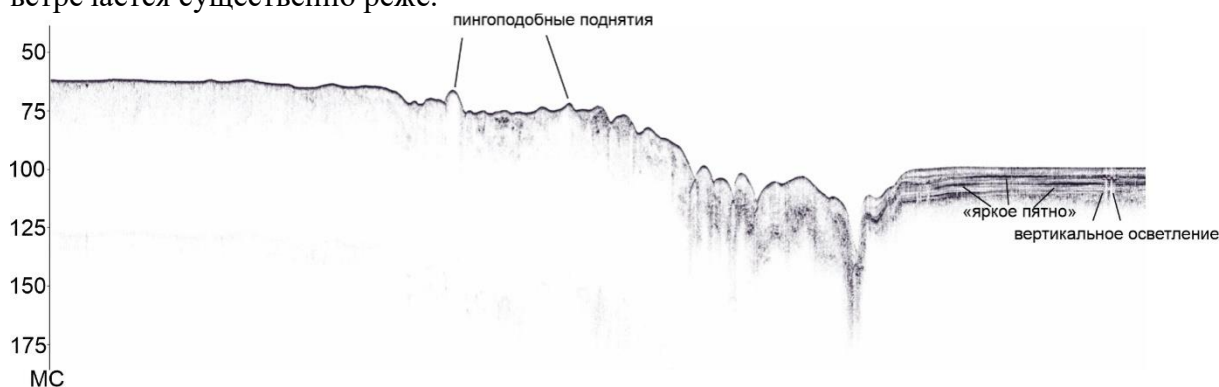


Рис. 2. Пример записи газонасыщенных горизонтов по данным высокочастотного профилирования 2-12 кГц в Карском море (по данным 52-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

Таким образом, картирование газовых аномалий в Баренцевом и Карском морях позволяет выявить закономерности проявления процесса дегазации в рельефе и осадочном чехле. Дегазация обладает существенным рельефообразующим потенциалом и в условиях арктических шельфов, характеризующихся широким распространением ММП, формирует уникальный рельеф пингоподобных поднятий. Формы флюидогенного рельефа являются маркером развития опасных геологических процессов на морском дне и в водной толще.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-77-10091 «Закономерности проявления дегазации на Баренцево-Карском шельфе и ее влияние на рельеф и донные отложения».

Литература

1. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge University Press, 2007. 492 p.
2. Еременко Е.А. и др. Рельфообразующая роль дегазации на Баренцево-Карском шельфе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России: Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований, СПб. Т. 8. С. 73–81.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Музафаров Р.Н., Баталин Г.А., Гареев Б.И.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
RaNMuzafarov@stud.kpfu.ru

Магаданская область занимает второе место по золотодобыче среди регионов Российской Федерации, ежегодно там добывается более 50 тонн золота. Однако необходимость обнаружения новых перспективных золоторудных объектов на данной территории остается актуальной. В начале 40-х г. прошлого века в оловоносных районах северо-востока выявлены золоторудные проявления, отличающиеся по минеральным ассоциациям и геологическому положению от месторождений золото-кварцевой формации [1]. За рубежом подобные месторождения относят к типу золоторудных, связанных с гранитоидами [2]. На рубеже XX и XXI веков только в пределах Магаданской области выявлено более 30 подобных месторождений, некоторые из которых можно отнести к категории крупных золоторудных объектов. Н.А. Шило с коллегами назвали данный тип оруденения золото-редкометалльным с необходимостью выделения его в самостоятельную формацию [3].

В настоящей работе проведен комплексный анализ геохимических данных (более 2500 проб по вторичным ореолам рассеяния) для территории Среднеканской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. При математической обработке использованы методы многомерной статистики, а именно кластерный и факторный анализ. Обработка проводилась в программе STATISTICA (версия 13.3.0) [4]. При создании геохимических моделей использован программный пакет Surfer.

В результате проведения кластерного анализа выделена золото-редкометалльная ассоциация Au-Bi-As-W (рис. 1). Факторный анализ выявил три основных фактора с соответствующей интерпретацией (таблица): «вмещающие породы», «золото-редкометалльный», «тектонический». Построены моноэлементные карты Au, As, W, Bi, Mo, а также интегральные геохимические модели, учитывающие весовые факторные нагрузки. Количественные параметры интегральной («золотоносной») карты по фактору 2 получены с помощью весовых факторных нагрузок всех параметров по следующей формуле (1). Сравнительный анализ интегральной модели по «золотому» фактору и карты по содержанию золота показал совпадение аномалий (рис. 2).

Учитывая геолого-геофизические данные и полученные результаты статистической обработки геохимических данных с выделением золото-редкометалльной кластерной ассоциации элементов, можно говорить о проявлениях золота штокверкового типа, приуроченных к гранитным массивам Среднеканской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. Предполагаемая глубина оруденения ~200 м; представлены рудные тела арсенопирит-кварцевыми жилами золото-редкометалльной формации.

$$X = \frac{Au \cdot 0.59 + \dots + W \cdot 0.56}{B \cdot 0.15 + \dots + Zn \cdot 0.16} \quad (1)$$

Результаты факторного анализа геохимических проб

Элементы	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Au	-0.18	-0.59	0.03
Ag	-0.46	-0.36	0.09
As	-0.31	-0.70	-0.16
B	-0.75	0.15	-0.04
Bi	-0.10	-0.64	0.07
Cd	-0.03	0.09	0.25
Co	-0.53	0.33	0.43
Cr	-0.60	0.22	0.03
Cu	-0.91	0.01	-0.03
Ge	-0.63	0.11	-0.53
Hg	0.10	-0.16	0.73
Li	-0.31	-0.08	0.83
Mn	-0.34	0.33	0.09
Mo	-0.53	-0.21	0.20
Ni	-0.74	0.12	0.15
P	-0.73	0.08	0.04
Pb	-0.64	-0.16	-0.31
Sb	-0.24	-0.41	0.34
Sn	-0.28	-0.45	-0.17
V	-0.82	0.32	0.09
W	-0.29	-0.56	-0.13
Zn	-0.80	0.16	-0.26
Вес фактора, %	56.8 %	23.6 %	19.6 %

Примечание: красным цветом выделены значимые нагрузки отдельных элементов в факторах. Авторская интерпретация факторов: фактор 1 – «вмещающие породы»; фактор 2 – «золото-редкометалльный»; фактор 3 – «тектонический»

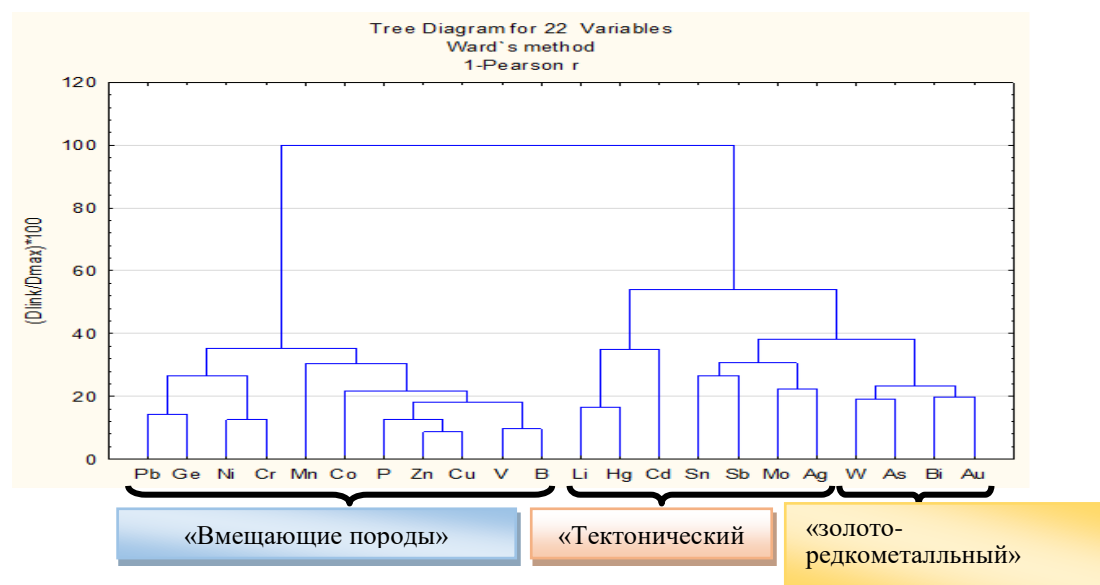


Рис. 1. Результаты кластерного анализа геохимических проб.

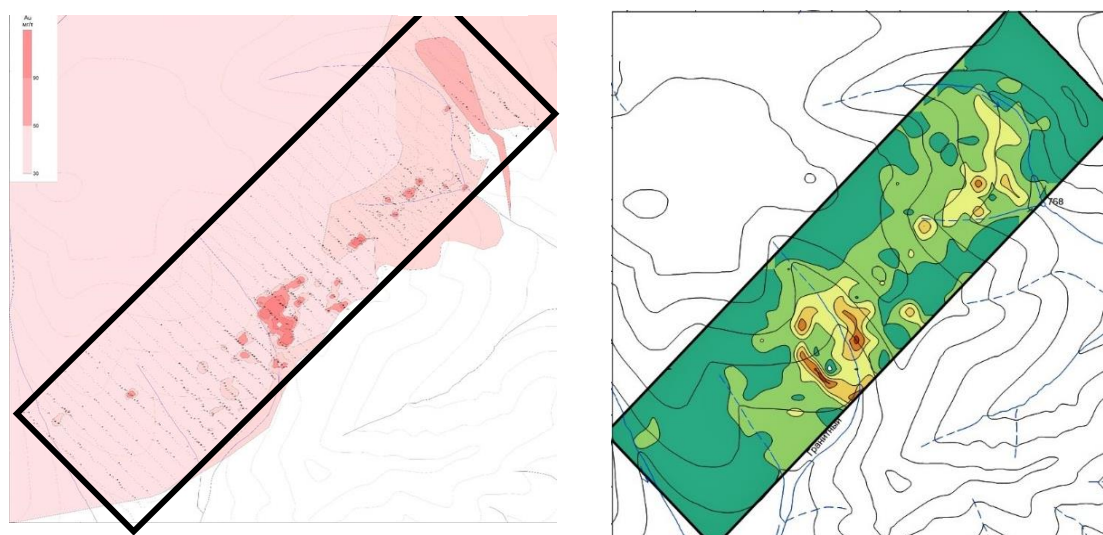


Рис. 2. Карта аномалий золота (слева) и интегральная карта «золотого» фактора (справа).

Литература

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.
2. Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // Newsletter. 2000. № 40. P. 1–15.
3. Шило Н.А., Желнин С.Г., Сидоров А.А. Проблемы металлогении золота и перспективы золоторудных месторождений северо-востока СССР // Актуальные проблемы геологии золота на северо-востоке СССР. М.: СВКНИИ, 1972. В. 44. С. 27–34.
4. Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ СОКТУЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Нарыжнова А.В., Крук Н.Н., Хромых С.В., Куликова А.В., Мороз Е.Н.

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

Забайкалье представляет собой регион с полициклическим развитием. Наиболее интересным в истории развития региона является заключительный этап (J_3 - K_1), связанный с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана, который характеризуется обширным гранитоидным магматизмом. Среди гранитоидов этого этапа выделяются две группы пород: юрские (163–156 млн лет) – породы шахтаминского (I-тип), амуджикано-сретенского (I-тип) и борщовочного (переходный I-S-тип) комплексов и раннемеловые (142 млн лет) – породы кукульбейского комплекса, проявляющие черты А- и переходного S-A-типа. [1].

С интрузиями шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов связано Au, Cu, Mo-оруденение [5], в пределах Борщовочного массива обнаружены многочисленные жилы с Li-специализацией [4], а для кукульбейского комплекса типичны месторождения и рудопроявления таких металлов, как Ta, Nb, Li, Wo и Sn. В связи с редкометалльной специализацией заключительных фаз (Орловское, Этыкинское и др. месторождения) кукульбейский комплекс является предметом широкого изучения [2]. Тем не менее вопрос формирования и эволюции гранитных расплавов, давших начало породам комплекса, до сих пор остается открытым. В настоящей работе рассмотрены геохимические и изотопные характеристики пород Соктуйского массива, относимых к первой фазе кукульбейского комплекса.

Соктуйский массив площадью ~ 250 км² является петротипичным для пород кукульбейского комплекса. Массив сложен несколькими типами пород (рис. 1). Главная фаза (ГИФ) представлена субщелочно-двуполевошпатовыми гранитами-лейкогранитами, фаза дополнительных интрузий (ФДИ) – щелочно-полевошпатовыми гранит-порфирами и аляскитами, поздняя дайковая серия – микрогранитами и аплитами.

Результаты U-Pb-датирования. Ранее в работе [1] были приведены данные о возрасте субщелочно-двуполевошпатовых гранитов Соктуйского массива (142.7 ± 1.1 млн лет). Для уточнения динамики формирования интрузива дополнительно были проанализированы цирконы из аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров методом LA-ICP-MS. Результаты U-Pb изотопных исследований, конкордии и Th/U отношения отображены на рис. 2. Полученные возрасты соответствуют раннему мелу (142–144 млн лет) и неотличимы от возраста гранитов главной фазы массива.

Вещественный состав гранитоидов. Все изученные породы, несмотря на различия петрографических особенностей, обладают близкими геохимическими характеристиками. Они характеризуются как щелочно-известковистые, железистые и умеренно-глиноземистые. Небольшие различия отмечены в кремнекислотности и щелочности пород: щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры являются наименее кремнекислыми (SiO_2 68.64–72.65, при среднем 71.69 мас. %) и наиболее щелочными (Na_2O+K_2O 8.48–9.29 при среднем 9.03 мас. %), наиболее кремнекислые породы массива представлены аляскитами (SiO_2 75.54–76.63 при среднем 76.63 мас. %;

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 8.48–9.29, при среднем 9.03 мас. %). Содержание SiO_2 и суммы щелочей в породах ГИФ составляет 71.77–76.77, при среднем 74.09 мас. % и 8.08–9.30 при среднем 8.69 мас. % соответственно. Стоит отметить, что в породах Соктуйского массива, за исключением аляскитов, отмечаются относительно повышенные содержания фтора: в субщелочно-двуполевошпатовых разностях от 0.13 до 0.33 при среднем 0.25 мас. %, в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах – от 0.12 до 0.23 при среднем 0.15 мас. %.

Самые высокие содержания РЗЭ характерны для субщелочных двуполевошпатовых гранит-лейкогранитов: в них $\Sigma\text{РЗЭ}$ варьируется от 136 до 753 г/т при среднем 317 г/т, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – от 2.93 до 19.59 при среднем 13.06. В аляскитах эти содержания значимо ниже (от 32 до 327 г/т при среднем 178 г/т), $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьируется от 4.71 до 20.48 при среднем 13.26. «Жильные» породы (аплиты) также характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ и менее дифференцированными спектрами их распределения: $\Sigma\text{РЗЭ}$ – от 27 до 159 г/т при среднем 104 г/т, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношение в них составляет от 0.70 до 7.81 (при среднем 3.4). Все три разновидности характеризуются ярко выраженным Eu-минимумом (Eu/Eu^* – 0.11, 0.05 и 0.03 соответственно). Повышенные содержания РЗЭ и резкая Eu-аномалия свидетельствуют о том, что гранитоиды ГИФ являются продуктом дифференциации кислых расплавов. Отличимое распределение РЗЭ наблюдается у щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров. Это отличие заключается в характере Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.26$), что, вероятно, связано с мафическим источником расплавов. Величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет от 8.72 до 21.13 при среднем 15.12, что выше, чем у пород ГИФ. Содержания РЗЭ в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах варьируется от 152 до 330 г/т при среднем 261 г/т.

Изотопия кислорода. Для оценки возможных источников расплава был проанализирован изотопный состав кислорода в монофракциях главных породообразующих минералов в субщелочно-двуполевошпатовых гранитах ГИФ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰) составили: для кварца – 1.1, полевых шпатов – 9.5 и биотита – 6.5. Среднее по породе с учетом петрографического состава – 9.8 ‰. Для сравнения, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в позднеюрских комплексах (амуджикано-сретенском и борщовочном) варьируется от 10.8 до 11.9 ‰. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о формировании магм преимущественно за счет коровых пород, в то время как пониженные значения в гранитах главной фазы Соктуйского массива позволяют предполагать некоторое участие мантийных источников в их генезисе [3].

Таким образом, породы кукульбейского комплекса отстоят во времени от предшествующих гранитоидов и являются результатом отдельного термального события, произошедшего в начале раннего мела. Вероятно, формирование гранитоидов связано с плавлением нижне- и среднекоровых субстратов под воздействием базитовых магм, что могло быть реализовано либо в постколлизийной обстановке, либо во внутриплитных условиях при взаимодействии мантийных плюмов с литосферой.

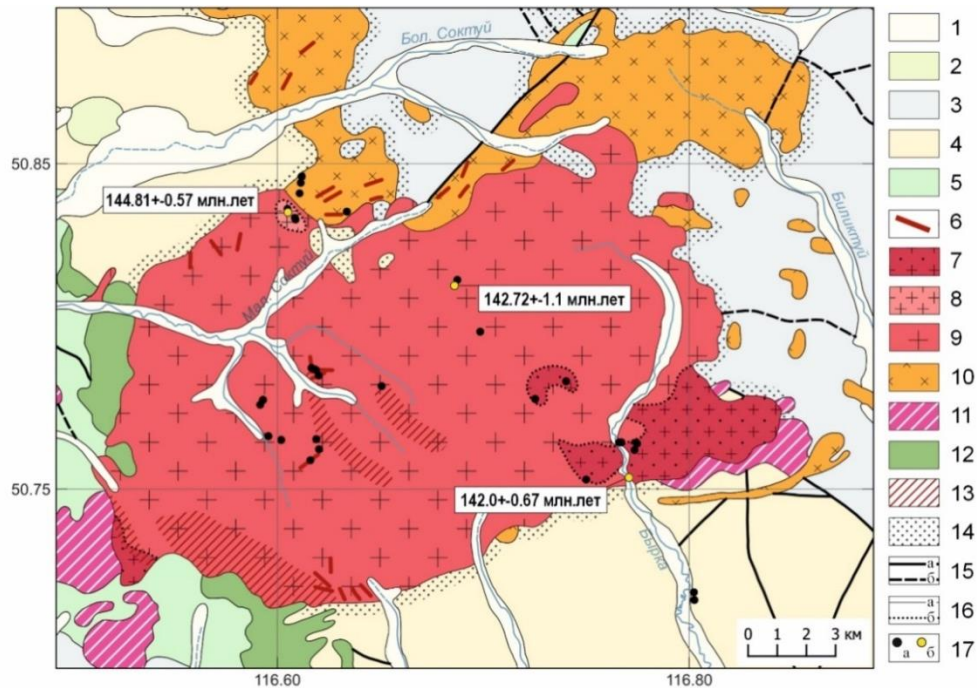


Рис. 1. Схема геологического строения Соктуйского массива (составлено по ГК РФ масштаба 1:200000, лист М-50-IX (Калангуй) с авторскими дополнениями).

1 – четвертичные отложения; 2–5 – вмещающие породы: 2 – осадочные и вулканические (К), 3 – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные (J_{1-2}), 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные (P_2), 5 – урульгинский метаморфический комплекс (PR_1); 6–9 – кукульбейский комплекс (J_3) гранит-лейкогранитовый: 6 – дайки микрогранитов (аплиты), 7 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, 8 – аляскиты, 9 – субщелочно-двуполевошпатовые граниты-лейкограниты главной интрузивной фазы; 10 – шахтаминский комплекс (J_{2-3}) монцодиорит-гранодиорит-гранитовый; 11 – шадоронский комплекс (J_{2-3}) (гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты); 12 – чингильтуйский комплекс (Т) габбро-диабазовый; 13 – зоны грейзенизации; 14 – зоны ороговикования; 15 – достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 16 – достоверные (а) и предполагаемые (б) границы фаз/комплексов; 17 – точки наблюдения (а), места отбора проб (б) на U-Pb датирование с полученными результатами.

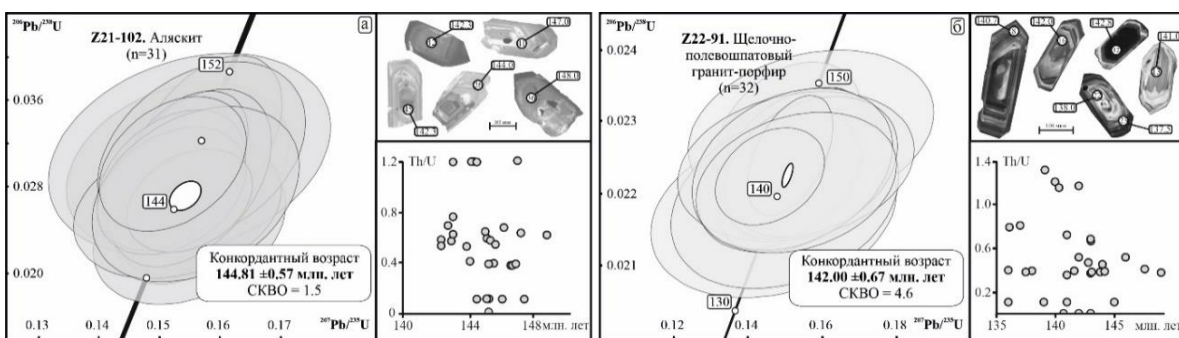


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями, катодолуминесцентными изображениями цирконов из аляскитов (а) и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров (б) с номерами аналитических точек и соответствующими значениями изотопного возраста и Th/U-отношениями.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 21-17-00175).

Литература

1. Нарыжнова А.В., Крук Н.Н. Вещественный состав и возраст мезозойских гранитоидных ассоциаций в пределах Восточного Забайкалья // Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Вып. 11. Томск, 2022. С. 105–109.
2. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2002. 360 с.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
4. Юргенсон Г.Л. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.
5. Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A. Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2021. 104532.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД В ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА СОН-КУЛЬ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Непеева К.С., Баталева Е.А.

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан, neks@gdirc.ru

В последние годы наблюдается заметный интерес к исследованиям вблизи оз. Сон-Куль (Центральный Тянь-Шань, 41.6°–42.3° с.ш.). Эта область притягивает внимание ученых из различных областей науки: от поиска загрязнений вод самого озера [1] до изучения близлежащих территорий и изменения климата [2–4]. «Сонкульскую впадину (размерами ~29×57 км) сечет ряд частных прогибов и поднятий в северо-западном направлении, представляющих преимущественно брахиформные складки, осложненные в основном субширотными продольными разрывами взбросо-надвигового типа. Впадины, пересекаемые Сонкульской зоной, испытывают значительное расширение и погружение фундамента в западном направлении (например, Онарчинский прогиб)» [5]. Впадина развивалась преимущественно на гранитоидах и вулканитах, сформировавшихся в «каледонский» и «герцинский» этапы орогенеза [6], в связи с чем вполне закономерно возникает вопрос о взаимосвязи возраста горных пород, их электропроводности и распределении очагов сейсмических событий. На основе новых термохронологических исследований, выполненных с целью идентифицировать различные эпохи формирования фундамента и ограничить временные рамки эволюции современной топографической морфологии, авторами предпринята попытка геологической интерпретации геоэлектрического разреза. Так, вблизи оз. Сон-Куль U/Pb-датирование циркона (ZUPb) с использованием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией выявило четыре различных хронологических отрезка (млн лет): позднекембрийская (~500) островодужная система, позднеордовикская (~450) интрузия, связанная с субдукцией, раннепермская (~290) коллизионная стадия и среднепозднепермский (~260) постколлизионный магматический «импульс» [7]. Установлено, что диориты комплекса Сон-Куль-Тоо имеют возраст кристаллизации ZUPb между ~503 и 454 млн лет.

Для изучения глубинного строения литосферы Сонкульской впадины в 2019 г. вблизи высокогорного озера (3 км н. у. м.) Сон-Куль (размеры 19×25 км) вдоль меридиана 75° в.д. был заложен профиль магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Они выполнялись на 30 пунктах по стандартной методике с аппаратурой Phoenix MTU-5 (рис. 1). Общая протяженность этого профиля составила ~95 км. Итоговая геоэлектрическая модель (глубина 50 км) впервые была представлена в работе [8]. Сопоставление с пространственным распределением землетрясений за 20 лет наблюдений (с 2000 г.) проведено в работе [9]. Были использованы каталоги сейсмических событий Международного сейсмологического центра (ISC), и проанализированы зарегистрированные землетрясения, произошедшие на расстоянии ±50 км от линии профиля. За период 2000–2020 гг. на выбранной территории произошло четыре сильных землетрясения магнитудой $m_b > 4.5$, которые приурочены к южной тектонической структурной линии – Линии Николаева. Двадцать событий с магнитудой $3.5 < m_b < 4.5$ также сосредоточены в северной и южной части профиля, а центральная область асейсмична. Характер распределения сейсмичности

свидетельствует в пользу высказанного ранее предположения [5]: гипоцентры сонкульских землетрясений приурочены к поверхности раздела палеозойского основания и мезокайнозойского покрова или возникают внутри последнего.

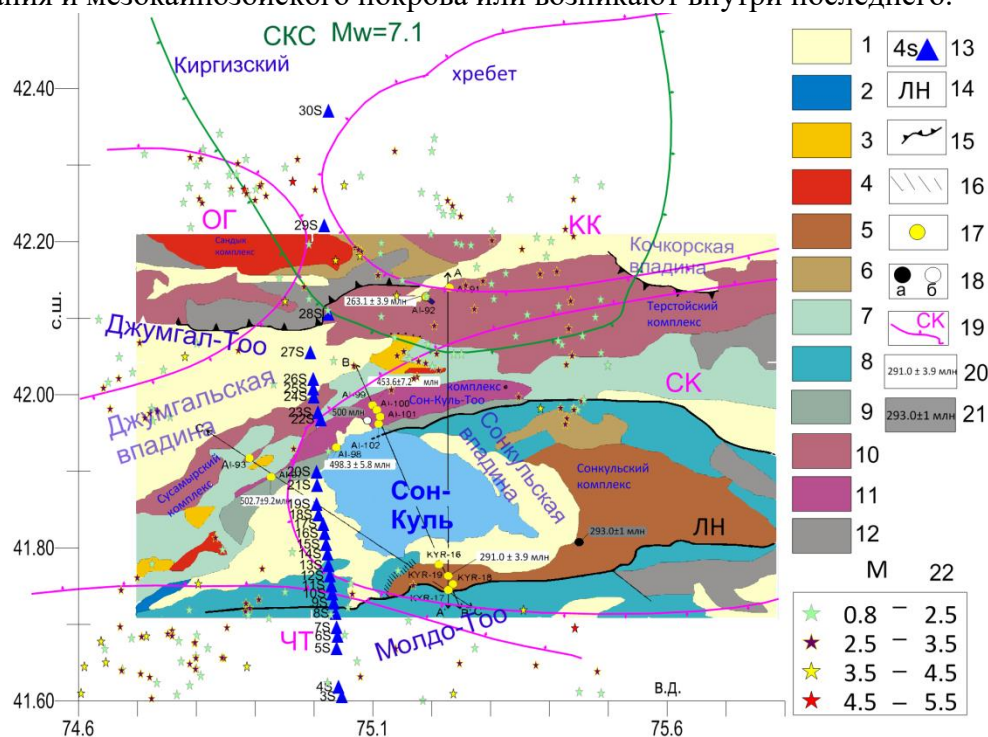


Рис. 1. Карта-схема оз. Сон-Куль, дополненная по материалам [9, 10] с указанием мест отбора проб и результатов U/Pb датирования циркона и расположение топографических профилей (А–А', В–В', С–С') по [7]: 1 – кайнозойские отложения; 2 – юрские терригенные отложения (угленосные); 3 – пермские вулканогенные отложения, игнимбриты, туфы; 4 – пермские (щелочные) интрузивы, сиениты, карбонатиты; 5 – пермские граниты (грано)диориты (Сонкульского комплекса); 6 – позднекаменноугольные пермские сиениты, габбро, диориты; 7 – средне-позднепалеозойские осадочные образования Северного Тянь-Шаня; 8 – каменноугольные осадочные толщи (в основном известняки) Центрального Тянь-Шаня; 9 – раннеордовикские отложения и туфы; 10 – ордовикские гранитоиды; 11 – кембрий-ордовикские гранитоиды; 12 – нерасчлененный палеозойский фундамент; 13 – пункты зондирования профиля «Сон-Куль» вдоль $\sim 75^\circ$ в.д.; 14 – ЛН – Линия Николаева; 15 – кайнозойский надвиг; 16 – скарны и другие роговики; образцы пробоотбора: 17 – [7]; 18 – из (а) [11] и (б) [12]; 19 – районы ожидаемых землетрясений силой от 5 до 7 баллов на территории Нарынской области на период 2011–2020 гг. (составили Э. Мамыров, В.А. Маханькова) (КК – Кызарт-Кочкорский, ОГ – Ойгаинский, ЧТ – Чаарташский, СК – Сонкульский); зеленый цвет – кольцевая сейсмическая структура по [13]; возраст цирконов: 20 – по [11]; 21 – по [12]; 22 – магнитуды (m_b) сейсмических событий 2000–2020 гг. для зоны 41.5° – 42.3° с.ш. обозначены из работы [7].

Совместный анализ геоэлектрической модели (рис. 2) и геологических датировок свидетельствует о том, что предположительно верхняя часть разреза характеризуется следующими кажущимися удельными сопротивлениями в районе пунктов МТЗ: пермские сиениты (комплекс Сандык) ~ 400 Ом·м (пп. 29S),

ордовикские гранитоиды ~1000 Ом·м (пп. 28S), кайнозойские отложения ~20–40 Ом·м (пп. 13S–21S), каменноугольные толщи ~200–600 Ом·м (пп. 9S–11S), пермские граниты ~200–400 Ом·м (пп. 8S).

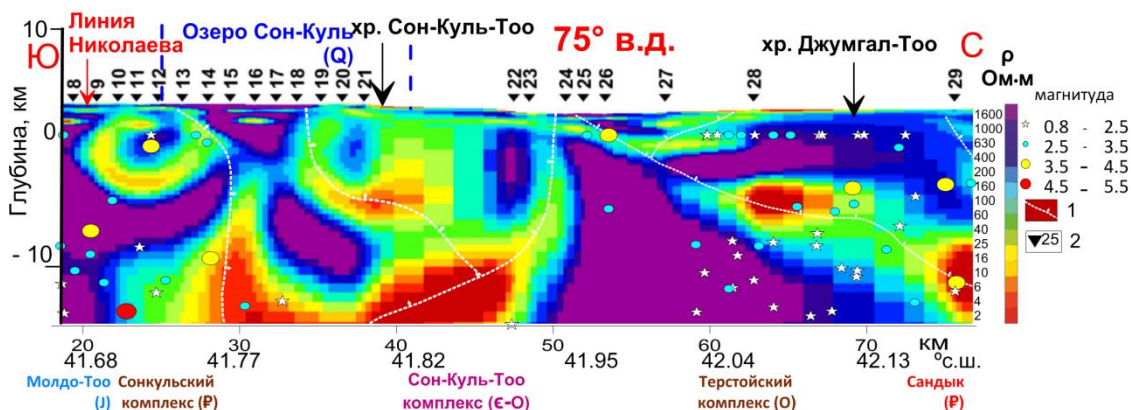


Рис. 2. Геоэлектрическая модель вдоль профиля «Сон-Куль» с гипоцентрами землетрясений 2000–2020 г. (вдоль 75° в.д.): 1 – основные тектонические разломы; 2 – пункты зондирования МТЗ.

Исследование ведется в рамках выполнения государственного задания НС РАН по теме АААА-А20-120102190009-9.

Литература

1. Печенюк О.В. Мониторинг состояния озера Сон-Куль (Кыргызстан), загрязненного пестицидами // Химическая безопасность. 2019. 3(1). С. 142–153. <https://doi.org/10.25514/CHS.2019.1.15010>.
2. Zhang D., Li Y., Li K., Ma X., Yang Y. Vegetation dynamics and climate variability over the past 2000 years inferred from Son Kul marsh in the western Tianshan Mountains // Journal of Mountain Science. 2021. V. 18. P. 1246–1255. <https://doi.org/10.1007/s11629-020-6281-2>.
3. Pacton M., Sorrel P., Bevillard B., Zacaï A., Vinçon-Laugier A., Oberhänsli H. Sedimentary facies analyses from nano- to millimetre scale exploring past microbial activity in a high-altitude lake (Lake Son Kul, Central Asia) // Geological Magazine. 2015. V. 152(5). P. 902–922. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000831>.
4. Schwarz A. et al. Mid-to late Holocene climate-driven regime shifts inferred from diatom, ostracod and stable isotope records from Lake Son Kol (Central Tian Shan, Kyrgyzstan) // Quaternary Science Reviews. 2017. T. 177. С. 340–356. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.009>.
5. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня // Труды Геологического института АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977.
6. Дженчураева Р. Палеозойская геодинамика, магматизм и металлогения Тянь-Шаня // Палеозойская геодинамика и месторождения золота в Кыргызском Тянь-Шане. Экскурсионный путеводитель IGCP-373. Бишкек, 2001. С. 29–70.
7. De Grave J. et al. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011. T. 20, № 4. С. 745–763.
8. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Морозов Ю.А., Непейна К.С. Глубинное строение литосферы Центрального Тянь-Шаня по профилю магнитотеллурического зондирования «Сон-Куль» // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496, № 2. С. 115–121. <https://doi.org/10.31857/S268673972102016X>.
9. Непейна К.С. Распределение гипоцентров землетрясений на геоэлектрических моделях

(на примере профиля МТЗ «Сон-Куль») // Современные техника и технологии в научных исследованиях: Сб. матер. XIV Межд. конф. мол. уч. и студ. Бишкек: Научная станция РАН в г. Бишкеке, 2022. С. 111–115.

10. Геологическая карта КР. М-б 1:500 000 / Сост. Б.Т. Турсунгазиев, О.Б. Петров. Бишкек: Агентство геологии и минеральных ресурсов Кыргызской Республики, 2008.

11. Алексеев Д.В. и др. Верхнепалеозойские субдукционные и коллизионные магматические комплексы Нарынского сектора Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан) // Доклады РАН. 2009. Т. 427, № 2. С. 219–223.

12. Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.

13. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районах Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии: возможная подготовка сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 65–73.

**РАЗРЕЗ ИГЕТЕЙ: СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ВЕРХНИЙ КАЙНОЗОЙ,
ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)**

Нечаев И.О.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, *nchaev-v-97@mail.ru*

Наиболее полный разрез плейстоцена в Сибири – разрез Игетей (53.581856, 103.444225) – расположен в береговой зоне Осинского залива Братского водохранилища. В стенке абразионного уступа здесь обнажается лессово-почвенная последовательность среднеплейстоцен-голоценового возраста. В рамках проведения реконструкций позднечетвертичных климатических изменений, а также для целей геологической корреляции опорных разрезов Байкальского региона при изучении осадков Игетей был изучен минеральный состав и выполнен геохимический анализ рыхлых отложений.

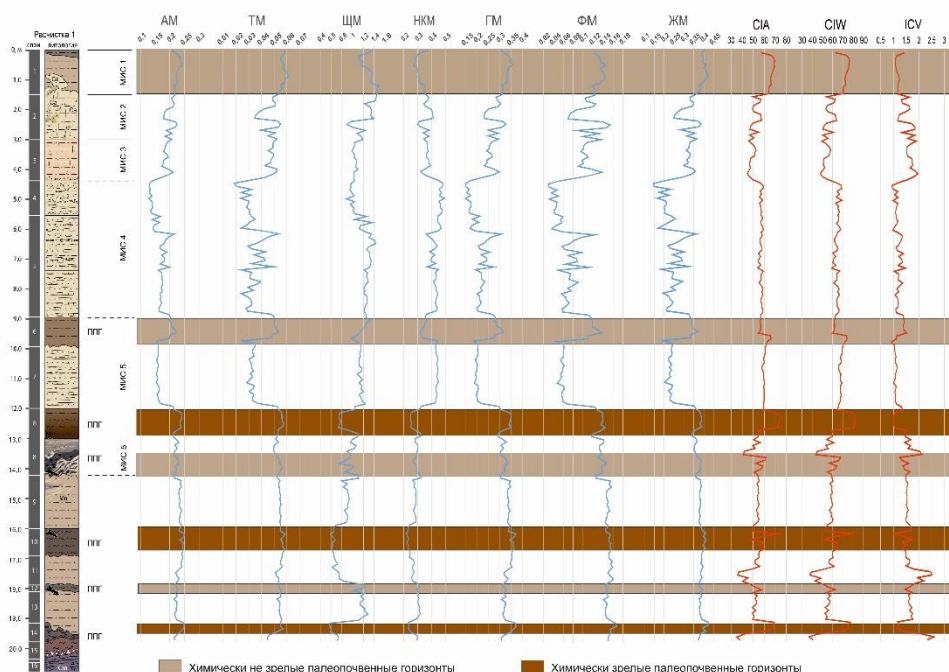
Разрез был вскрыт в береговом клифе двумя расчистками. Верхняя расчистка была заложена на глубину 13 м от современной почвы до основания казанцевского педокомплекса (МИС 5). Второй расчисткой был вскрыт нижний (черноземный) горизонт казанцевского педокомплекса, что позволило перекрыть расчистки разреза и дойти до цокольного выступа подстилающих коренных пород верхнего кембрия. Общая мощность разреза составила 21 м.

По результатам анализа содержания макроэлементного состава (основных петрогенных окислов) методом РФА полученные данные были использованы для расчетов индекса палеоклимата CIA [5], индекса химического выветривания CIW [4], индекса изменения состава пород на палеосборных площадях ICSV [3] и различных генетических модулей [2].

Индекс палеоклимата CIA имеет значительные вариации – от 30 до 80 (рисунок), показывая значения в диапазоне 60–80 в слоях 1, 6, 8, 10, 14, что указывает на периоды теплого и влажного климата, благоприятного для формирования зрелых почв. Индекс химического выветривания CIW характеризуется однотипными вариациями значений в указанных выше слоях с индексом палеоклимата. Максимальные значения этого индекса в диапазоне 76–84 указывают на высокую степень химического выветривания пород, обусловленную значительной химической переработкой пород эродируемой поверхности, что свидетельствует о формировании химически зрелых почв. Индекс изменения состава ICSV по тем же слоям имеет, наоборот, минимальные значения от 1.1 до 1.7 и отражает достаточно зрелые глинистые породы, которые согласуются с данными, полученными в CIW и CIA. Наивысшие пики в слоях 6, 8, 10 со значениями в 1.5; 1.5 и 1.6 соответственно также свидетельствуют о зрелости почвенных горизонтов. Более высокие значения этого индекса по разрезу свидетельствуют о том, что эти терригенные осадки сложены продуктами первого цикла седиментации, где материал поступал непосредственно при разрушении коренных пород магматического/вулканического происхождения.

Однотипность трендов распределения РЗЭ во всех изученных пробах по разрезу указывает на постоянство источников поступления обломочного материала. При неизменном составе источников сноса вариации значений многих генетических модулей зависят от вариаций палеоклимата. В химически зрелых палеопочвах

наблюдаются максимальные, относительно подстилающих и перекрывающих осадков, значения алюмокремниевого (АМ), титанового (ТМ), гидролизатного (ГМ), фемического (ФМ), железистого (ЖМ) модулей, обусловленных преобладанием в них глинистого материала, в том числе, возможно, где хлорит связан с вулканическим пеплом. При этом модули – щелочной (ЩМ) и общей щелочности (НКМ), отражающие сохранность в осадках полевых шпатов, напротив, имеют минимальные значения в выделенных палеопочвенных горизонтах, указывая также на существенную химическую переработку исходного субстрата при их формировании.



Распределение значений геохимических модулей и геохимических индексов в отложениях разреза Игетей. Модули: ГМ – гидролизатный, ЖМ – железистый, ФМ – фемический, ТМ – титановый, АМ – алюмокремниевый, НКМ – общей нормативной щелочности, ЩМ – щелочной. Индексы: CIA – палеоклимата, CIW – химического выветривания, ICV – зрелости пород.

По данным рентгеноструктурного анализа минеральный состав отложений представлен кварцем (40–65 %), полевыми шпатами (20–35 %), кальцитом (0–15 %), доломитом (0–7 %), амфиболом (до 5 %) и слоистыми силикатами: хлоритом, иллитом и смешанослойным иллит-сметкитом.

Осадки верхней части разреза представлены преимущественно эоловыми, песчаными и супесчаными отложениями, с чередой слабосформированных палеопочвенных горизонтов. В отложениях в значительной мере преобладает амфибол, кварц и полевой шпат, в меньшей степени – слюды. Хлориты установлены в следовых количествах.

Нижняя часть разреза состоит из склоновых отложений суглинисто-глинистого и суглинисто-супесчаного состава с серией сформированных палеопочвенных горизонтов. По сравнению с верхней частью разреза, в нижней амфиболовая

составляющая представлена заметно меньше, равно как кварц и полевой шпат. Отсутствующие и слабовыраженные в верхней части, в нижней части разреза выделяются повышенные концентрации иллита, хлорита и слюд. Отсюда следует, что в выделенных химически зрелых палеопочвах разреза присутствуют в значительном количестве продукты разрушения кислых пород – иллиты и основных пород – хлориты. Кроме этого, по данным микронзондового анализа в составе акцессорных минералов песчаной фракции на глубине 12 м фиксируется горизонт с высоким содержанием зерен оливина, хромита, ильменита и апатита. Обломки характеризуются угловатыми формами зерен и являют собой минералогическую ассоциацию магматического типа.

Таким образом, выделенные в разрезе Игетей палеопочвы представляют собой разные литотипы, обусловленные различными обстоятельствами их образования. Наиболее благоприятными условиями для формирования почв, как известно, являются теплые и влажные климатические обстановки. В это время формируются химически зрелые палеопочвы, которые были диагностированы в том числе при привлечении химических индексов и модулей, отражающих соотношение в осадках глинистого химически зрелого материала кор выветривания и обломочного материала первого цикла седиментации.

Акцессорные минералы, обнаруженные в средней части разреза, являются уникальной находкой позднего плейстоцена (МИС 5) для данного района. И если в поверхностных условиях хромит, ильменит и апатит устойчивы и могут переноситься на значительные расстояния от коренных источников, то оливин хрупок и химически неустойчив, сохраняется только вблизи коренных источников [1]. Следует еще раз отметить отсутствие признаков их окатывания. Это наводит на мысли о неустановленном импульсе синхронного вулканизма в изучаемом районе Предбайкалья или ближнем перемыве из постилающих комплексов, которые также неизвестны на данный момент.

Литература

1. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей. М.: Геос, 2006. 274 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
3. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudroc chemistry in southwrsstern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
4. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sed. Geol.* 1988. V. 55, № 3–4. P. 319–322.
5. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. 299 (5885). P. 715–717.

МЕТОДИКА ПОИСКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРА ОЗ. ИТКУЛЬ

Новиков В.С.¹, Дарьин А.В.¹, Калугин И.А.¹, Бабич В.В.¹, Rogozin Д.Ю.², Дарьин Ф.А.³,
Ракишун Я.В.³, Сороколетов Д.С.³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

² Институт биофизики СО РАН, Красноярск

³ Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, Новосибирск

Данный геохимический метод основан на изучении распределения химических элементов в составе донного осадка оз. Иткуль, куда они попадают посредством подземных и поверхностных вод, омывающих рудопроявления и их ореолы рассеяния.

Территория оз. Иткуль расположена в Ширинском районе Республики Хакасия и имеет общую площадь 55.5 км². Бассейн озера располагается в районе, где вскрывается апикальная часть Улень-Туимского гранитоидного батолита. К зоне верхнего контакта с известняками приурочены мелкие скарновые месторождения и рудопроявления Cu, Mo, W (Даринское, Алексеевское и др.) [1, 3].

Полевые работы проводились в феврале 2018 г. С использованием ручного ударного пробоотборника “UwitecPistoncorer” и пластиковых труб отобраны керны донных осадков длиной 850 мм из самой глубокой точки озера (16.2 м). В лабораторных условиях проведена пробоподготовка: нарезка дискретных проб с шагом 10 мм. Дискретные пробы отбирались с верхней (0–10 мм), средней (310–320, 630–640 мм) и нижней (840–850 мм) части керна. При подготовке проб к элементному анализу полученную 10-миллиметровую нарезку истирали в ступке, после чего пропускали через лабораторное сито КСИ Ду300 с размером ячейки 0.16 мм.

Для отделения тяжелых минералов применяется бромформ с удельным весом около 2.9 г/см³. Выход тяжелой фракции достаточно низкий – в среднем 0.05 %. Выделенные частицы тяжелой фракции помещали на алюминиевую подставку с токопроводящей клейкой лентой, фотографировали на оптическом микроскопе и покрывали углеродным слоем (20 нм).

Полученные образцы анализировали с помощью электронного сканирующего микроскопа JSM-6510LV (JeolLtd). В тяжелой фракции определялось порядка 300 минеральных зерен. Определен набор основных рудных минералов. Количество наблюдаемых зерен рудных минералов значительно выше для верхнего интервала. В таблице приведены данные (%) по распространенности рудных минералов, количественно оцененные по частоте встречаемости определенных рудных зерен (учтено около 300 для каждого интервала).

Среди рудных минералов доминируют магнетит, халькопирит, пирит, пентландит, ильменит, а также встречаются многочисленные зерна пироксена и единичные зерна циркона (таблица). Минеральные зерна преимущественно не изменены, либо слабо изменены, средней степени окатанности.

Отложения из верхнего интервала (0–10 мм) подвергались сканирующему микроанализу. Анализ проводился в Сибирском центре синхротронного и терагерцового излучения по аттестованной методике [2]. Движение образца осуществлялось рядами по 5000 мкм. Расстояние между рядами составило 300 мкм.

Время измерения в каждой точке составляло 20 с, одновременно определялось содержание 22 пороодообразующих и следовых элементов и рентгеновская плотность образца.

Средний процент встречаемости рудных минералов

Интервал \ Минерал	Халькопирит	Пирит	Магнетит	Ильменит	Пентландит
0–10	12	6	9	3	6
310–320		3			
630–640		2		3	
840–850			3	4	

Преимущество данного метода заключается в более детальном изучении химического состава образца. Так, с помощью РФА-СИ обнаружено зерно с высоким содержанием Мо, которое не удалось зафиксировать на электронном микроскопе.

Использование электронного сканирующего микроскопа и РФА-СИ позволяет провести детальное изучение донных осадков с целью поисков геохимических индикаторов скрытых рудопроявлений. На территории водосбора оз. Иткуль известно шесть месторождений и рудопроявлений, которые четко прослеживаются в минеральном разнообразии по всей глубине опробования керна. Также установлено уменьшение количества наблюдаемых зерен рудных минералов, что позволяет выделить границу начала активных добычных работ вблизи о. Иткуль.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. второе. Серия Минусинская. Лист N-46- XIII (Сорск). 2002.
2. Дарьин А.В., Ракшун Я.В. Методика выполнения измерений при определении элементного состава образцов горных пород методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 // Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. 2013. № 2 (51). С. 112–118.
3. Парначёв С.В., Парначёв В.П. Геология девонских отложений Чебаково-Балахтинской впадины (Республика Хакасия): Путеводитель геологической экскурсии 8–9 сентября 2003 г. Томск: ТПУ, 2003. 36 с.

ПЕРИ-ГОНДВАНСКИЙ ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ В ЮРСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

Новикова А.С.

Геологический институт РАН, Москва, novikova2787@yandex.ru

На востоке Горного Крыма в районе пос. Орджоникидзе юрские образования по традиционным представлениям [1] сложены чередованием глинистых, песчаных и песчано-конгломератовых толщ и пачек, а также пачек, сложенных песчанистыми известняками. В соответствии с другими представлениями, изложенными в работах [5–7], в этом районе распространен хаотически устроенный комплекс, представляющий собой незакономерное нагромождение разновеликих блоков (глыбы, олистолиты, олистоплаки) средне- и позднеюрских песчаников, конгломератов, известняков в неогеновом глинистом матриксе.

Полевые наблюдения на побережье к востоку от пос. Орджоникидзе позволили выявить важные детали внутреннего строения разрезов обнаженных здесь юрских толщ, а также соотношений глинистой и песчано-конгломератовой пачек. Эти наблюдения противоречат представлениям о хаотическом (олистостромовом) строении района пос. Орджоникидзе.

Выдержанные слои сидеритов и песчаников среди глин (рис. 1, А) указывают на то, что глины слагают слоистый разрез, а не хаотический комплекс. Эта глинистая пачка стратиграфически перекрыта песчано-конгломератовой пачкой (рис. 1, Б).

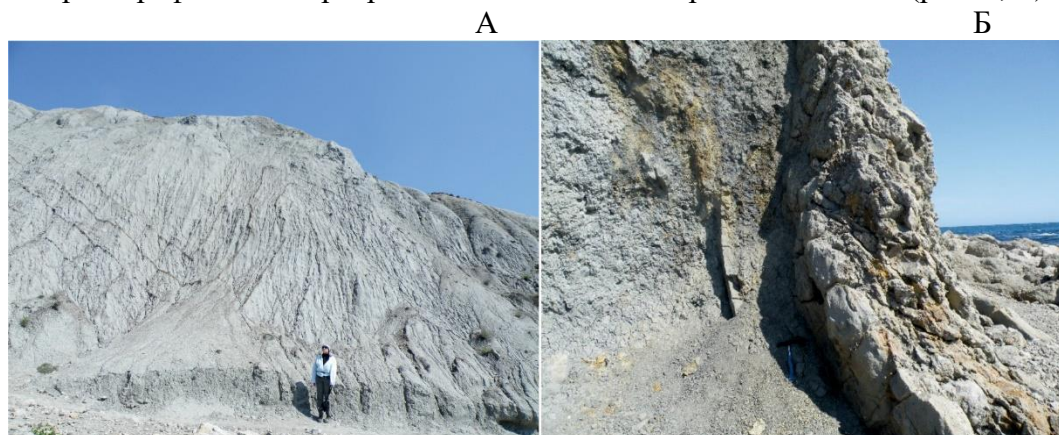


Рис. 1. Береговые обнажения в 500 м к югу от пляжа в центре пос. Орджоникидзе, в которых видно слоистое (не хаотическое) внутреннее строение глинистой пачки (А) и стратиграфический контакт глинистой и песчано-конгломератовой пачек (Б).

Из верхов разреза глинистой пачки, в 0.5 м ниже контакта с песчано-конгломератовой пачкой (рис. 1, Б) отобрана проба К19-006/2. М.А. Устинова (ГИН РАН) из этой пробы выделила и определила микропалеонтологический комплекс, характерный для титона. Во внутреннем строении песчано-конгломератовой пачки, стратиграфически залегающей на титонских глинах, участвуют крупные глыбы, олистолиты и пластовые отторженцы белых органогенных известняков (рис. 2). Это сближает строение и внешний облик этих грубообломочных образований и датированных титоном верхних конгломератов г. Южная Демерджи у г. Алушта [4].



Рис. 2. Олистолиты и крупные глыбы белых органических известняков в конгломератах южного побережья мыса Киик-Атлама на участке между поселками Орджоникидзе и Двужорным.

Из матрикса верхнеюрских грубообломочных пород около пос. Орджоникидзе (координаты 44°58'07.92" с.ш.; 35°21'29.28" в.д.) была отобрана проба К19-015. Пилотное U-Pb-изотопное датирование (LA-ISP-MS) выделенных из нее 70 зерен детритового циркона (dZr) было выполнено в ЛАХИ ГИН РАН (рис. 3, А). Пробоподготовка, выделение зерен dZr, описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, критерии отбора кондиционных возрастов приведены в работе [3].

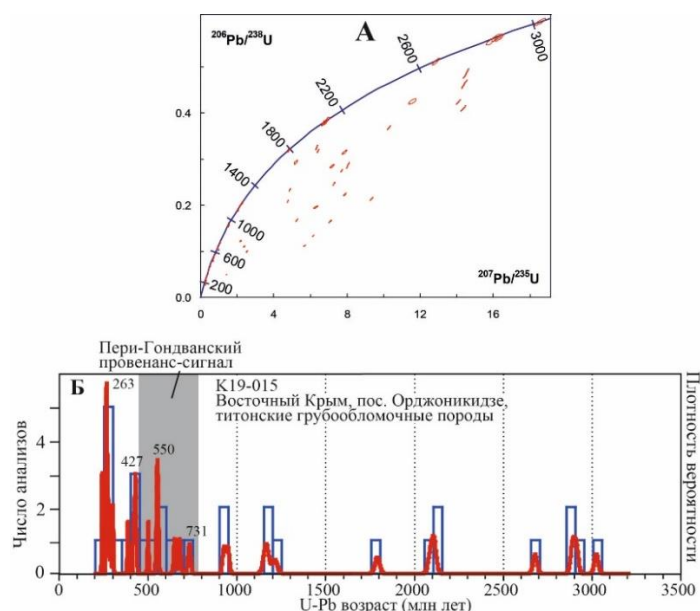


Рис. 3. Результаты пилотного изучения U-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из юрских (титон) грубообломочных пород в окрестностях поселка Орджоникидзе (проба К19-015). А – диаграмма с конкордией (эллипс $\pm 1\sigma$), Б – гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) возрастов.

Более половины анализов характеризуются высокой степенью дискордантности, только 33 изотопные датировки оказались кондиционными и были использованы для построения КПВ (рис. 3, Б).

Небольшое количество кондиционных значений возраста вынуждает трактовать полученные результаты как предварительные и не позволяет выполнить полноценное сопоставление с аналогичными данными по грубообломочным породам из других юрских толщ Горного Крыма. Однако в полученном наборе возрастов четко зафиксирована группа датировок зерен dZr с вендскими и раннепалеозойскими (кембрийско-ордовикскими) значениями возраста. Интервал возраста 450–750 млн лет соответствует кадомской фазе магматизма, а наличие dZr с такими возрастными значениями является маркером идентификации Пери-Гондванских террейнов (Пери-Гондванский провенанс-сигнал), которые были отчленены в начале палеозоя от северной периферии Гондваны и к концу палеозоя были вовлечены в строение южной окраины Аркт-Лавруссии [2].

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 23-27-00409).

Литература

1. Геология СССР. М.: Недра. 1969. Т. VIII, часть 1. Геологическое описание. 576 с.
2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре Южного и Юго-Восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
3. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
4. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
5. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
6. Юдин В.В., Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г. "Революция" в геологии Крыма // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. № 2. С. 25–37.
7. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.

ПЕСЧАНИКИ БАЗАЛЬНОГО УРОВНЯ СИНАЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО КРЫМА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Новикова А.С., Страшко А.В.

Геологический институт РАН, Москва, novikova2787@yandex.ru

В Крыму отчетливо выделяются две ландшафтные области, именуемые Горный и Степной Крым. Степной Крым – это часть молодой (эпигерцинской) Скифской платформы, обрамляющей с юга древнюю Восточно-Европейскую платформу, а Горный Крым (ГК) – фрагмент вовлеченного в синальпийское горообразование киммерийского покровно-складчатого пояса. В геоморфологическом смысле в пределах ГК расположены три по-разному выраженные горные гряды – Первая, Вторая и Третья гряды Крымских гор, а также два межгорных понижения, отделяющих соответственно Первую гряду от Второй и Вторую гряду от Третьей [1].

В строении ГК участвуют два структурно-тектонических этажа [3]. Нижний этаж – киммерийский и верхний – синальпийский. Киммерийский структурный этаж формируют неравномерно дислоцированные образования, охватывающие стратиграфический интервал от верхнего триаса до пограничных уровней между верхней юрой и нижним мелом. На современном эрозионном срезе эти образования распространены в пределах Первой гряды и в межгорном понижении, отделяющим ее от Второй гряды Крымских гор.

Синальпийский структурный этаж образован моноклинально залегающими меловыми (в наиболее полных разрезах – от готерива) и кайнозойскими толщами. Низы разреза синальпийского структурного комплекса широко распространены в вершинной части, а толщи стратиграфического диапазона – от сеномана до палеоцена включительно слагают как вершинную часть, так и северный склон Второй гряды. В понижении, разделяющем Вторую и Третью гряды Крымских гор, развиты эоцен-олигоценые и нижнемиоценовые толщи, а сама Третья гряда сложена толщами, охватывающими стратиграфический диапазон от верхов миоцена до низов квартера.

Отдельные стратиграфические подразделения, участвующие в строении киммерийского структурного комплекса ГК сейчас уже охарактеризованы результатами U–Pb датирования зерен детритового циркона (dZr) [2, 5, 7, 8].

В настоящей работе представлены результаты U–Pb изотопного датирования зерен dZr из базального уровня разреза синальпийского структурного этажа ГК. В частности, представлены результаты U–Pb изотопного датирования зерен dZr из известковистых песчаников резанской свиты горы Длинной (левый борт долины р. Бодрак, сразу к востоку от с. Прохладное). Проба (начальным весом около 1 кг) была отобрана в верхней части северо-западного склона г. Длинной (в точке с координатами 44°45'40.64" с.ш., 33°59'55.74" в.д.). Здесь на размытой поверхности интенсивно деформированного флиша верхнетаврической свиты полого (5–7°) залегают наклоненные к север-северо-западу охристые слабосцементированные карбонатным материалом существенно кварцевые песчаники с обильными палеонтологическими остатками (фрагменты раковин двустворчатых моллюсков, одиночные экземпляры и фрагменты колоний шестилучевых кораллов из группы склерактиний и др.).

Проба была дегенерирована в 10 % водном растворе соляной кислоты. Промытый в дистиллированной воде дезинтегрированный материал пробы после просушки на воздухе был разделен в тяжелой ($\sim 2.93 \text{ г/см}^3$) жидкости ГПС-В. Полученная таким образом тяжелая фракция была подвергнута магнитной сепарации. Немагнитная часть тяжелой фракции состояла в основном из апатита и циркона (более 500 зерен). Зерна циркона (более 200) случайным образом были выбраны вручную под бинокляром и помещены на клейкую ленту, а потом имплантированы в эпоксидную шашку диаметром 1 дюйм. После приполировки шашки примерно на половину размера типичного зерна циркона все имплантированные в шашку зерна были сфотографированы в поляризационном микроскопе. Для каждого зерна было сделано по несколько (от 4 до 6) фотографий с разной глубиной фокусировки – от приполированной поверхности зерна – в глубь него. По этим наборам фотографий были выбраны зерна циркона, в которых имелись участки, лишенные трещин и включений, имеющих размер более 40–50 мк в диаметре, позволяющий провести изотопный анализ с лазерным пробоотбором с диаметром лазерного пучка 30 мк.

U-Pb изотопное датирование зерен dZr (LA-ICP-MS) из пробы K16-119 выполнено в КЦП ЛХФИ ГИН РАН. Описание аппаратуры, а также технология измерений приведены в работе [5], а методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе [6]. Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы «GLITTER», приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex, размещенной в свободном доступе.

В пробе K16-119 изучение U-Pb изотопной системы выполнено для 180 зерен dZr. Почти 40 % анализов характеризуются сильной дискордантностью. Это свидетельствует о том, что некоторые зерна циркона еще до попадания в песчаник резанской свиты испытали термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие (возможно, неоднократное), что в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в них, в том числе и очень существенно ($D > 30\%$). Только 107 анализов с $10\% < D < 10\%$ использованы для построения гистограммы и кривая плотности вероятности (КПВ). Максимальный возраст – 3099 ± 11 ($D = 0.1\%$), минимальный – 212 ± 2 ($D = 0.0\%$) млн лет. Сдвоенный доминирующий пик – 274 и 289 млн лет (среднее значение около 280 млн лет) и менее выраженные пики (поддержанные более чем тремя датировками) – 305, 332, 2080 и 2888 млн лет.

Сопоставление полученных по пробе K16-119 новых данных с данными, характеризующими средне- и верхнеюрские грубообломочные породы ГК, а также нижнеюрские (проба N18-002) и верхнетриасовые части флишевой таврической серии (пробы N18-001 и 18-003) позволяют сделать вывод о том, что в пробе K16-119 при резком(!) доминировании зерен с возрастом в диапазоне от 250 до 300 млн лет (пермь) в разной степени выраженности присутствуют популяции или отдельные зерна циркона с возрастом, соответствующим возрасту популяций циркона из песчаников всех изученных к настоящему времени толщ ГК. Важно заметить, что известковистые песчаники, слагающие резанскую свиту – базальный уровень синальпийского структурного комплекса ГК, в 3.2 км по аз. 50° от места отбора пробы K16-119 налегают на эрозионную поверхность габбро-диоритов Первомайского интрузива (восточный фланг г. Большой Кермен), возраст аксессуарного циркона из которых – 174.2 ± 1.2 млн лет (рубеж средней и ранней юры) [4]. В 3.2 км по аз. 15° (к востоку от с. Трудолюбовка) расположена размытая поверхность пород осадочно-вулканогенной толщи байоса (средняя юра) [4]. При

этом зерен циркона с юрским возрастом в пробе K16-119 из песчаников резанской свиты не обнаружено. Доминирование в резанских песчаниках зерен циркона с возрастом в диапазоне от 250 до 300 млн лет, по мнению авторов, указывает на то, что источником детрита, слагающего базальные уровни субальпийского комплекса ГК, были комплексы и структуры фундамента Скифской плиты. Продукты эрозии этих комплексов и структур несогласно перекрыли в числе прочего и юрские магматические образования, лишив их возможности поставлять обломочный материал в синальпийский комплекс.

Работа выполнена в соответствии с планами исследований по теме гос. заданий ГИН РАН.

Литература

1. Геология СССР. Т. 8. Крым / Под ред. М.В. Муратова. М.: Недра, 1969. 575 с.
2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средневерхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 4. С. 52–75.
3. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 3. С. 22–33.
4. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Доклады РАН. 2017. Т. 474, № 1. С. 66–72.
5. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
6. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0335.
7. Романюк Т.В. и др. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 453–473.
8. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Kuznetsov N.B. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. Т. 108. P. 2407–2428. DOI: 10.1007/s00531-019-01770-2.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИАТОМЕЙ И ИНFUЗОРИЙ-ТИНТИННИД В КЕРНЕ LV83-32-1 ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Обрезкова М.С., Василенко Л.Н.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, obrezkova@poi.dvo.ru

В последнее время окраинные моря Северного Ледовитого океана находятся под влиянием различных природных и антропогенных факторов, оказывающих воздействие на их экологическое состояние. Применение комплексных методов (литологические, микропалеонтологические и др.) для изучения этих морей необходимо для воссоздания истории их геологического прошлого, палеоокеанографических реконструкций и установления степени влияния природных и антропогенных факторов на их современное состояние.

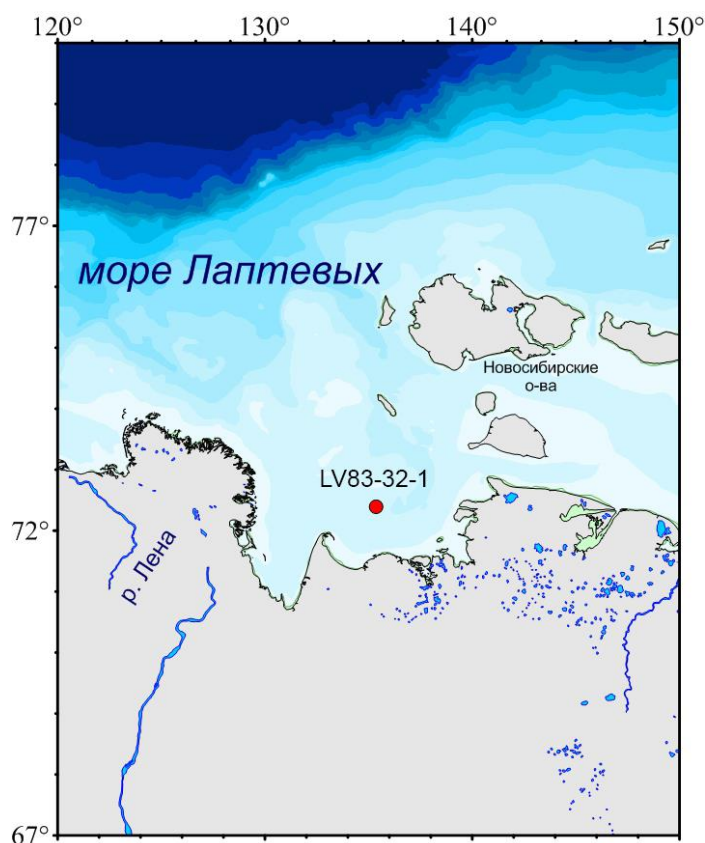
Диатомовые водоросли – одна из наиболее приоритетных групп микрофоссилий, широко используемая при палеогеографических исследованиях. Интерес к ним обусловлен, прежде всего, их обилием и хорошей сохранностью в донных осадках. В то же время диатомеи обладают хорошо выраженной реакцией на экологические изменения в природной среде, что позволяет использовать их для реконструкции палеогеографических условий. Тинтинниды – группа планктонных инфузорий, большая часть которых обитает в морской воде. Они играют важную роль в круговороте питательных веществ в водных экосистемах. Гиалиновые или агглютинированные лорики (раковины) тинтиннид хорошо сохраняются в осадках после фоссилизации, что также позволяет использовать их для решения стратиграфических, экологических и палеоокеанологических задач.

Целью данной работы было изучение распределения диатомей и тинтиннид в голоценовых осадках юго-восточной части моря Лаптевых для реконструкции условий осадконакопления. Был использован материал, полученный в ходе 83-го рейса НИС “Академик Лаврентьев” сотрудниками ТОИ ДВО РАН в 2018 г. Исследуемый керн LV83-32-1 отобран в северной части Янского залива восточнее дельты реки Лены (рисунок) на глубине 19 м с помощью гравитационной трубки. Выход керна 252 см. Образцы для изучения микрофоссилий отбирались с шагом 4 см. Обработка образцов и приготовление препаратов для микропалеонтологических анализов проводились согласно стандартной методике [2, 5].

В изученных отложениях была установлена богатая диатомовая флора, представленная 225 видами и внутривидовыми таксонами диатомовых водорослей, принадлежащих 70 родам. Определение систематической принадлежности некоторых диатомей являлось затруднительным из-за частичного растворения их створок. Наибольшим видовым богатством отличаются роды *Eunotia* (18), *Gomphonema* (12), *Symbella* (12), *Navicula* (9), *Diploneis* (7). Несмотря на богатое видовое разнообразие диатомей, их количественные характеристики варьируются в пределах от 0.001 до 0.684 млн створок на 1 грамм воздушно-сухого осадка. Агглютинированные лорики инфузорий-тинтиннид в керне редки, судя по морфологическим признакам, принадлежат двум морским видам: *Tintinnopsis ventricosoides* Meunier и *Stenosemella nivalis* (Meunier) Kofoid and Campbell. Эти виды ранее не были установлены в данном регионе [1]. Лорики первого вида отмечены в

интервалах глубин 0–5, 16–17, 28–29, 36–37 и 60–61 см, а второго вида – только в 0–5 см. Ниже уровня 60 см лорики тинтиннид не обнаружены.

Низкое количественное содержание диатомей в изученном керне, а также немногочисленный таксономический состав инфузорий-тинтиннид могут быть связаны с месторасположением данного керна в районе средних глубин в зоне преимущественного накопления разнотиннистых отложений [3]. Активные гидродинамические процессы могли влиять на сохранность и аккумуляцию микрофоссилий в отложениях. Лишь в средней части изучаемого керна (интервал 120–170 см) наблюдается резкий скачок численности створок диатомей, что может объясняться повышенной палеопродуктивностью на данном этапе формирования осадков.



Местоположение изученной колонки.

На основе изменения видового состава диатомей, смены доминирующих видов, экологических групп и количественного содержания диатомей в осадках керна LV83-32-1 были выделены интервалы, характеризующиеся разными диатомовыми комплексами. Интервал 252–176 см характеризуется низким количеством диатомовых водорослей, но высоким содержанием пресноводных диатомей в осадках. Это свидетельствует о сильном распреснении данного участка шельфа в геологическом прошлом. Для интервала 176–120 см характерен количественный максимум диатомей, наблюдается большее содержание морских видов, по сравнению с верхней частью керна. Интервал 120–0 см отличается преобладанием солоноватоводных видов диатомей, типичных в настоящее время для восточной части моря Лаптевых [4]. Появление морских видов тинтиннид в данном интервале согласуется с результатами диатомового анализа.

Таким образом, изучение фоссилий диатомовых водорослей и инфузорий-тинтиннид в голоценовых отложениях керна LV83-32-1 позволило выделить интервалы с различными условиями осадконакопления, а именно пресноводными, морскими и распресненными. Получение датировок абсолютного возраста в дальнейшем позволит провести детальную реконструкцию условий седиментации в исследуемом районе.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 21-17-00081). Авторы благодарят А.С. Астахова за предоставленный материал.

Литература

1. Бурковский И.В. Новые данные по тинтиннидам (Tintinida, Ciliata) Арктики и ревизия фауны // Зоологический журнал. 1976. Т. 55, № 3. С. 325–336.
2. Жузе А.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. Методика исследования // Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. С. 50–79.
3. Николаева Н.А., Дударев О.В. Минералогический состав поверхностных осадков юго-восточной части моря Лаптевых // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 25–30.
4. Obrezkova M.S. et al. Distribution of diatoms in seafloor surface sediments of the Laptev, East Siberian, and Chukchi seas: implication for environmental reconstructions // Polar Biology. 2023. V. 46. P. 21–34. <https://doi.org/10.1007/S00300-022-03105-5>.
5. Vasilenko L., Vasilenko Yu., Bosin A., Tsoy I., Shi X., Liu Y. Distribution of radiolarians and tintinnid ciliates in Upper Holocene sediments of Laptev and East Siberian Seas // Polar Biology. 2023. V. 46. P. 35–51. <https://doi.org/10.1007/s00300-022-03108-2>.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОНГУРЕНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Охремчук Е.Е.

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

В Западном Прибайкалье ультраосновные интрузии локализованы в структурах юго-западной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона. Ранее единичные сведения о них встречались только в легенде к Государственной геологической карте и до недавнего времени это было «белое пятно» в исследованиях ультраосновного магматизма на юге Сибири. За последние несколько лет был собран представительный материал по петрографии, минералогии и рудоносности этих пород [1–3].

Рассматриваемые ультрамафиты обладают химическим составом, характерным в целом для ультраосновных пород низкщелочного подотряда: им присущи невысокие содержания кремнезема (42–45 %), щелочей (0.1–0.6 % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), повышенные – MgO (28–35 %), Ni (1200–2000 г/т), Cr (1000–5000 г/т). Для пород характерно закономерное увеличение содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , CaO с уменьшением MgO .

Все образцы демонстрируют однотипное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) со значительным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым – $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=2.6\text{--}5.8$ и средним – $(\text{La}/\text{Nd})_N=1.7\text{--}4.0$. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных по составу примитивной мантии, характеризуются заметным обеднением Nb с $(\text{Nb}/\text{La})_{PM}$ и $\text{Nb}/\text{Th}_{PM} < 1$, отрицательными аномалиями Ti ($\text{Ti}/\text{Gd}_{PM} = 0.59\text{--}0.72$), положительными – Pb и обогащением крупноионными литофильными элементами (Cs и Rb). Положение точек составов пород на диаграмме вариаций Th/Yb_{PM} и Nb/Yb_{PM} отношений свидетельствует о том, что их геохимические характеристики связаны скорее с особенностями состава мантийного источника, чем с коровой контаминацией.

Как уже отмечалось выше, фигуративные точки составов пород на графиках зависимости петрогенных элементов от MgO образуют линейные тренды, характерные для пород, образованных в результате фракционирования единственной ликвидусной фазы – оливина. Для проверки этого предположения была использована диаграмма Пирса [4], на которую нанесено молекулярное количество кремнезема и суммы оксидов магния и железа, ранжированное по молекулярным количествам окиси алюминия (не удаляющегося из расплава во время фракционирования оливина). Точки составов пород Онгуренского массива образуют линейный тренд с наклоном 1.97, близкий к идеальному показателю 2.0, характерному для фракционирования оливина [4, 5]. Невысокая дисперсия точек составов пород от линейного тренда предполагает, что они могли быть произведены из единой первичной магмы, состав которой последовательно модифицировался процессами фракционирования/аккумуляции оливина на небольших глубинах. На диаграмме $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ все образцы также попадают в единый тренд, наклон которого показывает, что мольное отношение MgO/FeO во фракционирующей железо-магнезиальной фазе имеет среднее значение 12.81. Это эквивалентно фракционированию оливина со средним составом $\text{Fo}_{87.2}$. Такая же величина

железистости «первичного» оливина получена исходя из точки пересечения линейного тренда состава пород Онгуренского массива на диаграмме FeO общ.–MgO, отвечающего конноде «состав исходного расплава – состав исходного оливина» [6], с линией стехиометричных составов оливина.

Согласно расплав-оливиновому геотермометру [7] кристаллизация оливина Fo_{87} происходила при температуре 1240 °С. Использование клинопироксенового барометра [8] подтвердило сделанный ранее вывод [2] о становлении интрузии в условиях гипабиссальной фации глубинности (1.5 кбар).

С использованием коэффициента Fe-Mg обмена между оливином и расплавом [9] и уравнения линейной регрессии вариационных диаграмм MgO – окисел был рассчитан состав исходного расплава, мас. %: SiO₂ 49.59, TiO₂ 0.46, Al₂O₃ 10.50, FeO_{общ.} 9.14, MnO 0.21, MgO 17.45, CaO 10.86, Na₂O 0.29, K₂O 0.59, P₂O₅ 0.11, по соотношению содержания SiO₂ и суммы щелочей отвечающий основному пикробазальту. Он во многом близок составам расплавов, рассчитанных для пород Тартайского массива (Восточный Саян) [10] и плагиоперидотитовых силлов Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье [11], которые, как и Онгуренский массив, являются частью Иркутской крупной изверженной провинции [12].

Литература

1. Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Поляков Г.В. Массивы Улан-Хан и Зундук (Западное Прибайкалье) как часть Восточно-Сибирской металлогенической провинции // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2018. С. 363–371.
2. Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Doroshkov A.A., Pikiner E.E. Compositional Variations of Cr-Spinel in High-Mg Intrusions of the Primorsky Ridge (Western Baikal Region, Russia) // Minerals. 2020. V. 10, № 7. P. 608.
3. Охремчук Е.Е., Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С. Сульфидная минерализация неопротерозойских ультрамафитов юго-западной части Байкальского выступа Сибирского кратона // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых) «Современные направления развития геохимии». 2022. С. 76–77.
4. Pearce T.H. The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. 97. P. 529–534.
5. Beswick A.E. Primary fractionation and secondary alteration within an Archean ultramafic lava flow // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. 82. P. 221–231.
6. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.
7. Crabtree S.M., Huber A., Beck K. Thermodynamic assessment of the magmatic history of Blue Rock shield Vcano, Jackson Co., Oregon: application of a new DN_i (olivine-melt) geothermometer and other models // Bull. Vc. 2017. V. 79 (5). P. 35–52.
8. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. 133. P. 122–135.
9. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine liquid equilibrium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1970. 29. P. 275–289.

10. Поляков Г.В. и др. 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.
11. Орсов Д.А., Мехоношин А.С. Условия формирования силлов габбро-перидотитов Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 4. 0650.
12. Мехоношин А.С. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, Т. 57, № 5. С. 1043–1057.

ТЕРМОКИНЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УЧАСТКОВ КЫЛЛАХСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО- НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Пазухина А.А.¹, Малышев С.В.¹, Худoley А.К.¹, Нилов С.П.¹, Брянский Н.В.^{2,3}, Каримов А.А.^{2,3}, Ефремова У.С.³

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, aarazukhina@gmail.com

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса сложен осадками пассивной окраины Сибирской платформы (рис. 1), деформированными в результате позднемезозойских тектонических событий [4]. Ранее авторами производилась оценка возраста деформаций и этапов надвигообразования в пределах Кыллахской тектонической зоны Южно-Верхоянского сектора с помощью методов низкотемпературной термохронологии – трекового анализа циркона и апатита [2]. Однако в ходе тектонических процессов во фронтальных частях складчато-надвиговых поясов геотермический градиент мог существенно изменяться, что не позволяет напрямую интерпретировать трековый возраст как возраст деформаций [3]. Для уточнения вероятного возраста деформаций в регионе необходимо дать количественную оценку теплового режима. Данный вопрос решается методом термокинематического моделирования, основанного на решении уравнения теплопереноса в блоке земной коры методом конечных элементов [1]. Моделирование включает в себя совместное использование методов структурной геологии и низкотемпературной термохронологии.

В настоящем исследовании используется термохронологический возраст, полученный ранее для Кыллахской гряды [2], а также новые данные, полученные по трем пробам из рифейских песчаников хребта Эбейке-Хаята и двум пробам рифейских и вендских песчаников из западного крыла Горностахской антиклинали. Подсчет треков и их длины производился с помощью установки Autoscan на базе ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Измерение концентраций ²³⁸U выполнялось методом LA-ICP-MS в ИЗК РАН (г. Иркутск). Результаты трекового датирования представлены на рис. 2. Согласно результатам ранее проведенных исследований [2] и новым данным, первое связанное с охлаждением пород крупное событие произошло в период около 115–130 млн лет, второе – около 75–80 млн лет для пород хребта Эбейке-Хаята и 65–80 млн лет – для пород Кыллахской гряды. Более древний трековый возраст, полученный для песчаников западного крыла Горностахской антиклинали, фиксирует остывание в ~90 млн лет. Молодое событие, установленное ранее в результате t-T моделирования для пород Кыллахского гребня [2] и также в данном исследовании для пород хребта Эбейке-Хаята, произошло в период ~20–30 млн лет.

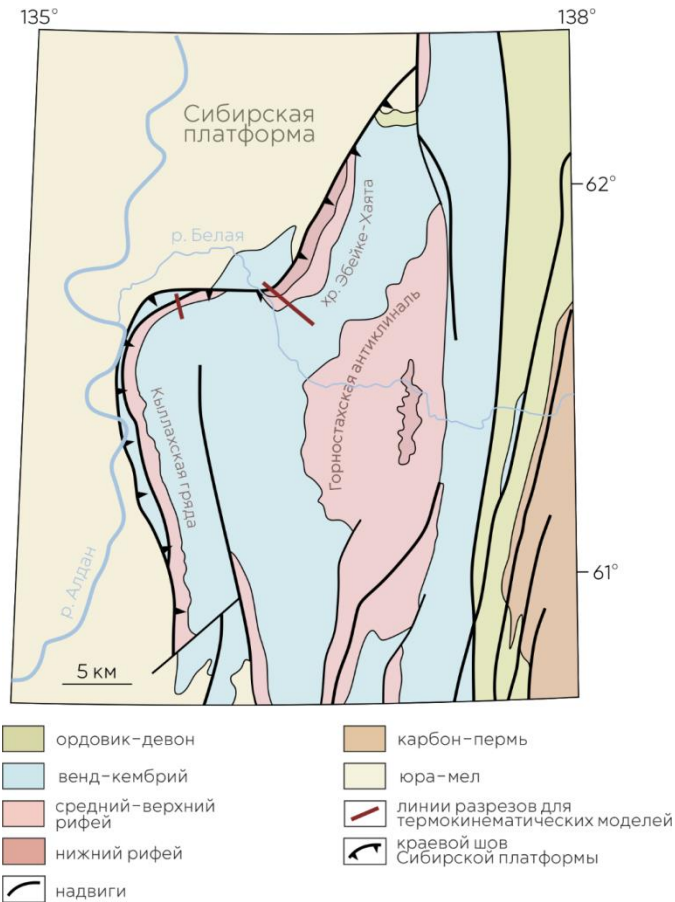


Рис. 1. Схематичная геологическая карта района исследований по [4].

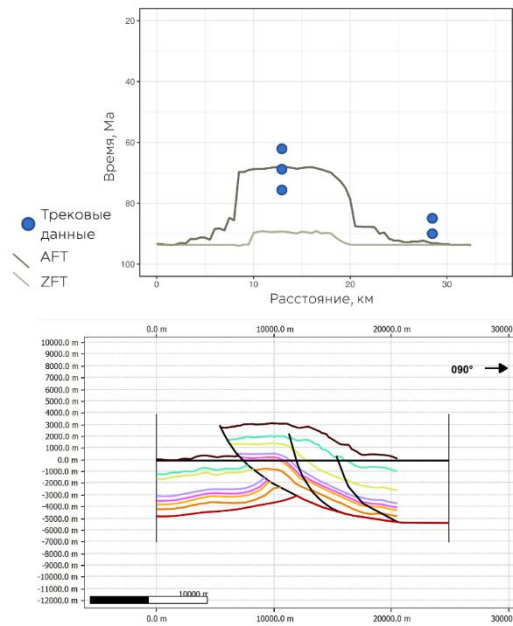


Рис. 2. Результаты термокинематического моделирования для хребта Эбейке-Хаята и данные, полученные в результате трекового датирования.

Для термокинематического моделирования были составлены структурно-кинематические модели через Кыллахскую гряду и хребет Эбейке-Хаята. Выбор

объектов для моделирования обусловлен значительным рельефом, поскольку оба хребта сформированы во фронтальной зоне Кыллахского надвига, по которому фиксируются наиболее значительные перемещения. С помощью программы MOVE была произведена балансировка разрезов и последующая компенсация перемещений пород по разломам инструментом Move-on-fault методом Fault-parallel-flow и приведение слоев в недеформированное состояние инструментом 2D Unfolding методом Flexural slip. Величина горизонтального смещения в районе хребтов составила ~16 км.

Структурные модели использовались для получения векторов перемещений пород в программе FETKin. Дальнейшее моделирование возраста охлаждения пород в программе FETKin производилось на основе полученных векторов и физических параметров толщ, в результате чего были получены структурно-временные модели для Кыллахской гряды и хребта Эбейке-Хаята. На рис. 2 представлена термокинематическая модель для хребта Эбейке-Хаята, отражающая полученный путем прямого моделирования термохронологический возраст, согласующийся с реальным возрастом, полученным методом трекового датирования. Полученные результаты позволяют интерпретировать охлаждение пород как следствие поднятия в ходе надвигообразования и последующей эрозии. Начало деформаций во фронтальных частях фиксируется в ~90 млн лет. Наиболее интенсивные деформации происходили в период ~80–75 млн лет. При этом данная модель предполагает формирование складок в период 90–80 млн лет, затем происходит срыв пород по поверхности главного надвига ~ 80 млн лет назад, и далее до 75 млн лет формируются ответвляющиеся от главного надвига. Трековый возраст, полученный для хребта Эбейке-Хаята, перекрывается в пределах ошибки и указывает на данное термальное событие. Согласно результатам моделирования кривой для трековых возрастов циркона, на данном участке разреза изотопная система не была переустановлена, что свидетельствует об отсутствии прогрева пород до температуры свыше 240 °C и, как следствие, поднятия их с глубины не более 10 км (при значении геотермического градиента 25 °C/км, использованного при моделировании). Ранее авторами также было установлено, что в песчаниках Кыллахского хребта трековая система в цирконах не была переустановлена [2].

Литература

1. Almendral A. et al. FetKin: Coupling kinematic restorations and temperature to predict thrusting, exhumation histories, and thermochronometric ages // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 2015. V. 99. P. 1557–1573. doi:10.1306/07071411112.
2. Malyshev S., Khudoley A., Glasmacher U., Kazakova G., Kalinin M. Constraining Age of Deformation Stages in the South-Western Part of Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt by Apatite and Zircon Fission-Track Analysis // *Geotectonics*. 2018. V. 52. P. 634–646. doi:10.1134/S0016852118060055.
3. Husson L., Moretti I. Thermal regime of fold and thrust belts — an application to the Bolivian sub Andean zone // *Tectonophysics*. 2002. 345 (1–4). P. 253–280.
4. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156–198.*

РАСШИРЕНИЕ СЕТИ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА ГРУНТОВ ПОД ОБЪЕКТАМИ КАПИТАЛЬНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА ТЕРРИТОРИИ Г. САЛЕХАРДА В 2022 Г.

Паламарчук В.А.^{1,2,3}, Шеин А.Н.¹, Королева Е.С.^{1,3}, Башкова А.А.¹, Гончаров А.А.¹

¹ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард, palamarchuk97@inbox.ru

²Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва

³Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

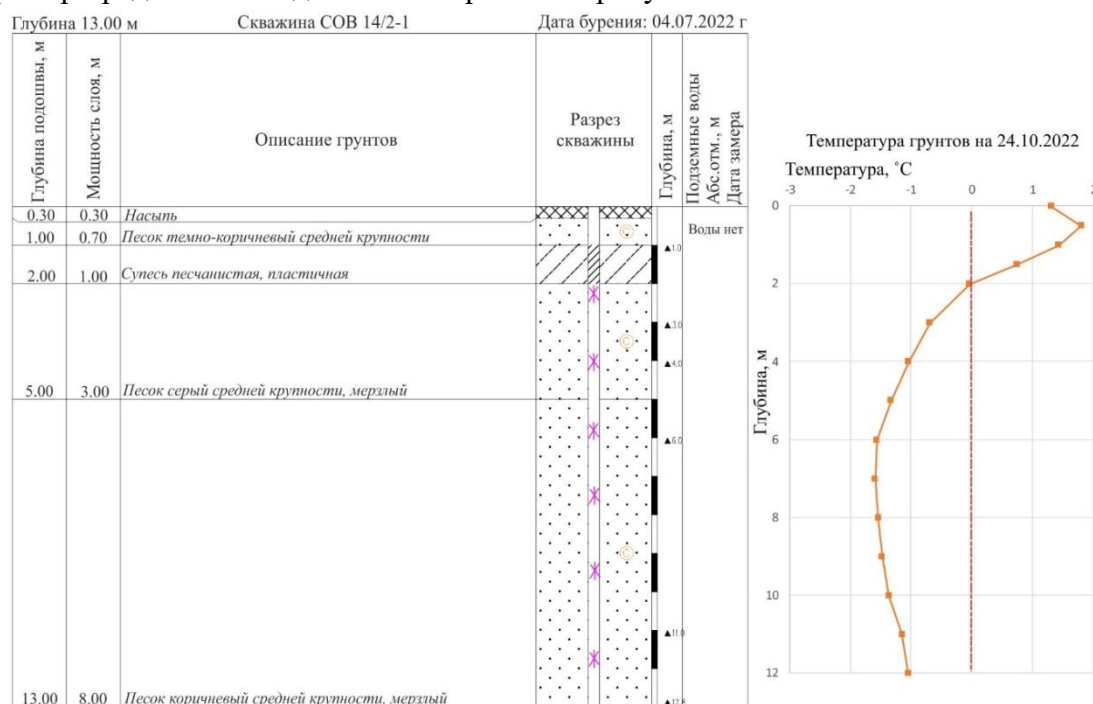
Большая часть зданий и сооружений в пределах криолитозоны возводится по принципу сохранения мерзлого состояния грунтов оснований (I принцип) [6]. При проектировании на многолетнемерзлых грунтах (ММГ) по I принципу в основном используют свайный тип фундамента [2, 7, 8]. С учетом колебаний климата и возрастающей антропогенной нагрузки на окружающую среду происходит заглубление кровли ММГ, а также изменение несущей способности грунтов оснований в зонах жилых зданий и других инженерных сооружений, что может приводить к серьезным авариям [2, 5]. Температура ММГ является важнейшим фактором, определяющим их прочностные и деформационные свойства. С ее повышением прочность мерзлых грунтов снижается, а их способность к деформированию возрастает, поэтому всякое освоение области распространения многолетнемерзлых пород, которая занимает около 65 % территории России, должно опираться на наблюдения и прогноз температурного режима пород и на управление этим режимом [4].

Температурный режим ММГ в пределах г. Салехарда крайне неравномерный. Для территории характерно наличие высокотемпературных мерзлых грунтов, которые при строительстве часто промораживают сезонно-действующими охлаждающими устройствами (СОУ). Амплитуда изменения температуры грунтов на подошве слоя годовых колебаний составляет 8–10 °С, значения температуры изменяются от –2 до +8 °С [1].

Для анализа текущей и прогнозирования будущей температуры грунтов основания объектов капитального строительства с 2018 г. в г. Салехарде разрабатывается система автоматизированного контроля их температуры [2, 3, 7, 8]. С 2018 по 2021 г. для отработки и оптимизации методики под зданиями в г. Салехарде было пробурено и оборудовано термометрическими косами около 80 скважин. Данные мониторинга также использовались для расчета нестационарного температурного поля. Теплотехнические расчеты выполнялись согласно СП 25.13330.2021 [6]. Вычисления проводились с помощью программы, которая разрабатывается сотрудниками Института математики и механики Уральского отделения РАН совместно с сотрудниками Научного центра изучения Арктики. Проведенные численные расчеты показали возможность описывать и давать прогнозы динамики температуры в зоне свайного фундамента [2]. Основные результаты исследований представлены в работах [2, 7, 8 и др.]

В 2022 г. был реализован пилотный проект автоматизированного температурного мониторинга г. Салехарда, в рамках которого пробурено более 100 термометрических скважин под 15 капитальными объектами. Бурение проводилось с отбором образцов грунта и детальным геологическим описанием. На 11 объектах проведены разовые замеры температуры в период максимального оттаивания грунтов

(сентябрь – октябрь). По результатам анализа первоначальных данных построены литологические колонки и графики изменения температуры грунтов по глубине. Пример представления данных изображен на рисунке.



Пример представления геологических и температурных данных по скважине СОВ 14/2.

Температурные данные были систематизированы и обобщены в таблице.

Данные температурного мониторинга грунтов под объектами капитального строительства г. Салехарда в период их максимального оттаивания в 2022 г.

№ здания	Название здания	Количество скважин, где произведены разовые замеры	Мощность сезонно-талого слоя (по температурным данным), м	Температура мерзлых грунтов, °С
1	МАОУ СОШ № 1	6	1.5–2.5	от –0.01...–0.80 до –1.0...–3.5
2	МБОУ СОШ № 2	5	2.0–4.0	от –0.03...–0.40 до –0.16...–2.60
3	МАДОУ "Рябинка"	2	4.0	от –0.1 до –0.4
4	МБДОУ "Золотая рыбка"	2	1.5–2.0	от –0.02...–0.20 до –0.50
5	Ямальский многопрофильный колледж (корпус 2)	6	2.0–4.0	от –0.03...–0.80 до –0.9...–2.1
6	Ямальский многопрофильный колледж (корпус 4)	6	1.5–3.0	от –0.1...–0.5 до –0.8...–3.0

Продолжение таблицы				
7	Хирургический корпус ГБУЗ СОКБ	3	2.0–2.5	от –0.1...–0.6 до –1.5...–2.9
8	Инфекционный корпус ГБУЗ СОКБ	4	от 2.0–3.0 до 7.0	от –0.04...–0.40 до –0.4...–1.0
9	Жилой дом 1	11	1.5–2.0	от –0.1...–0.5 до –1.6...–2.5
10	МКУ "Финансовая дирекция городского хозяйства»	4	3.0–4.0	от –0.1...–0.8 до –0.7...–1.7
11	Жилой дом 2	2	2.0–3.0	от –0.5...–0.7 до –2.0...–2.5

Анализ первоначальных температурных данных показал, что в условиях техногенных ландшафтов г. Салехарда мощность сезонно-талого слоя колеблется в пределах 1.5–4.0 м, иногда достигая 7 м и более (в обводненных грунтах). Температура мерзлых грунтов изменяется от –0.01 до –3.50 °С. Также выявлено следующее.

1. Под зданием МБОУ СОШ № 2 существует скважина, где температура грунтов имеет околонулевые значения, что может сигнализировать о негативных для несущей способности мерзлых грунтов процессах в этой зоне.

2. Грунты оснований под зданиями МАДОУ "Рябинка", МБДОУ "Золотая рыбка" и МКУ "Финансовая дирекция городского хозяйства» находятся в слабомерзлом состоянии и близки к переходу в талое.

3. Под зданием жилого дома 1 температура грунтов на глубине от 3 до 8 м понижается до –2 °С, а ниже повышается до околонулевых значений. Это может говорить о слабой эффективности работы СОУ на глубинах ниже 8 м.

4. Грунты оснований остальных шести зданий находятся в стабильно мерзлом состоянии и имеют температуру от –0.9 до –3.5 °С.

Здания, под которыми выявлены температурные аномалии, рекомендуется взять под особый контроль, в том числе рекомендуется провести обследование напряженно деформируемого состояния, установить деформационные марки на несущих конструкциях, а также изучить режим подземных вод.

Дальнейший температурный мониторинг под объектами г. Салехарда позволит получить данные, которые также будут использоваться для расчета нестационарного температурного поля и несущей способности фундаментов контролируемых сооружений на несколько лет вперед [2].

Литература

1. Абатурова И.В., Стороженко Л.А., Петрова И.Г., Савинцев И.А. Строение и закономерности распространения многолетнемерзлых пород в Северной геокриологической зоне (на примере г. Салехарда) // Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи: Юбилейная конференция, посвященная 25-летию образования ИГЭ РАН, Москва, 24–25 марта 2016 года. М.: Российский университет дружбы народов, 2016. С. 531–536.

2. Ваганова Н.А., Филимонов М.Ю., Камнев Я.К., Шеин А.Н. Расчет нестационарных температурных полей в зоне свайного фундамента зданий с учетом температурного мониторинга // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике, Салехард, 3–12 ноября 2021 г. Салехард, 2021. С. 75–77.
3. Громадский А.Н., Арефьев С.В., Волков Н.Г., Камнев Я.К., Синицкий А.И. Дистанционный контроль за температурным режимом вечномерзлых грунтов под зданиями г. Салехарда // Научный вестник ЯНАО. 2019. № 3. С. 17–21.
4. Методы геофизиологических исследований: Учеб. пособие / Ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.
5. Порошина С.С. Растепление вечномерзлых грунтов под зданиями в Норильске // Градостроительство и архитектура. 2018. Т. 8, № 2. С. 65–70.
6. СП 25.13330.2020. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах [Электронный ресурс] URL: <https://docs.cntd.ru/document/573659326> (дата обращения 15.01.2022 г.)
7. Шеин А.Н., Филимонов М.Ю., Ваганова Н.А., Камнев Я.К. Развитие автоматизированной системы температурного мониторинга мерзлых грунтов в основании капитальных объектов в г. Салехарде // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2022. Т. 2, № 1. С. 328–333.
8. Kamnev Ya.K., Filimonov M.Yu., Shein A.N., Vaganova N.A. Automated monitoring the temperature under buildings with pile foundations in Salekhard // Geography, Environment, Sustainability. 2021. V. 14, № 4. P. 75–82.

ТРАНСФОРМАЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ И ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ НА ИХ ОСНОВЕ

Паниковский Т.Л., Яковенчук В.Н., Калашиникова Г.О., Гойчук О.Ф., Базай А.В., Кривовичев С.В.

Кольский научный центр РАН, Апатиты, t.panikorovskii@ksc.ru

Эволюция минералообразования является одним из основных направлений фундаментальных аспектов развития современной минералогии. Для геологических объектов Кольской щелочной провинции характерны процессы посткристаллизационных преобразований первичных минералов без кардинальных изменений кристаллической структуры, которые нередко сопровождаются процессами природного катионного обмена. Для образованных таким путем минералогических видов выдающийся отечественный минералог А.П. Хомяков ввел понятие трансформационных минералов [1]. Изначально им были выделены несколько серий минералов, в которых каждый последующий был результатом преобразования предыдущего: ломоносвит → мурманит, паракелдышит → келдышит, цирсианит → ловозерит, казаковит → тисанит, капустинит → литвинскит. В более поздних работах [2] было показано, что образование по схеме: ломоносвит → мурманит в природе не наблюдается и при модельных экспериментах также невозможно, при этом было определено наличие серии ломоносвит → β-ломоносвит. В последних работах было показано наличие серий эпистоилит → звягинит [3], мурманит → вигришинит [4], мурманит → кальциомурманит [5].

В работах авторов основное внимание уделено слоистым и каркасным титаносиликатам. Были обнаружены две разновидности декатионизированного мурманита [6]. В первой наблюдается содержание Na₂O до 5.72 мас. % (это примерно половина от теоретического содержания в 12 мас. %). Второй разновидности соответствует практически полная потеря натрия. Следует отметить, что вторая разновидность представляет собой псевдоморфозы по эвдиалиту и лоренцениту, содержит большое число включений и более подвержена обменным процессам. Таким образом, можно продолжить эволюционную серию мурманит → кальциомурманит → декатионизированный мурманит. Образование второй разновидности мурманита можно связать с посткристаллизационными процессами преобразования, выраженными в виде следующей схемы: $2\text{Na}^+ + 2\text{O}^{2-} \leftrightarrow 2\Box + 2(\text{OH})^-$.

Наличие природных схем ионного обмена предполагает возможность использования ионнообменных реакций для сорбции различных загрязняющих примесей в медно-никелевом производстве. Авторами была получена Cd-замещенная форма мурманита (рис. 1, б), содержащая 27.17 мас. % CdO или 1.07 к/ф, а также Pb-замещенный мурманит (рис. 1, в) с содержанием 21.56 мас. % PbO или 0.70 к/ф [7].

Другой группой полезных соединений обладают минералы семейства линтисита-кукисвумита, синтетический аналог АМ-4 широко применяется в сорбционных целях. Исследование процессов декатионизации с помощью природных образцов показало наличие трансформации при переходе кукисвумита в K3 модификацию Ti(Si₂O₅(OH)) (OH) (рис. 2) в кислой среде и аналогичного перехода линтисита в модификацию L3 [8]. Наличие данных трансформаций также связано с

изоморфизмом по схеме $\text{Na}^+ + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \square + (\text{OH})^-$. Сорбционные свойства аналогов кукисвумита и линтисита показали высокую сорбционную емкость декатионизированных форм в отношении серебра.

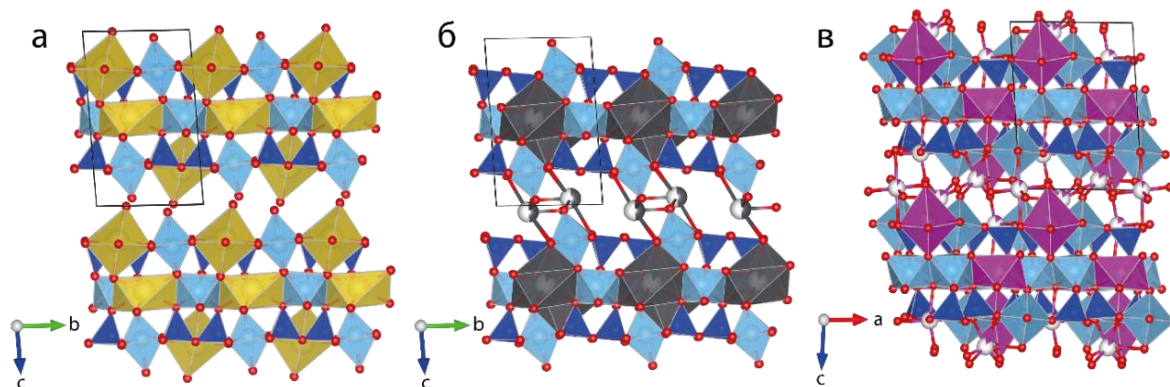


Рис. 1. Кристаллические структуры мурманита: *a* – исходного, *б* – Pb-замещенного, *в* – Cd-замещенного. TiO_6 октаэдры окрашены голубым, SiO_4 тетраэдры – синим, полиэдры Na – желтым, Pb – серым и Cd – розовым.

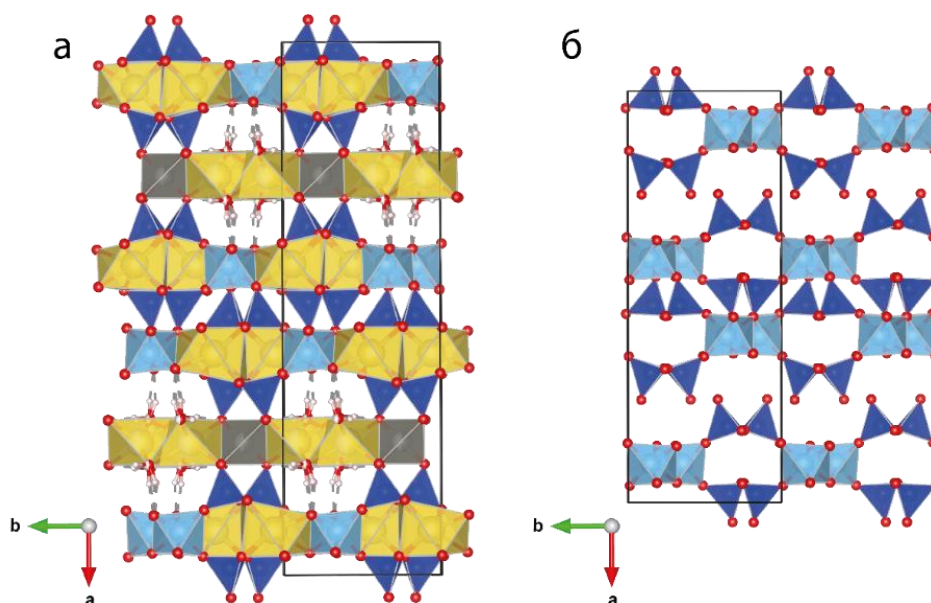


Рис. 2. Кристаллические структуры кукисвумита: *a* – исходного, *б* – декатионизированного.

Минералы группы иванюкита (рис. 3) принадлежат к группе микропористых титаносиликатов с общей формулой $\text{A}_{3-x}\text{H}_{1+x}[\text{Ti}_4\text{O}_4(\text{SiO}_4)_3](\text{H}_2\text{O})_n$, где $\text{A} = \text{Na}, \text{K}, \text{Cu}$ и $n = 6-9, x = 0-2$ [9]. Минеральное разнообразие данной группы обусловлено процессами природного катионного обмена и цепочкой последовательных превращений с трансформацией каркаса по схеме иванюкит-Na-T → иванюкит-Na-C → иванюкит-K → иванюкит-Cu [10]. Исследования авторов показали высокую сорбционную емкость иванюкита в отношении Cs, Sr, Pb, Ag, Zn, Cd, Eu, Th и других элементов и высокий потенциал использования синтетического аналога иванюкита (SIV) для сорбции радионуклидов из жидких радиоактивных отходов с последующим переводом твердого остатка в устойчивую титаносиликатную керамику Synrock-типа.

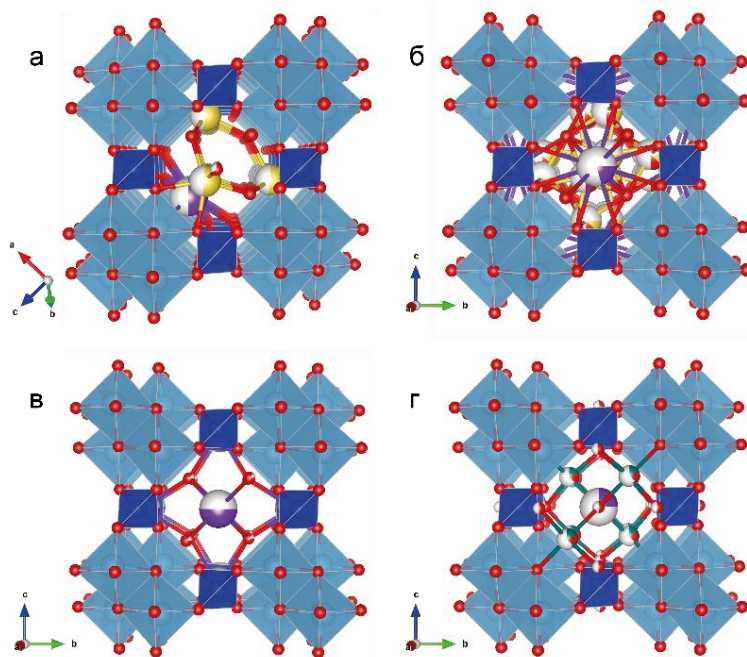


Рис. 3. Кристаллические структуры минералов группы иванюкита: *a* – иванюкит-Na-T, *б* – иванюкит-Na-C, *в* – иванюкит-K, *г* – иванюкит-Cu.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 21-77-10103).

Литература

1. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
2. Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Ivanyuk G.Yu. Features of Low-Temperature Alteration of Ti- and Nb-Phyllosilicates Under Laboratory Conditions // Minerals as Advanced Materials I. / Ed. by S.V. Krivovichev. Springer-Verlag, Berlin. 2008. P. 143–151.
3. Lykova I.S. et al. Calciomurmanite, $(\text{Na}, \square)_2\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Mg}, \text{Nb})_4 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2 (\text{OH}, \text{O})_2(\text{H}_2\text{O})_4$, a new mineral from the Lovozero and Khibiny alkaline complexes, Kola Peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2016. V. 28. P. 835–845.
4. Пеков И.В. и др. Вигришинит $\text{Zn}_2\text{Ti}_{4-x}\text{Si}_4\text{O}_{14}(\text{OH}, \text{H}_2\text{O}, \square)_8$ – новый минерал из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // Записки РМО. 2012. 141, вып. 4. С. 12–27.
5. Пеков И.В. и др. Звягинит $\text{NaZnNb}_2\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}(\text{OH}, \text{F})_3(\text{H}_2\text{O})_{4+x}$ ($x < 1$) – новый минерал группы эпистолита из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // Записки РМО. 2014. Ч. 143, вып. 2. С. 45–63.
6. Гойчук О.Ф., Паниковровский Т.Л., Базай А.В., Яковенчук В.Н. Продукты природной декатионизации мурманита, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Труды XXXIII молодежной научной конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. С. 43–45.
7. Паниковровский Т.Л. и др. Механизм вхождения Pb^{2+} и Cd^{2+} в кристаллическую структуру мурманита, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. 19. С. 275–278.
8. Kalashnikova G.O. et al. The new method for obtaining titanosilicate AM-4 and its decationated form: Crystal chemistry, properties and advanced areas of application. Microporous and Mesoporous Materials. 2021. V. 313. 110787.

9. Yakovenchuk V.N. et al. Ivanyukite-Na-T, ivanyukite-Na-C, ivanyukite-K, and ivanyukite-Cu: New microporous titanosilicates from the Khibiny massif (Kola Peninsula, Russia) and crystal structure of ivanyukite-Na-T. *American Mineralogist*, 2009. 94. P. 1450–1458.
10. Panikorovskii T.L. et al. Crystal chemistry of ivanyukite group minerals, $A_{3-x}H_{1+x}[Ti_4O_4(SiO_4)_3](H_2O)_n$ (A = Na, K, Cu), (n = 6-9, x = 0-2): crystal structures, ion-exchange, chemical evolution. // *Mineralogical Magazine*. 2021. V. 85. P. 607–619.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД КОТУЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КОТУЙ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО МАССИВА)

Пасенко А.М.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, rasenkoal@ya.ru

Результаты геологического картирования лежат в основе изучения различных территорий как в вопросах поиска и разведки полезных ископаемых, так и в вопросах развития фундаментальных представлений об эволюции Земли. Зачастую, основываясь лишь на результатах геологосъемочных работ, исследователи могут подобрать интересующий их объект и направиться в труднодоступные регионы для получения научных данных мирового уровня.

В качестве одного из примеров таких фундаментальных задач мирового уровня можно привести решение проблем палеомагнетизма терминального докембрия, где ввиду относительно низкой обнаженности пород соответствующего возраста часто приходится тратить много времени и сил для поиска и опробования подходящих геологических объектов.

С начала XXI в. в результате палеомагнитных исследований осадочных и магматических комплексов эдиакарского и раннекембрийского возраста были получены революционные данные, в попытке объяснить которые были предложены гипотезы: ИТРВ (*inertial interchange true polar wander*) и ее производные [1], и гипотеза об аномальном состоянии геомагнитного поля [2]. К настоящему времени появляется все больше данных, поддерживающих последнюю [3–5]. Однако, если не считать работы А.В. Абражевич и Ван дер Ву по интрузиям Балтики и Лаврентии [2], по результатам исследования которых и была предложена данная гипотеза, основной массив данных на настоящее время получен по осадочным породам Сибирской платформы. С одной стороны, это позволяет проследить эволюцию геомагнитного поля во время накопления исследуемых толщ, с другой стороны есть целый ряд проблем, связанных с особенностями формирования палеомагнитной записи в осадочных породах, которые существенно затрудняют интерпретацию данных. Таким образом, для тестирования предлагаемой гипотезы необходимо получить качественные палеомагнитные определения для магматических тел и для других регионов Земли, помимо Лаврентии и Балтики, например для Сибирской платформы.

В 2015 г. на опубликованном листе R-48 Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 [6] впервые был выделен на западном склоне Анабарского массива котуйский долерит-габбро-долеритовый комплекс, представленный силлами, «полого- и крутосекущими пластообразными интрузиями и дайками...». Возраст пород комплекса по геологическим и изотопным (*Sm-Nd*, изохрона *Pl-Ol-Cpx-WR*) данным оценивается как ~550 млн лет [6]. Таким образом, если верить Государственной геологической карте, то котуйский магматический комплекс представляет собой уникальный объект для изучения палеомагнетизма позднего венда. Однако нельзя не отметить, что эти данные вступают в противоречие с единственной изотопной датировкой одной из интрузий котуйского комплекса. Согласно *U-Pb* датированию бадделеита, ее возраст составляет 1503 ± 2 млн лет [7].

Во время полевых работ по берегам р. Котуй авторами была отобрана палеомагнитная коллекция образцов котуйского магматического комплекса, а также

интрузий триасового возраста, распространенных в этом регионе. Поскольку изотопные исследования магматических тел региона не проводились (кроме единственной указанной выше датировки), а их возраст зачастую определялся косвенными методами, получение палеомагнитных данных, помимо решения исключительно палеомагнитных задач, поможет надежно отнести каждое отдельное интрузивное тело к тому или иному комплексу (эдиакарскому или триасовому). Возможность такого разделения обусловлена тем, что в позднем докембрии – раннем кембрии Сибирская платформа находилась в приэкваториальных широтах, а в триасе – в арктических. Соответственно, в первом случае наклонение вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) будет пологим, а во втором – крутым.

В результате полевых работ было опробовано 17 интрузивных тел. Согласно геологической карте [6], двенадцать из них относятся к эдиакарскому магматическому комплексу, а 5 – к триасовому. По результатам палеомагнитных исследований было показано, что для интрузивных тел котуйского комплекса направления вектора ЕОН скорее соответствуют мезопротерозойскому возрасту [8], чем ожидаемому эдиакарскому. Направления вектора ЕОН для триасовых магматических тел соответствуют известным «трапповым» направлениям [9], однако для одной из интрузий наклонение вектора ЕОН уверенно согласуется с таковыми в телах котуйского комплекса.

Первые результаты палеомагнитного исследования интрузивных тел котуйского магматического комплекса долины р. Котуй демонстрируют противоречивые результаты. С одной стороны, по результатам предварительных исследований показано, что, скорее всего, информация на геологической карте неверна и исследуемые тела имеют мезопротерозойский возраст (~1500 млн лет), а не ~550 млн лет. Этот факт не позволяет решить задачу тестирования гипотезы об аномальном магнитном поле в терминальном докембрии. С другой стороны, эти результаты способствуют существенному уточнению представлений авторов о геологической эволюции данного региона в докембрии без траты значительных ресурсов на проведение массового изотопного датирования исследуемых тел.

В то же время авторы напоминают, что палеомагнитный метод дает ограничения на возраст исследуемых тел лишь косвенным образом и для однозначного утверждения о том, что возраст котуйского комплекса не эдиакарский, а мезопротерозойский, необходимо проведение заверочных геохронологических исследований.

Исследования проведены в рамках проекта РФФ №22-77-00052.

Литература

1. Meert J.G. A paleomagnetic analysis of Cambrian true polar wander // Earth and Planetary Science Letters. 1999.
2. 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.
3. Павлов В.Э. и др. Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли. 2018. № 5. С. 122–146.
4. Шацилло 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.

5. Vazhenov 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.
6. Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.
7. Ernst R.E. et al. The 1501 Ma Kuonamka Large Igneous Province of northern Siberia: U-Pb geochronology, geochemistry, and links with coeval magmatism on other crustal blocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57, № 5. P. 653–671.
8. Evans D.A., Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Research*. 2016. V. 281. P. 639–655.
9. Latyshev A. et al. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Norilsk region (the Siberian platform, Russia): Implications for the timing and correlation of magmatic events, and magmatic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 217. P. 104858.

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КАЗАХСТАНСКОГО СОСТАВНОГО КОНТИНЕНТА В СРЕДНЕМ – ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Пенкина В.А.^{1,2}, Котлер П.Д.^{1,2}

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

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

Жарма-Саурская зона представляет собой палеоостроводужную систему девон-каменноугольного возраста и является частью Обь-Зайсанской складчатой системы, которая была сформирована в позднепалеозойское время на окраине Казахстанского палеоконтинента в ходе эволюции Палеоазиатского океана. Несмотря на достаточно длительную историю изучения, процессы формирования и развития Жарма-Саурской зоны являются предметом дискуссий. В настоящее время выделяются различные модели формирования и эволюции структур Жарма-Саурской островодужной системы, предлагающие различные варианты ее заложения и развития. Основными отличиями предлагаемых моделей являются направление погружения субдуцирующей океанической плиты, относительное расположение Чингиз-Тарбагатайской и Жарма-Саурской дуг, а также геодинамические обстановки на середину и конец девона. Изучение Жарма-Саурской зоны необходимо для полного и обоснованного понимания позднепалеозойской эволюции Обь-Зайсанской складчатой области.

Жарма-Саурская зона разделяется на Жарминско-Сарсазанскую и Воронцовско-Саурскую подзоны [2]. Жарминско-Сарсазанская подзона представляет собой раннекаменноугольный флишоидный прогиб, развивавшийся на раннепалеозойском основании [2]. В этой подзоне рассматривается нижневизейская терригенная толща – коконьская свита (C₁kk), в состав которой входят гравелиты, полимиктовые песчаники, алевропесчаники, глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые алевролиты [1]. На породы Жарминско-Сарсазанской подзоны с востока надвинуты позднепалеозойские образования Воронцовско-Саурской подзоны. Граница между двумя подзонами имеет сложный тектонический характер, к ней приурочены выходы глубокометаморфизованных пород [2]. В Воронцовско-Саурской подзоне изучались две вулканогенно-осадочные толщи: живетско-франская толща (D₂zv-D₃f), в состав которой входят полимиктовые песчаники, гравелиты, горизонты алевролитов, конгломератов и андезитов [1], и кояндинская свита турнейского яруса (C₁kn), сложенная кремнистыми и глинистыми алевролитами, кремнями, полимиктовыми песчаниками, туфами, базальтами и андезитами [1]. На геологической карте (лист М-44-XXXIV) кояндинская свита обозначена фаменским ярусом верхнего девона по палеонтологическим находкам конодонт и брахиопод, которые предоставляют широкий временной диапазон от верхнего девона до карбона включительно. Новые геохронологические данные авторов позволили определить нижнюю границу осадконакопления как ранний карбон.

По петрографическому изучению осадочных и вулканогенно-осадочных пород рассматриваемых толщ выделяются полимиктовые песчаники и алевропесчаники (граувакки и аркозы), туфовые песчаники и туфы. Песчаники и туфовые песчаники от тонко- до среднезернистых плохо сортированы, с низкой степенью окатанности материала и имеют матрикс. По классификационной диаграмме Шутова [4] песчаники живетско-франской толщи относятся к кварц-полевошпатовым

грауваккам, песчаники кояндинской и коконьской свит – к полевошпатовым грауваккам. Для песчаников живетско-франской толщи характерно повышенное содержание кварца. Большой объем обломков пород характерен для песчаников кояндинской свиты. В кояндинской свите выделены витро-кристаллокластические и кристалло-литокластические туфы. Основные кластические компоненты – стекло, кристаллы или их обломки, представленные плагиоклазом и клинопироксеном, обломки вулканических пород (андезибазальты, андезиты). Основная масса представлена лавовым цементирующим материалом или пеплом. По составу породы относятся к андезибазальтам/андезитам.

По петрохимии почти все песчаники являются граувакками, помимо одного образца алевропесчаника из коконьской свиты, который попадает в поле аркозов. Значения гидролизатного модуля (ГМ) и корреляция модулей позволяют классифицировать песчаники как сиаллиты, которые относятся к петрогенным осадочным породам, что говорит о схожести химического состава песчаников с химическим составом исходных магматических пород [5]. Расчеты индекса химического выветривания – CIA [10] и индекса изменения состава – ICV [8] свидетельствуют о быстром захоронении осадков и небольших расстояниях их транспортировки при формировании песчаников.

Проведено U-Pb датирование детритовых цирконов трех образцов Жарма-Саурской зоны, отобранных из живетско-франской толщи (Zh19-37 – песчаник), кояндинской (K22-34 – туфовый песчаник) и коконьской свиты (K22-17 – алевропесчаник). Зерна цирконов схожи между собой: размер от 40 до 180 мкм, форма изометричная и призматическая, по окраске прозрачные, иногда с желтоватым оттенком. Катодолюминесцентные изображения показывают, что все цирконы имеют осцилляторную зональность, указывающую на их магматическое происхождение. Th/U отношение во всех цирконах варьируется от 0.27 до 1.13, что также говорит об их магматическом происхождении [9]. Конкордантные возрастные значения детритовых цирконов (N = 78) из песчаника живетско-франской толщи находятся в интервале от 378 до 521 млн лет с главными пиками на 451, 432 и 401 млн лет. Средневзвешенное значение возраста самой молодой популяции цирконов соответствует 381 млн лет (франский ярус). Значения возраста детритовых цирконов из туфового песчаника кояндинской свиты (N = 64) лежат в интервале от 330 до 372 млн лет с основным пиком на 348 млн лет, что отвечает раннему карбону. Возраст самой молодой популяции цирконов – 331 млн лет (визейский ярус). Возраст детритовых цирконов (N = 92) из алевропесчаника коконьской свиты охватывает интервал от 327 до 523 млн лет с главными пиками на 518, 429 и 352 млн лет. Средневзвешенное значение возраста самой молодой популяции цирконов соответствует 341 млн лет (визейский ярус). Все представленные возрастные значения детритовых цирконов определялись методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Центре геотермохронологии Казанского федерального университета.

Формирование живет-франских песчаников, вероятно, происходило за счет разрушения зрелого источника, о чем свидетельствует более высокое содержание кварца в обломках, положение составов пород на палеотектонических диаграммах. Наиболее вероятными источниками материала при формировании этих песчаников являются ордовик-силурийские и раннедевонские магматические комплексы, широко развитые в пределах сопряженной Чингиз-Тарбагатайской зоны. Повышенные значения CIA для живет-франских песчаников также свидетельствуют о том, что материал песчаников переносился на большее расстояние в сравнении с песчаниками кояндинской свиты, данные по которым свидетельствуют об их формировании за

счет разрушения магматических пород незрелой дуги. Относительно песчаников живетско-франской толщи для осадочных пород кояндинской свиты характерны более низкие значения CIA, значительно меньшее содержание кварца в обломках. Это предполагает смену источников сноса для песчаников в фамене – турне. Вероятнее всего, новым источником сноса являлись магматические породы девон-каменноугольной Жарма-Саурской дуги, что согласуется с возрастом детритовых цирконов из туфопесчаника. Породы коконьской свиты на палеотектонических диаграммах занимают промежуточное положение между породами живет-франа и кояндинской свиты. Формирование пород коконьской свиты являлось результатом одновременного разрушения пород относительно зрелой Чингиз-Тарбагатайской и незрелой Жарма-Саурской дуги, так как породы коконьской свиты выполняют прогиб между дугами. Геохронологические данные по алевропесчанику коконьской свиты подтверждают наличие в качестве источников сноса магматических пород как Чингиз-Тарбагатайской, так и Жарма-Саурской дуги.

Полученные данные по возрасту детритовых цирконов из живетско-франской толщи из нижней части разреза Жарма-Саурской зоны показывают, что они сформировались в результате разрушения магматических комплексов Чингиз-Тарбагатай, что предполагает развитие Жарма-Саурской зоны в непосредственной близости от Чингиз-Тарбагатай, как предлагается в моделях [2, 3, 11] и ставит под сомнение наличие значительного океанического бассейна, разделявшего Жарма-Саур и Чингиз-Тарбагатай до раннего карбона [6, 7, 12]. Согласно данным из работы [6], заложение Жарма-Саурской зоны произошло в позднем девоне, что соответствует данным авторов о смене источников сноса в фамене-турне, и формирование песчаников происходило при разрушении незрелой дуги.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00061.

Литература

1. Геологическая карта Восточного Казахстана. Масштаб 1:200000. Зайсанская серия. Лист М-44-XXXIV. Объяснительная записка. Усть-Каменогорск: ТОО ГРК «Топаз», 2014. 262 с.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
3. Диденко А.Н., Морозов О.Л. Геология и палеомагнетизм средневерхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. Т. 4. С. 64–80.
4. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
6. Chen Y. et al. Structures and detrital zircon ages of the Devonian-Permian Tarbagatay accretionary complex in west Junggar, China: Imbricated ocean plate stratigraphy and implications for amalgamation of the CAOБ // International Geology Review. 2016. V. 59, № 9. P. 1097–1115.
7. Chen Y. et al. Late Devonian – Early Permian subduction-accretion of the Zharma-Saur oceanic arc, West Junggar (NW China): Insights from field geology, geochemistry and geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 145. P. 424–445.
8. Cox R., Lowe D.R. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // Journal of Sedimentary Research. 1995. № 1. P. 1–12.

9. Heaman L.M., Bowins R., Crocket J. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies // *Geochimica et Cosmochimica*. 1990. V. 54. P. 1597–607.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
11. Shen P. et al. Northwestern Junggar basin, Xiemisitai mountains, China: a geochemical and geochronological approach // *Lithos*. 2012. V. 140. P. 103–118.
12. Song S. et al. Late Paleozoic Chingiz and Saur arc amalgamation in West Junggar (NW China): implications for accretionary tectonics in the southern Altaids // *Tectonics*. 2020. V. 39. P. 1–24.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОСАЖДЕНИЯ ГИДРАТИРОВАННОГО ОСАДКА НА СИНТЕЗ СИТИНАКИТА

Перовский И.А.^{1,2}, Шушков Д.А.¹, Игнатьев Г.В.¹

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, igor-perovskij@yandex.ru

² ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты

На базе Института геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН реализован способ фтораммонийного обогащения кварц-лейкоксовых концентратов Ярегского месторождения (Республика Коми) [1]. Одной из стадий обогащения является процесс выщелачивания, позволяющий перевести образовавшиеся в процессе фторидные комплексы в маточный раствор. Товарным продуктом обогащения является титановый (рутиловый) концентрат с содержанием TiO_2 80–85 %. Отходом обогащения является маточный раствор, представляющий собой многокомпонентную систему фтораммонийных солей. С помощью гидролиза из маточного раствора могут быть получены гидратированные осадки, основными компонентами которых являются соединения (оксиды, гидроксиды) кремния и титана. Полученные осадки были успешно использованы для синтеза титаносиликата со структурой ситинакита, который является перспективным сорбентом радионуклидов Sr и Cs [2–5]. Таким образом, отходы фтораммонийного обогащения представляются исходным сырьем для получения новых функциональных материалов. Стоит подчеркнуть, что синтез был проведен из гидратированного осадка, полученного при фторировании концентрата, подвергнутого предварительной механической активации в центробежном истирателе и содержащего 50 % TiO_2 и 45 % SiO_2 [6]. При реализации фтораммонийного способа обогащения концентратов на производстве дополнительные процессы механоактивации сырья являются нежелательными и приводят к экономическим издержкам, что, в свою очередь, делает несостоятельной концепцию комплексного использования минерального сырья. Решением данной проблемы может стать контролируемый гидролиз маточных растворов и получение гидратированного осадка заданного состава.

Целью работы являлось изучение условий прямого осаждения гидратированного осадка заданного состава из растворов, полученных при фтораммонийном способе переработки кварц-лейкоксового концентрата (без механоактивации), с последующим использованием осадка для синтеза титаносиликата со структурой ситинакита.

Для экспериментов использовали кварц-лейкоксовый концентрат крупностью менее 0.3 мм. Данная крупность обусловлена флотационным обогащением нефтенасыщенной руды, разработанным в 1970-х гг. и используемым сегодня при производстве кварц-лейкоксового концентрата [7, 8]. Навеску концентрата массой 5 г смешивали с гидрофторидом аммония и проводили фторирование при температуре 300 °С в течение 30 мин [1]. Продукты фторирования заливали дистиллированной водой объемом 50 мл и отделяли фильтрованием через бумажный фильтр. Полученный маточный раствор доводили до объема 100 мл и проводили контролируемый гидролиз с использованием 6 % NH_4OH (особо чистый). Добавление аммиака в систему приводило к постепенному агрегированию коллоидных частиц с образованием геля, при размешивании которого образуется

осадок. По мере образования осадка проводили отбор аликвоты раствора. В качестве контрольных точек использовали значения pH, полученные на анализаторе жидкости «ЭКСПЕРТ-001». Определение концентраций элементов в растворах, полученных в процессе гидролиза, проводили методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе Vista MPX Red. Химический состав гидратированного осадка, выделенного в исследуемых диапазонах pH, определяли с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Clever A-17 (Элеран).

Установлено, что в результате выщелачивания в раствор переходит не более 20 % от массы фторируемого концентрата, его основными элементами являются алюминий, железо, титан и кремний. Повышение pH исходного раствора с 3.5 до 5.6 приводит к образованию первых стабильных дисперсных частиц. Интенсивная коагуляция и образование хлопьевидного, седиментационно неустойчивого осадка начинается при pH = 5.9, что соответствует порогу коагуляции. В интервале pH от 5.9 до 7.3 концентрация Si падает с 450 до 34 мг/л, содержание Ti снижается с 330 до 120 мг/л. При pH выше 7.3 раствор практически не содержит Al и Fe, а концентрация Ti превышает содержание Si в 3.5 раза (рис. 1). На основании полученных данных оптимальным pH раствора для осаждения и получения гидратированного осадка являлся интервал 6.6–9.3. Однако практика показала, что полученный в данном диапазоне осадок характеризуется более высоким содержанием SiO₂, что потребовало смещения pH до интервала до 6.7–9.3 (табл. 1). Небольшое отклонение по pH, вероятно, связано с уменьшением концентрации OH⁻ групп при фильтровании и частичным обратным растворением выпавшего осадка, поэтому осаждение гидратированного осадка, требуемого для синтеза ситианита, проводили в два этапа: 1) постепенный гидролиз раствора до pH=6.8 с отделением его от раствора фильтрованием, 2) последующий гидролиз раствора pH выше 6.8 до 9.3, фильтрование, промывка и сушка при 105 °С.

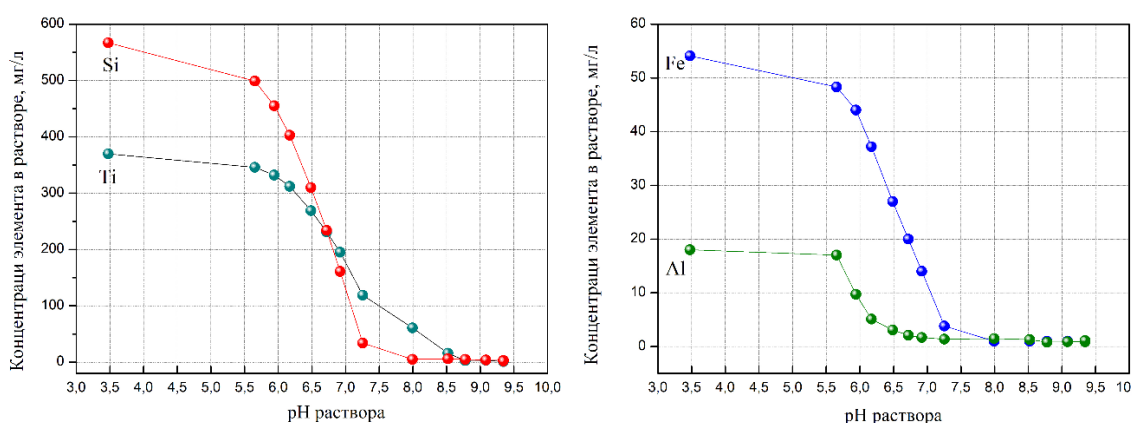


Рис. 1. Изменение концентрации элементов в растворе при частичном ступенчатом осаждении гидратированного осадка.

Синтез титаносиликата проведен с применением гидратированного осадка, выделенного в диапазоне pH 6.8–9.3. Осадок массой 0.5 г смешивали с 37 мл 1М NaOH, суспензию перемешивали и помещали в автоклав вместимостью 45 мл. Мольное соотношение Na₂O:TiO₂:SiO₂:H₂O в полученной щелочной смеси составляло 6.25:1:1.25:671.2. Гидротермальный синтез проведен при температуре 180, 210 и 250 °С, продолжительность синтеза составила 12 часов. Образцам приспаны номера Т-180, Т-210, Т-250.

Таблица 1. Химический состав гидратированного осадка, выделенного при варьировании диапазона рН осаждения

Диапазон рН, $\Delta=\pm 0,1$	Химический состав, %				
	TiO ₂	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O+CaO
6.6 – 9.3	40.3	49.2	6.4	1.0	0.1
6.8 – 9.3	49.0	45.8	4.6	0.5	0.1
7.0 – 9.3	58.6	36.4	4.4	0.5	0.1
7.2 – 9.3	76.0	20.6	2.9	0.3	0.2

Исследование продуктов синтеза методом рентгенофазового анализа показало наличие в них тетрагонального ситинакита (пространственная группа R42/mcm). При снижении температуры синтеза наблюдается уширение основных рефлексов ситинакита, связанное с разупорядочением его кристаллической структуры и формированием более мелких кристаллических доменов, что, в свою очередь, приводит к росту удельной площади поверхности материала (табл. 2). Необходимо отметить, что на дифрактограмме образца Т-210 (рис. 2) наблюдаются слабые рефлексы диоксида титана, что говорит о неполном встраивании титана в кристаллическую решетку ситинакита. Отличительной особенностью от предыдущих экспериментов [2, 3] является снижение границы температуры синтеза ситинакита с 210 до 180 °С. На дифрактограмме образца Т-180 выявлены рефлексы, диагностированные авторами как титанат натрия.

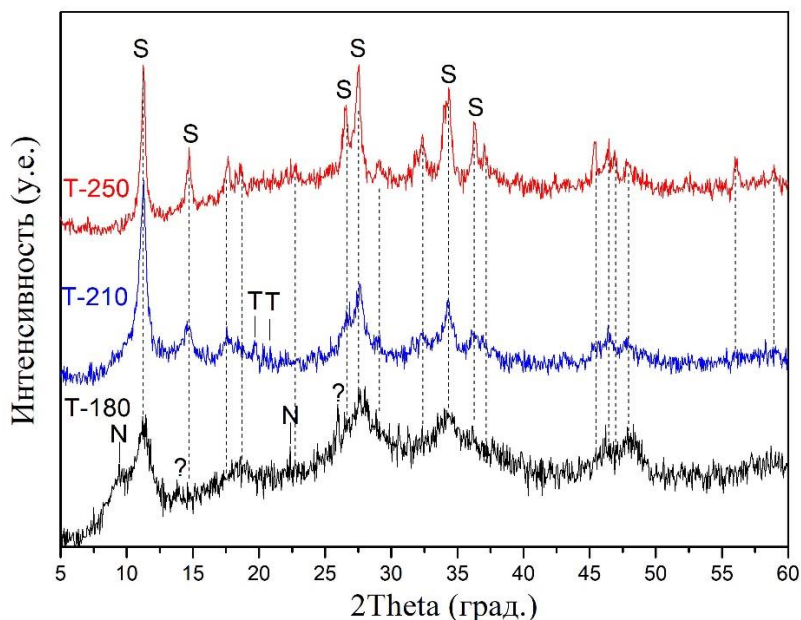


Рис. 2. Рентгенограммы порошков, полученных при 180, 210 и 250 °С (S – ситинакит; T – оксид титана; N – титанат натрия; ? – неидентифицированная фаза).

Таблица 2. Размер кристаллитов ситинакита и удельная площадь поверхности продуктов синтеза, полученных при температуре 180, 210, 250 °С

Образец	Размер кристаллитов, нм	$S_{\text{ВЕТ}}$, Г/М ²
Т-180	5	146.3
Т-210	12	105.1
Т-250	20	83.5

Таким образом, установлено, что при фтораммонийном обогащении немеханоактивированного кварц-лейкоксового концентрата на стадии выщелачивания в раствор переходит до 20 % от массы исходного концентрата. Основными компонентами раствора являются алюминий, железо, титан и кремний. Дробное осаждение, разделение смеси на индивидуальные компоненты затруднительно вследствие совместного осаждения при повышении pH раствора. При доведении pH раствора до 7.3 и последующем гидролизе возможно получение относительно чистого гидратированного титана (оксидов, гидроксидов). Осаждаемый в диапазоне pH = 6.8–9.3 гидратированный осадок, содержащий 49 % TiO₂ и 45 % SiO₂, позволяет проводить синтез титаносиликата со структурой ситинакита. При этом его применение позволило снизить температуру синтеза титаносиликата с 210 до 180 °С.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 22-77-00089) с использованием оборудования ЦКП «Геонаука».

Литература

1. Perovskiy I.A., Burtsev I.N., Ponaryadov A.V., Smorokov A.A. Ammonium fluoride roasting and water leaching of leucoxene concentrates to produce a high grade titanium dioxide resource (of the Yaregskoye deposit, Timan, Russia) // Hydrometallurgy. 2022. V. 210. P. 105858. <https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2022.105858>.
2. Perovskiy I.A. et al. Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into Sitinakite-based sorbents // Chemical Engineering Journal. 2018. V. 354. P. 727–739. <https://doi.org/10.1016/j.cej.2018.08.030>.
3. Perovskiy I.A., Yanicheva N.Y., Stalyugin, V.V., Panikorovskii T.L., Golov A.A. Sorption of multivalent cations on titanosilicate obtained from natural raw materials. The mechanism and thermodynamics of sorption // Microporous and Mesoporous Materials. 2021. V. 311. P. 110716. doi:10.1016/j.micromeso.2020.110716.
4. Clearfield A., Bortun L.N., Bortun A.I. Alkali metal ion exchange by the framework titanium silicate M₂Ti₂O₃SiO₄·nH₂O (M=H, Na) // Reactive & Functional Polymers. 2000. V. 43. P. 85–95. doi:10.1016/s1381-5148(99)00005-x.
5. Milyutin V.V., Nekrasova N.A., Yanicheva N.Yu. Sorption of Cesium and Strontium radionuclides onto crystalline alkali metal titanosilicates // Radiokhimiya. 2017. V. 59 (1). P. 59–62. DOI: 10.1134/S1066362217010088.
6. Перовский И.А., Игнатъев Г.В. Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: Сборник статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. С. 110–116.
7. Гернгард Н.Э. Лейкоксен – новый вид комплексного сырья. М.: Наука, 1969. 76 с.
8. Найфоно Т.Б. Флотация титановых минералов при обогащении комплексных титаносодержащих руд. Л.: Наука, 1979. 165 с.

ГРАНУЛИТ-АМФИБОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И АРХЕЙСКОГО МЕГАБЛОКА В ВОЛГО-УРАЛИИ: СРАВНЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

Пилицына Т.А.^{1,2}, Ерофеева К.Г.²

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, allafia@yandex.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Изучение условий метаморфизма пород является одним из важных инструментов для палеотектонических реконструкций. Данные по природным объектам [1] и моделирование [2] показывают контрастный стиль метаморфических преобразований пород в разных тектонических обстановках. Например, для многих складчатых поясов от архейского до кайнозойского возраста характерен метаморфизм высоких температур и умеренных давлений (НТ/LP), который обычно связан с растяжением коры увеличенной мощности, образовавшейся в результате предшествующей коллизии [3]. При этом типична метаморфическая зональность, которую можно проследить по смене пиковых минеральных парагенезисов поперек оси складчатости [4]. Метаморфизм в такой обстановке пород связан с вязкопластическими деформациями во время орогенеза, сопровождающимися выделением тепла [2]. Кроме того, фрагменты орогенов содержат осадочный материал, образованный в результате аккреции островных дуг, в том числе в раннем протерозое [5], поэтому в них часто в большом объеме представлены метапелиты [4].

Для стабильных архейских ядер древних кратонов характерен гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (до 12 кб) [6]. Считается, что в архее магматическая активность преимущественно контролировалась плюмовой тектоникой [7], что вело за собой широкое развитие крупных купольных структур на ТТГ-фундаменте. Благодаря распространению теплового источника на большие площади различия в Р-Т условиях пиковой стадии метаморфизма кратонов практически не проявлены [8]. При этом благодаря плюмовой тектонике на древних платформах широко распространены именно продукты магматизма и вулканизма, представленные в виде metabазитов, эндербитов и ТТГ-гнейсов [9].

Различные исследования Р-Т эволюции гранулитовых комплексов показали, что для них характерны только ретроградные Р-Т тренды, так как более ранняя термодинамическая и структурная история гранулитов исчезает в ходе высокотемпературной перекристаллизации [6]. Однако разная природа эксгумации гранулитовых комплексов, которую обычно можно проследить в регрессивных преобразованиях, отражается в различиях минеральных реакционных структур, парагенезисов, в разном характере соотношений компонентов в породообразующих минералах.

Раннедокембрийский Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона полностью перекрыт осадочным чехлом [10]. В связи с тем, что вскрывающие фундамент скважины довольно редки и структурных наблюдений за комплексами провести нельзя, возможность определить принадлежность породы к комплексу того или иного тектонического режима сводится к геохимии, геохронологии и петрографическим особенностям. Авторы провели изучение

условий метаморфизма архейских пород Токмовского мегаблока и пород обрамляющего его с северо-востока палеопротерозойского Вятского орогенного пояса, границы которого предварительно были очерчены с помощью интерпретации геофизических данных. Вятский пояс сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями унийской свиты, тогда как породы Токмовского мегаблока представлены гранат-двопироксеновыми кристаллосланцами (метабазитами), плагиогнейсами и эндербитами.

В Вятском поясе наиболее ярко различия степени метаморфизма выражены в двух пространственно сближенных скважинах в центральной части пояса (Sil-Grt-Bt гнейсы и And-Bt-Ms сланцы) и в зоне сочленения с Токмовским блоком (Grt-Bt-Opx гнейсы). В Grt-Bt-Opx гнейсах установлен парагенезис $\text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Q} + \text{Mt} + \text{Ilm}$, где гранат достигает в диаметре 3 мм. Гранат содержит 29–36 % Prp, а биотит – 6–7 % TiO_2 (в сравнении с метапелитами из центральной части, где в Prp – 8–15 %, в Bt гнейсов: 2–3 % TiO_2 , в Bt сланцев: 1.5–2.5 % TiO_2). Пиковый этап оценивается по winTWQ – 790 °C и 7 кб, по Grt-Opx термометру [11] и Grt-Opx-Pl-Q [12] барометру – 800 °C и 6.9 кб и попадает в гранулитовую фацию. А точки PT на ретроградном тренде, измеренные обоими методами, лежат в диапазоне 670–710 °C и 5–6 кб. Пиковый этап формирования парагенезиса силлиманитовой фациальной серии ($\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Grt} + \text{Sil}$) в Sil-Grt-Bt гнейсах оценен классическими термобарометрами Grt-Bt и GASP [13, 14]: 624–644 °C, 4.1–4.7 кб, с помощью winTWQ [15] с базой данных VA06: 621 °C, 5.4 кб и с помощью метода пересечения изоплет в GeoPS [16]: 670–690 °C, 4.0–5.5 кб. Последний метод вместе со структурно-текстурными особенностями гнейса подтвердил частичное плавление в водонасыщенных условиях. Завершающая стадия ретроградного этапа была оценена термобарометрами: 539–590 °C, 2.1–2.8 кб и с помощью winTWQ: 553 °C, 2.9 кб. Наклон общего тренда для всей метаморфической зоны, как и ретроградного P-T тренда каждой отдельной породы, составляет 2–3 кб/100 °C.

Таким образом, метаморфизм пород Вятского орогенного пояса демонстрирует зональность, и степень его увеличивается от низов амфиболитовой до гранулитовой фации с приближением к границам архейского блока, что еще раз подтверждает его коллизионную природу. При этом цирконы в метапелитах – детритовые, по ним установлен возраст 2.1 млрд лет, но метаморфическими каймами они обрастают слабо. Можно установить только приблизительный возраст окончания метаморфизма по прорвавшим метаморфическую толщу гранитоидам S-типа с возрастом 2.05 млрд лет [17].

В свою очередь, цирконы из пород Токмовского блока демонстрируют широкие метаморфические каймы, что говорит о длительном термальном воздействии, как и предполагается при плюмовом магматизме в архее [7]. Переработка пород происходила около 2.72 млрд лет назад в условиях гранулитовой фации при $P = 9$ кб и $T = 800$ °C (по [11, 15, 16]) и сопровождалась плавлением протолитов кислых пород с формированием лейкосомы мигматитов. Самые информативные для термобарометрических оценок метабазиты ($\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Ilm}$) содержат гранаты до 3 мм с долей Prp 26–32, которая монотонно уменьшается к каймам, и Grs – 16–19 %. Гранаты обрастают оторочкой плагиоклаза, окруженного ортопироксеном, что демонстрирует ретроградную реакцию. Метаморфическая эволюция пород на регрессивном этапе на финальной стадии фиксирует 650–700 °C и 5–6 кб. На всей исследованной площади архейского блока (где это позволяют скважины) пик метаморфизма пород достигает гранулитовой фации, при этом

ретроградные тренды ложатся в амфиболитовой фации и демонстрируют наклон $4\text{кб}/100\text{ }^\circ\text{C}$ (субизотермическая декомпрессия).

Разные режимы гранулитового метаморфизма в Волго-Уралии, его длительность и эксгумация отражаются на ретроградном тренде пород, составе гранатов, строении цирконов, площадном распространении. Считается, что гранулиты, эволюция которых соответствует изотермальной декомпрессии, формировались в утолщенной коллизией континентальной коре, часто с дополнительным термическим действием магмы, и эксгумировались в результате совмещения тектонических механизмов и денудации [18], что больше характерно для орогенных поясов, и в данном случае среди них можно выделить Вятский пояс. А гранулиты в условиях субизобарического охлаждения, как правило, образовались в условиях длительного нахождения на средне- и нижнекоровых уровнях глубинности [6], что можно предположить для архейского блока Токмово.

Литература

1. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. 28. С. 4–22.
2. Burg J.P., Schmalhol S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // *Earth Planet. Sci. Let.* 2008. V. 274. P. 189–203.
3. Bucher K., Grapes R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 2011, 8th ed. 428 p.
4. Савко К., Самсонов А., Сальникова Е., Котов А., Базиков Н. НТ/ЛР метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*. 2015. Т. 23, № 6. С. 607–623.
5. Розен О.М., Туркина О.М., Щипанский А.А. *Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны)*. М.: Научный мир, 2008. 184 с.
6. Harley S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 2008. V. 26. P. 125–154.
7. Condie K. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Mantle plume generation and melting*. Cambridge University Press, Oct 29, 2001 Science. 306 p.
8. Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к ее нижней границе аномальной мантии // *Физика Земли*. 1984. № 12. С. 3–9.
9. Wedepohl K.H. The composition of continental crust // *Geochim. Cosmochim Acta*. 1995. V. 59, № 7. P. 1217–1237.
10. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. 2016. P. 1–18.
11. Ganguly J., Cheng W., Tirone M. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126 (1–2). P. 137–151.
12. Eckert J.O. Jr., Newton R.C., Kleppa O.J. The Delta H of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // *American Mineralogist*. 1991. V. 76 (1–2). P. 148–160.
13. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *American Mineralogist*. 2000. V. 85. P. 881–892.
14. Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1117–1129.

15. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // *Geol. Surv. Canada. Open File 5462 (revised)*. 2007.
16. Xiang H., Connolly J. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria // *Journal of Metamorphic Geology*. 2021. 40.
17. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридонов В.А. и др. Новый палеопротерозойский ороген на северо-востоке ВЕК: первые данные по супракрустальным породам и гранитоидам Вятского пояса // М-лы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 1. С. 198–201.
18. Складов Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, № 1. С. 71–75.

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ
СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ДАННЫХ КАМЧАТСКОЙ СЕТИ GPS-
ИЗМЕРЕНИЙ НА АКТИВНОЙ ФАЗЕ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНОГО
ЖУПАНОВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (30.01.2016, $M_W=7.2$, $Re=104$ КМ,
 $H=177$ КМ)**

Полтавцева Е.В., Бусс Ю.Ю., Артамонова И.Е.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
kianara@mail.ru

Повышение эффективности мониторинга процессов, связанных с подготовкой сильных камчатских землетрясений, опасных для района г. Петропавловска-Камчатского, является одной из центральных для Камчатки научных и прикладных задач. В настоящее время подготовка регулярных (в обычном режиме – каждые две недели) заключений о текущей сейсмической опасности для района г. Петропавловска-Камчатского Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН осуществляется на основе данных Сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (ПП), непрерывно функционирующей с августа 2000 г. [2]. Базовые измерения на пунктах Сети проводятся с использованием датчиков, установленных в глубоких скважинах, что позволяет получать научные результаты, не достижимые при измерениях на земной поверхности. Другой важной особенностью Сети является комплексность проводимых измерений: в настоящее время для мониторинга процессов подготовки сильных камчатских землетрясений используются данные девяти видов измерений (более 60 измерительных каналов) [2]. Прежде всего, это данные скважинных геоакустических измерений и электромагнитных измерений с подземными электрическими антеннами. Успешные прогнозы ряда сильных камчатских землетрясений, сделанные на основе данных, получаемых Сетью, показывают, что в целом по составу проводимых измерений и используемых методов мониторинга напряженно-деформированного состояния (НДС) геосреды Сеть соответствует решаемым задачам. В то же время нельзя не учитывать сложный многостадийный характер подготовки сильных землетрясений, а также важность и ответственный характер задач краткосрочного прогнозирования. По этим причинам представляется необходимым привлечение к анализу результатов скважинного мониторинга НДС геосреды данных других видов измерений, в том числе данных GPS-измерений.

В этой связи авторами был проведен сравнительный анализ результатов комплексных скважинных измерений на ПП и данных Камчатской сети GPS-измерений, полученных во временной окрестности Жупановского землетрясения (30.01.2016 г., $M_W = 7.2$, $Re = 104$ км, $H = 177$ км) – наиболее сильного с 2000 г. сейсмического события по величине отношения длины очага к гипоцентральному расстоянию. На рис. 1 представлены результаты электромагнитных и геоакустических скважинных измерений (скважина Г-1 ПП) в сравнении с временным рядом дилатации, построенным на основе данных о смещениях пунктов PETS, RADZ и MYAK Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений (рис. 2). Предполагается, что изменения дилатации в определенной мере отражают изменения НДС геосреды, связанные с подготовкой Жупановского землетрясения. Положительные значения дилатации указывают на растяжение геосреды в зоне

измерений, отрицательные – на ее сжатие. Из представленных на рис. 1 данных можно видеть, что начало активной фазы – временного интервала, для которого характерны anomalously быстрые и значительные изменения НДС геосреды в зоне измерений, связанные с подготовкой землетрясения, – относится к началу марта 2015 г. Характер изменений данных электромагнитных (см. рис. 1, а) и геоакустических (см. рис. 1, б) скважинных измерений в районе ПГП на начальной стадии активной фазы (стадия II, март – середина сентября 2015 г.) соответствует сжатию геосреды в районе ПГП [2].

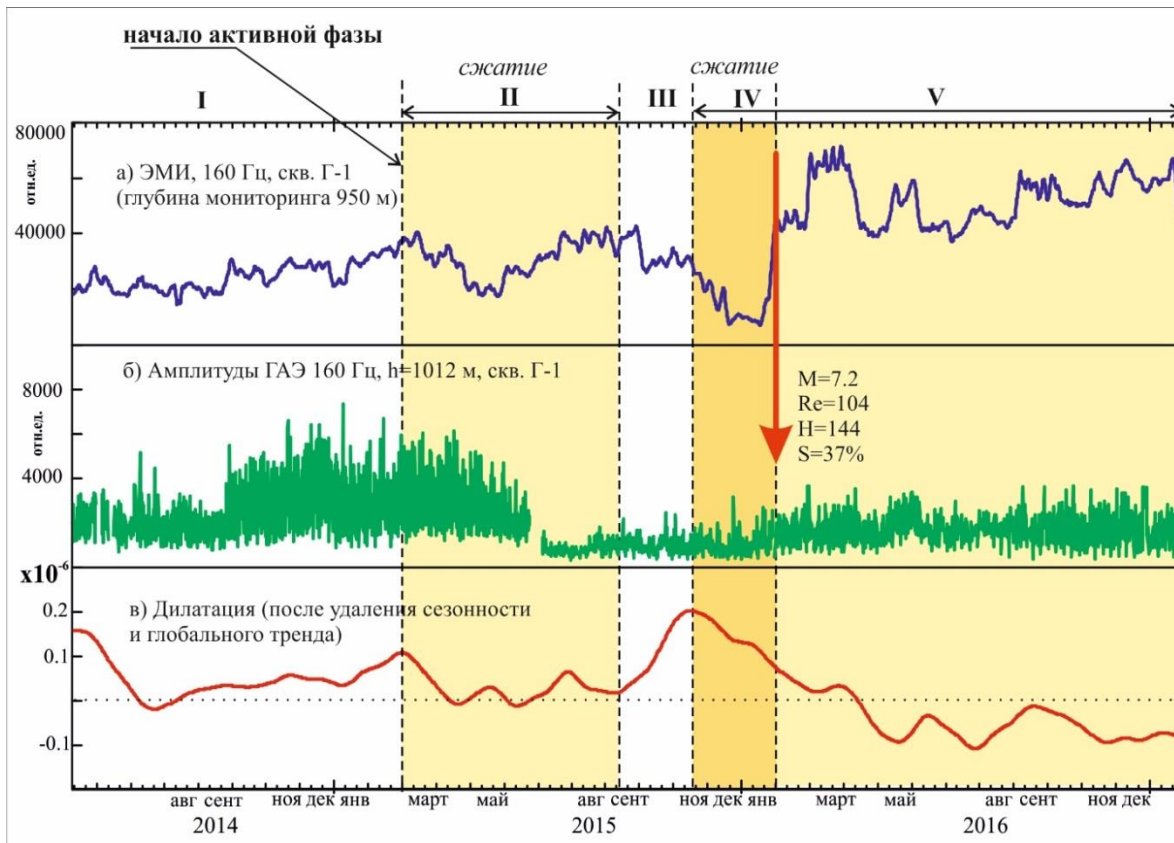


Рис. 1. Данные электромагнитных (а) и геоакустических (б) скважинных измерений в районе ПГП в сравнении с рядом дилатации (в).

Данные по изменениям дилатации (см. рис. 1, в) на стадии II также указывают на относительное сжатие геосреды в зоне Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений. По характеру изменений на последующих стадиях (стадии III и IV) данные по изменениям дилатации тоже соответствуют данным скважинных измерений.

В рамках проводимых исследований были сделаны количественные теоретические оценки величин деформаций на интервале активной фазы Жупановского землетрясения для района ПГП. Для расчетов была использована модель консолидации И.П. Добровольского [4]. Согласно этой модели, очаг будущего землетрясения представляет собой шаровую неоднородность упругих свойств в упругом полупространстве, залегающую на глубине H (глубина очага землетрясения), радиуса R , где R – размер очага. Размер полученной в процессе решения зоны растяжения/сжатия может дать представление о возможном

гипоцентрального расстоянии, на котором изменения геофизических полей будут достаточно значимыми для краткосрочного прогнозирования сильных сейсмических событий (согласно модели это значения деформации, превышающие пороговый уровень приливных деформаций 10^{-8}). Кроме того, становится возможным провести количественную оценку деформаций перед сильным событием непосредственно в зоне расположения пунктов комплексного скважинного мониторинга. Необходимо отметить, что в случае упругопластических свойств геосреды для землетрясений с промежуточной глубиной очага, к которым относится Жупановское землетрясение, количественные оценки деформации по модели И.П. Добровольского будут оценками снизу (минорантными оценками) [5]. В рамках выбранной модели принимается гипотеза о том, что область подготовки очага будущего землетрясения (шаровая неоднородность) отличается от окружающих ее пород только модулем сдвига. Тогда возмущение НДС геосреды, вызванное появлением неоднородности упругих свойств, задается решением задачи Эшелби о шаровой неоднородности в упругом полупространстве [1] – выражением для объемной деформации упругого полупространства с шаровой неоднородностью, полученным в работе [4].

В работе [3] показаны изоповерхности такого решения, имеющие сложную форму, навязанную земной поверхностью, свободной от напряжений, и симметричные относительно двух биссекторных плоскостей октантов 5–7 и октантов 6–8. Входными параметрами для зависимости объемной деформации от пространственных координат (полученной в [4]) являются параметры Жупановского землетрясения и напряжение сдвига, равное 200 МПа. На рис. 2 представлены изолинии объемной деформации $\pm 10^{-7}$, $\pm 1.5 \cdot 10^{-7}$, $\pm 2 \cdot 10^{-7}$, $\pm 3 \cdot 10^{-7}$ и $\pm 3.5 \cdot 10^{-7}$.

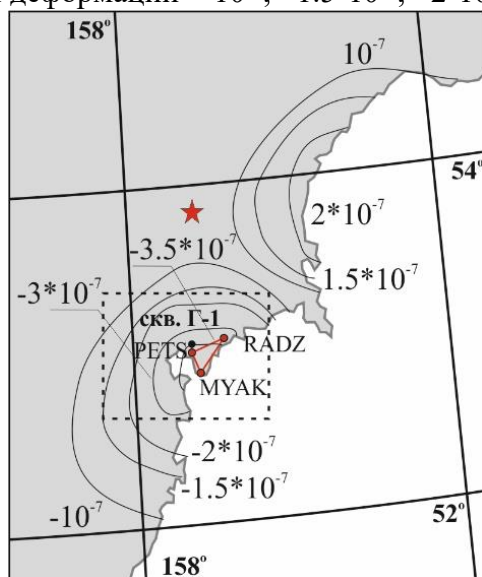


Рис. 2. Изолинии объемной деформации на земной поверхности $\pm 10^{-7}$, $\pm 1.5 \cdot 10^{-7}$, $\pm 2 \cdot 10^{-7}$, $\pm 3 \cdot 10^{-7}$ и $\pm 3.5 \cdot 10^{-7}$. Пунктиром обозначена зона ППП. Звездочкой обозначен эпицентр Жупановского землетрясения. PETS, RADZ, MYAK – пункты Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений.

Как можно видеть на рис. 2, район ППП находится в зоне относительного сжатия с деформациями от $-3.5 \cdot 10^{-7}$ до $-2 \cdot 10^{-7}$. Полученные оценки деформации хорошо согласуются со значениями амплитуды ряда дилатации на заключительной стадии подготовки Жупановского землетрясения (стадия IV), составляющими около

$-1.2 \cdot 10^{-7}$ и более чем на порядок превышающими пороговые значения $\pm 10^{-8}$. Полученные результаты показывают, что привлечение данных Камчатской сети GPS-измерений целесообразно для повышения эффективности Сети мониторинга процессов подготовки сильных близких камчатских землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-27-00352).

Литература

1. Eshelby J.D. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems // Proceedings of the royal society of London. Series A. Mathematical and physical sciences. 1957. Т. 241, № 1226. P. 376–396.
2. Gavrilov V.A., Deshcherevskii A.V., Vlasov Y.A. et al. Network of Multidisciplinary Borehole Measurements at the Petropavlovsk-Kamchatsky Geodynamic Testing Area // Seism. Instr. 2022. 58. P. 121–138. <https://doi.org/10.3103/S0747923922020050>.
3. Panteleev I.A., Poltavceva E.V., Mubassarova V.A., Gavrilov V.A. Perturbation of the stress-strain state of an elastic half-space by the spherical inhomogeneity of elastic properties under shear in horizontal plane taking account of gravitational forces // PNRPU Mechanics Bulletin. 2017. № 4. P. 138–153. DOI: 10.15593/perm.mech/2017.4.10.
4. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 с.
5. Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О проблеме дальнедействующего влияния очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 1–14.

ДИАТОМЕИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ЗАЛИВА АКАДЕМИИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Прушковская И.А., Цой И.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, prushkovskaya@poi.dvo.ru

В настоящей работе представлены результаты изучения диатомовых водорослей в поверхностных осадках залива Академии по материалам, полученным в 71-м рейсе НИС «Профессор Гагаринский» (2016 г.) и НИС «Академик Опарин» (2020 г.) [7, 6] (рис. 1). Образцы отбирались дночерпателем Ван Вина (Van Veen grab sampler). Осадки представлены преимущественно илами, илистыми песками, часто с галькой, иногда с гравием и ракушей. Глубина отбора образцов от 2.1 м в устье р. Сыран до 42.5 м в центральной части залива Академии. Также отбор образцов (Л1–Л6) проводился в низменной прибрежной отмели приливной зоны, осушающейся во время отливов (ватты).

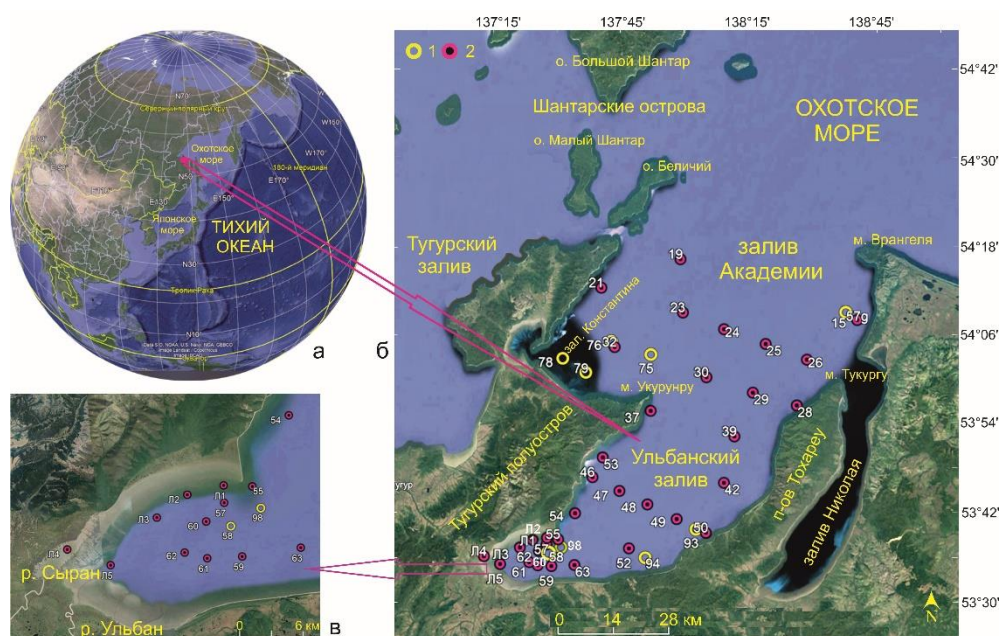


Рис. 1. Местоположение района исследования (а), изученных станций в заливе Академии (б) и кутовой части Ульбанского залива (в). 1 – станции 71-го рейса НИС «Профессор Гагаринский», 2 – 59-го рейса НИС «Академик Опарин».

Для выделения диатомей из осадков использовалась методика, разработанная в Институте океанологии им. П.П. Ширшова [2], но отличающаяся тем, что химические вещества при кипячении не использовались. В изученных 44 образцах обнаружена богатая диатомовая флора (187 видов и внутривидовых таксонов), представленная преимущественно морскими и солоноватоводными видами. Диатомовые комплексы довольно однородны и характеризуются доминированием морского и солоноватоводного, бентосно-планктонного вида *Paralia sulcata* (70.1 %). В диатомовой флоре по количеству видов преобладают морские (73 вида), а по численности – солоноватоводные (82.3 %) (рис. 2). Несмотря на видовое

разнообразии пресноводных диатомей (37 видов), их содержание в диатомовой флоре незначительно (0.2 %) из-за спорадической встречаемости, что указывает на незначительное влияние речного стока.

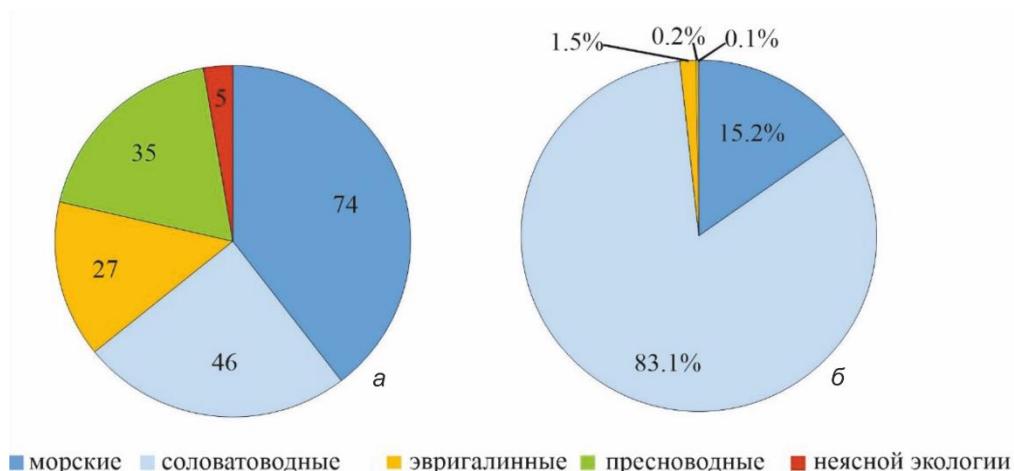


Рис. 2. Экологическая структура диатомовой флоры поверхностных осадков залива Академии: *а* – количество видов, *б* – процентное содержание с учетом численности видов в экологических группах диатомовой флоры.

Количественное содержание диатомей в осадках – важный показатель, отражающий биопродуктивность вод, гидробиологические условия и седиментационные обстановки, широко использующийся для палеореконовструкций [1–5, 8]. В заливе Академии концентрация диатомей в осадках неравномерная и варьируется от 0.72 до 4.29 млн створок/г. Низкое количество диатомей отмечено в осадках залива Константина и на станциях, расположенных близко к берегу. Значительные концентрации диатомей наблюдаются в осадках открытой части залива Академии и в кутовой части Ульбанского залива.

В результате проведенных исследований обнаружена богатая диатомовая флора (187 видов и внутривидовых таксонов). Преобладание бентосно-планктонных и бентосных видов указывает на значительную роль микрофитобентоса в заливе Академии. Выделенные в поверхностных осадках диатомовые комплексы однородны по таксономическому составу, но отличаются по экологической структуре, которая отражает гидрохимические и гидробиологические особенности вод залива. Относительно низкое содержание диатомей в осадках связано с суровыми климатическими условиями региона, близкими к арктическим.

Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (№121021700342-9) и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Государственного фонда естественных наук Китая (ГФЕН-а: № 21-55-53015). Авторы благодарят членов экипажей НИС “Профессор Гагаринский” и НИС “Академик Опарин” и научный состав за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях, С.П. Куклу и Э.А. Акулову – за отбор образцов, Л.В. Осипову – за химико-техническую обработку и приготовление препаратов для диатомового анализа.

Литература

1. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
2. Жузе А.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. Методика исследования // Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Л.: Наука, 1974. С. 50–79.
3. Обрезкова М.С., Колесник А.Н., Семилетов И.П. Распределение диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России // Биол. моря. 2014. Т. 40, № 6. С. 453–480.
4. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
5. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики: стратиграфия и палеоэкология. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
6. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Тищенко П.П. и др. Гидрохимические исследования залива Академии (Охотское море) // Океанология. 2022. Т. 62, № 1. С. 98–111. DOI: 10.31857/S0030157422010166.
7. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Шулькин В.М. и др. Комплексные исследования прибрежных акваторий Японского и Охотского морей, находящихся под влиянием речного стока (71-й рейс научно-исследовательского судна “Профессор Гагаринский”) // Океанология. 2018. Т. 58, № 2. С. 340–342. DOI:10.7868/S00301574180.
8. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Артемова А.В. Диатомеи поверхностных осадков Охотского моря и северо-западной части Тихого океана // Океанология. 2009. Т. 49, № 1. С. 141–150.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АККУМУЛЯТИВНОГО БЕРЕГА БАРГУЗИНСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА БАЙКАЛ

Ракиш Н.А.^{1,2}, Пеллинен В.А.¹, Светлаков А.А.¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, tron0320@gmail.com

² Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

Целью настоящей работы является анализ локальных особенностей гранулометрического состава наносов береговой зоны участка «Мягкая Карга» в пределах Баргузинского залива, основанный на данных наблюдений, полученных в ходе экспедиционных работ, а также обобщение знаний, полученных из литературных источников.

Участок «Мягкая Карга» представляет собой одну из самых крупных аккумулятивных форм оз. Байкал протяженностью 21 км: от устья р. Баргузин до п-ва Святой Нос. За песчаной косой, на северо-восток, начинается болотистый перешеек Мягкая Карга, который отделяет Баргузинский залив от Чивыркуйского. Привнос песчаного материала на косу происходит за счет вод р. Баргузин в паводковое время. В геологическом прошлом вследствие сейсмотектонических явлений п-ов Святой Нос еще являлся островом, отделенным от восточного берега Чивыркуйско-Баргузинским проливом. В четвертичное время происходило заполнение пролива донными осадками, поскольку Святой Нос служил барьером для рыхлых отложений [1, 2].

Экспедиционные работы на ключевом участке включали в себя маршрутное обследование поверхности района, а именно отбор образцов песка в урезе, средней и тыловой части пляжа, в области эолового выноса и вершины первого подводного вала береговой зоны Баргузинского залива. Гранулометрический состав отложений береговой зоны залива был исследован при помощи прибора ANALYSETTE 22 NanoТес. При помощи эхолота DeeperChirp+ были построены профили подводной части береговой зоны. Морфометрический анализ выполнен в результате дешифрирования ортофотоплана, построенного при помощи снимков, полученных в ходе съемки БПЛА DJI Inspire 1pro.

Для удобства изучения береговая зона Баргузинского залива была разделена на два участка: Северный, протяженностью 21 км (от устья р. Баргузин до п-ова Святой нос), и Южный, равный 5.5 км (от устья р. Баргузин до Восточного берега Байкала).

Участок Северный начинается от п-ова Святой Нос, в этой точке галечный пляж полуострова меняется на песчаный. Песок, слагающий пляж, имеет крупный размер частиц (0.6–0.8 мм) и хорошо сортирован. На расстоянии 2–4 м от уреза сформированы небольшие дюны высотой 1–2 м, заросшие сосновым лесом, которые, протягиваясь в цепочку на юг, образуют первый береговой вал. Протяженность такого берега составляет 2.46 км. Далее количество растительности снижается, а высота дюн увеличивается до 3–4 м, однако на этом участке протяженностью около 5.8 км береговой вал имеет разрывы и представлен отдельными дюнами. Размер фракций песка, слагающего пляж на данном участке, становится меньше (0.3–0.5 мм). На расстоянии примерно 8 км от полуострова начинается участок активного эолового поля. Ширина пляжа увеличивается с 2–3 до 5–60 м. Высота отдельных дюн достигает 5–7 м. Все это в комплексе – активное эоловое поле протяженностью 4.12

км и шириной до 350 м. Далее, до устья р. Баргузин аккумулятивный берег приходит в зону, состоящую из пляжа шириной 20–40 м.

Южный участок, в основном по площади, представлен активным эоловым полем с шириной пляжа, изменяющейся от 3 до 50 м. В результате сильных ветров на отдельных частях данного участка сформировались перпендикулярно урезу котловины выдувания протяженностью 0.5–1.0 км. Гипсометрическая отметка днища этих котловин близка уровню Байкала, поэтому оно заболочено.

Минералогический анализ отложений показал, что основным источником наносов для северной части является р. Баргузин, а для южной – пролювиальные и водно-ледниковые отложения берегового уступа, примыкающего к горному массиву на севере.

В результате эхолотирования были зафиксированы три подводных вала: первый на расстоянии 30 м, второй – 40 м, а третий – 120 м от берега. Ширина первого и второго валов равна 15 м, а третьего – 30 м.

Анализ, основанный на сборе количественных данных и наблюдении за берегоформирующими процессами косы Мягкая Карга, позволяет сделать вывод о состоянии всех аккумулятивных берегов, поскольку интерпретация полученных данных показывает чувствительность береговых процессов к морфологическим изменениям рельефа береговой зоны.

Наличие речного стока как доминирующего источника наносов обосновано отсутствием разнообразия минерального и гранулометрического состава отложений. Установлено два источника наносов: первый – это продукты абразии, поступающие с вдольбереговым потоком с прилегающих абрадируемых участков коренного берега, и второй, основной, – наносы р. Баргузин, поступающие в паводковый период.

Формирование таких типов берегов, как аккумулятивный берег Баргузинского залива, происходит в результате влияния комплекса природных компонентов, усиливающих или ослабляющих действие друг друга. Характер распределения гранулометрического состава отложений в пределах аккумулятивных берегов является своеобразным индикатором современной активности различных морфодинамических и литологических процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-77-00042). Авторы благодарят ведущего инженера лаборатории геологии нефти и газа ИЗК СО РАН А.А. Коптеву и студентку 4-го курса РГ-19-1 ИрННТУ А.Е. Бодунову за помощь в проведении полевых работ.

Литература

1. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю. и др. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. С. 10–20.
2. Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1978. 240 с.

УЧЕТ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНДИКАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ АДАПТАЦИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОДНОГО ИЗ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА

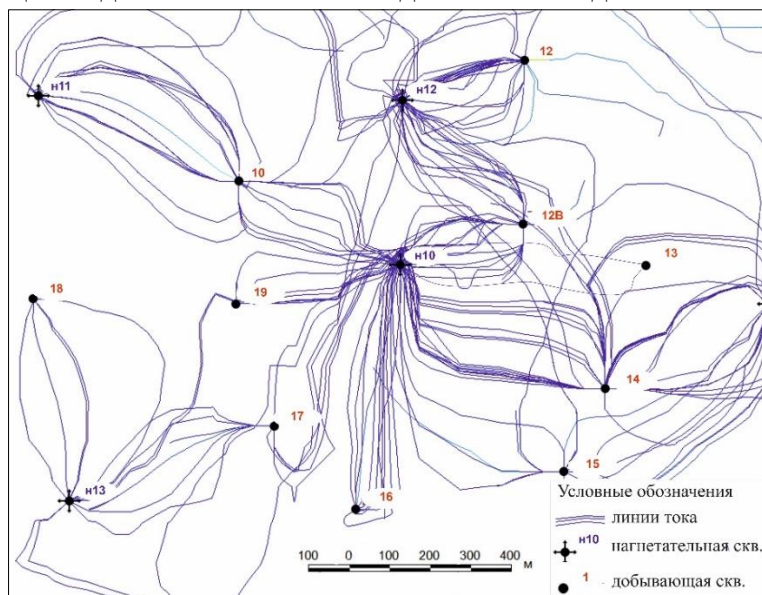
Редькин А.С.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, RedkinAS.97@yandex.ru

Накопление большого количества результатов индикаторных (трассерных) исследований дает возможность уточнения поля проницаемости существующих гидродинамических моделей нефтяных месторождений. Одним из методов является моделирование собственно трассерного опыта на гидродинамической модели [2].

Индикаторные исследования были выполнены на кусте, состоящем из восьми добывающих (скв. № 10, 12В, 13, 14, 15, 16, 17, 19) и одной нагнетательной скважины (скв. 10) (рисунок). Опыт заключался в закачке карбамида в нагнетательную скважину и наблюдениях за концентрациями в добывающих скважинах в течение 3–6 месяцев. По результатам индикаторных исследований по стандартной методике аналитическим путем [3] были рассчитаны $K_{пр}$, изменяющиеся от 16 до 2142 мД, при характерных значениях $K_{пр}$ на гидродинамической модели от 20 до 704 мД.

Изучаемый пласт викуловской свиты ($ВК_1$) представлен переслаиванием алевролитов, глин, песков и глинистых песчаников общей мощностью около 20 м. Предварительно был выполнен расчет проницаемости с использованием траекторий линий тока с наименьшим временем жизни, полученных на адаптированной гидродинамической модели-врезке, плотность линий тока – 10 ($м^3/сут$ на одну линию тока) (рисунок). После внесения полученных значений проницаемости в модель невязки по текущим дебитам воды на данном кусте скважин были снижены на 3–5 %, но при этом общая модельная невязка по воде составляет до 70 %.



Линии тока в районе нагнетательной скв. 10, полученные на гидродинамической модели-врезке.

Моделирование трассерного опыта выполнено на модели-врезке с использованием модуля по моделированию закачки трассера (TRACER) в программном комплексе T-Navigator. Полученное на модели время прихода трассера к добывающим скважинам составило от нескольких месяцев до нескольких лет, что значительно больше фактического – от нескольких дней до нескольких месяцев. Такое расхождение во времени прихода трассера может быть связано с большим модельным размером «канала НФС», который, по сути, определяется пористостью коллектора от 0.23 до 0.30 и размерами ячеек в среднем $100 \times 100 \times 1$ м. Одна из задач индикаторных исследований в нефтяной отрасли – выявление трещин (каналов) с низким фильтрационным сопротивлением (НФС), имеющих проницаемость выше, чем проницаемость поровых пропластков. Проблема расхождения фактического с модельным временем прихода трассера к добывающим скважинам была решена путем использования модели с двойной емкостью (DUALPERM) с явным заданием трещин с эквивалентной пористостью 0.00023–0.00030 для каналов НФС, что позволило сократить время прихода индикатора к добывающим скважинам до 2–50 суток.

Первые попытки моделирования индикаторных исследований на гидродинамической модели выявили ряд проблем, которые связаны с необходимостью детального учета вертикальной литолого-фациальной фильтрационной неоднородности пласта, сопоставимой с размерами каналов НФС, составляющих первые сантиметры. Данная неоднородность не выявляется с использованием стандартных комплексов геофизических исследований скважин, шаг которых на данном месторождении составлял 0.5 м. Исходя из того, что движение трассера происходит по каналам НФС, именно их характеристики и размеры необходимо задавать на гидродинамических моделях. Помимо литологических особенностей, каналы НФС также могут формироваться в процессе разработки [1], что достаточно вероятно для изучаемого коллектора.

Таким образом, при моделировании индикаторных исследований на гидродинамической модели коллектор следует рассматривать как трещинно-поровый.

Литература

1. Булыгин Д.В., Николаев А.Н., Елесин А.В. Гидродинамическая оценка эффективности потокоотклоняющих технологий в условиях образования техногенных каналов фильтрации // Георесурсы. 2018. 20 (3). Ч.1. С. 172–177.
2. Низаев Р.Х., Егорова Ю.Л. Применение трассерных методов исследования для определения пространственного ориентирования трещин в карбонатных коллекторах с использованием геологического и гидродинамического моделирования // Нефтяная провинция. 2018. № 1(13). С. 12–19.
3. Методическое руководство по приемке, анализу и систематизации результатов трассерных исследований в организациях Группы «ЛУКОЙЛ» (Редакция 1.0). ОАО «ЛУКОЙЛ», 2012.

**ПЕРВИЧНАЯ ОЦЕНКА ЕЖЕГОДНОГО ВЫНОСА ПАВОДКОВЫМИ
ВОДАМИ ИЗОТОПОВ ^{137}Cs И ^{90}Sr ИЗ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ
БАЛЧУГОВСКОЙ ПРОТОКИ Р. ЕНИСЕЯ**

Ретина А.В.^{1,2}, Ломова А.А.¹, Кропачева М.Ю.¹, Мельгунов М.С.¹, Макарова И.В.¹

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

История изучения влияния работы Красноярского горно-химического комбината (ГХК) на пойму р. Енисей длится уже более 40 лет. В 1971 г. были обнаружены аномально высокие (15 кБк/м^2) содержания ^{137}Cs в донных отложениях Карского моря, которые в 4–8 раз превышали уровень загрязнения из-за глобальных выпадений [1]. Последовали первые исследования влияния ГХК на речную пойму. Была обнаружена высокая плотность загрязнения изотопами вблизи от ГХК (до 460 кБк/м^2 по ^{137}Cs), которая снижалась вниз по течению (до 90 кБк/м^2 по ^{137}Cs) [1–3]. В 1985–1995 гг. среднее поступление изотопов ^{137}Cs и ^{90}Sr в ближней зоне влияния составляло 6.0 и 1.6 ТБк/год соответственно [1]. Таким образом, современная оценка выноса изотопов, депонированных в пойменных почвах в результате затопления берегов р. Енисей паводковыми водами, представляет актуальную научную задачу. В работе дана первичная оценка выноса изотопов ^{137}Cs и ^{90}Sr на примере Балчуговской протоки.

Балчуговская протока представляет собой рукав реки между восточным берегом Енисей и о-вом Березовым (рисунок). На расстоянии 3.5 км от входа в протоку на изгибе восточного берега находится залив, представляющий собой модельный участок. Ежегодному затоплению подвергается прибрежная зона залива площадью 4500 м^2 (выделено красным на рисунке). Для отбора проб выбиралась площадка посередине прибрежной зоны, затапливаемой в низкие паводки, но без стоячей воды. С помощью дозиметра СРП-68-01 выбирался участок с повышенным радиационным фоном. На расстоянии 60–70 см друг от друга извлекались два куба субстрата почвы с размером ребра 20–40 см. Свежий почвенный куб разбирался вручную на растительные корневища с прилегающей к ним ризосферой и пустую почву. Ризосферой считался тот субстрат, который оставался прилипшим к корням после встряхивания образца [4], остальная часть принималась за валовую почву. Материал ризосферы высушивался вместе с корнями и отделялся от последних уже в сухом виде.

Образцы почвы и ризосферы подвергались гранулометрическому и химическому фракционированию для определения доли изотопов в подвижных фракциях. Гранулометрические фракции $>0.25 \text{ мм}$ и $0.16\text{--}0.25 \text{ мм}$ отделялись мокрым рассеиванием на стандартных ситах. Фракции $0.001\text{--}0.010$ и $0.01\text{--}0.16 \text{ мм}$ отделялись отмучиванием. Фракция $0.00100\text{--}0.00022 \text{ мм}$, представляющая собой илестые коллоиды и взвесь, легко переносимые водным потоком, отделялась фильтрованием (фильтр МФА-МА-№5 (МФАС-ОС-1), Владипор). Фильтрат от отмучивания ($<0.00022 \text{ мм}$) содержал водорастворимые формы субстрата. Последние две фракции авторы считали легкоподвижными. При химическом фракционировании по стандартной методике Тесье [5] выделялось шесть фракций: обменная ($1\text{M CH}_3\text{COOH}_4$, $\text{pH}=7$, перемешивание 24 ч); карбонатная ($1\text{M CH}_3\text{COOH}_4+1\text{M HNO}_3$,

pH=5, перемешивание 8–10 ч); оксиды и гидроксиды Fe и Mn (0.2M NH₄OH*HCl в 25% CH₃COOH, перемешивание 3 ч); органическая (35 % H₂O₂+1M HNO₃ до 0.05M, 85 °С, перемешивание 3 ч); аморфные силикаты (0.1M NaOH, 80 °С, перемешивание 40 мин) и нерастворимый остаток. Легкоподвижной в естественных условиях принято считать первую, обменную, фракцию.



Модельный участок в Балчуговской протоке р. Енисея. S – зона, затопляемая ежегодно в низкий паводок.

Определение удельных активностей ¹³⁷Cs производилось γ-спектрометрическим методом на колодезном коаксиальном HPGe ППД с низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA (EURISYS MEASURES, Франция) с коаксиальным Ge(Li) полупроводниковым детектором ДГДК-100В (ИФТП, г. Дубна). От естественного фонового излучения применяли пассивную защиту из радиационно-чистых свинца и вольфрама. Идентификация и расчет активностей ¹³⁷Cs проводились по γ-линии E_γ= 661.66 кэВ (квантовый выход 0.852). Предел обнаружения ¹³⁷Cs составлял от 2 до 5 Бк/кг.

Активность ⁹⁰Sr определялась по измерению активности его дочернего изотопа ⁹⁰Y, находящегося со ⁹⁰Sr в состоянии радиоактивного равновесия [6]. Предел определения ⁹⁰Sr – 0.1 Бк/кг. Общая погрешность метода не превышает 20 %.

Анализ на ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr был выполнен в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

В расчете первичной оценки необходимо знать массу субстрата, приходящуюся на 1 м² модельного участка. Как показали исследования, соотношение массы материала ризосферы и массы почвы на единицу объема субстрата составляет примерно 1:2 (значительный объем занимают также и корни растений, не принимаемые авторами в расчет). С учетом плотности субстрата, равной плотности супесчаных почв (1.20–1.42 г/см³), была рассчитана масса компонентов субстрата на требуемой площади (таблица).

Вынос (X, Бк) изотопа из почвы и ризосферы рассчитывался по формуле:

$$X = S \times m \times A \times z, \quad (1)$$

где S – площадь затопления, м²; m – сухая масса почвы или ризосферы на единицу площади, кг/м²; A – удельная активность изотопа в пробе, Бк/кг сухого веса; z – процент подвижных форм в пробе (таблица).

Процент удельной активности изотопов в химических и гранулометрических фракциях субстрата Балчуговской протоки, расчет выноса изотопов через почву и ризосферу при затоплении прибрежного участка Балчуговской протоки

	¹³⁷ Cs				⁹⁰ Sr			
	почва		ризосфера		почва		ризосфера	
Обменная	0.0		0.8		18		6.7	
Карбонатная	0.5		1.5		8.2		27	
Оксиды и гидроксиды Fe	0.0		0.3		4.9		5,5	
Органическая	3.3		5.0		16		24	
Аморфные силикаты	0.0		0.8		34		18	
Твердый остаток	96		92		20		19	
<0.00022 мм	0.05		0.19		1.0		8.8	
0.00022–0.00100 мм	0.04		0.23		0.3		3.0	
0.001–0.010 мм	4.8		1.3		0.4		2.0	
0.01–0.16 мм	34		24		85		1.9	
0.16–0.25 мм	47		60		5		29	
> 0.25 мм	14.4		14.3		8.2		38.3	
A, исходная удельная активность, Бк/кг сухого веса	516		976		46		41	
S затопления, м ²	4500							
m, кг/м ²	330		160		330		160	
общая активность, Бк	7.7·10 ⁸		7.0·10 ⁸		6.8·10 ⁷		3.0·10 ⁷	
z (хим. гранулометр.), %	0.0	0.09	0.8	0.42	18	1.3	6.7	11.8
X, (хим. гранулометр.)	-	6.9·10 ⁵	5.6·10 ⁶	3.0·10 ⁶	1.2·10 ⁷	8.9·10 ⁵	2.0·10 ⁶	3.5·10 ⁶
вынос, Бк	Σ 6.9·10 ⁵		8.6·10 ⁶		1.3·10 ⁷		5.5·10 ⁶	

Предварительные оценки показывают, что единовременный вынос ¹³⁷Cs из почвы может достигать 6.9·10⁵ Бк за счет тонких гранулометрических фракций, из ризосферы — 8.6·10⁶ Бк как за счет тонких гранулометрических фракций, так и за счет обменных форм ризосферы. Хотя удельная активность ⁹⁰Sr в почве и ризосфере на порядок меньше таковой для ¹³⁷Cs, вынос радиостронция из ризосферы как за счет гранулометрических фракций, так и за счет обменных форм составляет тот же порядок (5.5·10⁶ Бк), что и вынос радиоцезия, а в случае почвы – превышает его на два порядка (1.3·10⁷ Бк). Необходимо принимать во внимание, что происходит постоянное поступление этих изотопов в пойму р. Енисея со стороны Красноярского ГХК, составляющее в год 10⁹–10¹⁰ Бк в речную систему и 10⁷–10⁸ Бк в атмосферу [7]. Таким образом, вынос подвижных форм ⁹⁰Sr и ¹³⁷Cs из пойменных почв может происходить при каждом повышении уровня воды.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 23-27-00364).

Литература

1. Vakulovsky S.M. et al. Radioactive contamination of the Yenisei River // Journal of Environmental Radioactivity. 1995. V. 29 (3). P. 225–236.
2. Nosov A.V., Ashanin M.V., Ivanov A.B., Martynova A.M. Radioactive contamination of the R. Enisey due to discharges from krasnoyarsk mining and chemical corporation // At. Energy. 1993. V. 74 (2). P. 139–144.
3. Vakulovskii S.M., Tertyshnik E.G., Kabanov A.I. Radionuclide transport in the Yenisei river // At. Energy. 2008. V. 105 (5). P. 367–375.

4. Séguin V., Gagnon C., Courchesne F. Changes in water extractable metals, pH and organic carbon concentrations at the soil-root interface of forested soils // *Plant Soil*. 2004. V. 260 (1/2). P. 1–17.
5. Bondareva L. The relationship of mineral and geochemical composition to artificial radionuclide partitioning in Yenisei river sediments downstream from Krasnoyarsk // *Environ. Monit. Assess.* 2012. V. 184 (6). P. 3831–3847.
6. Методика выполнения измерений удельной активности стронция-90 (^{90}Sr) в пробах почв, грунтов, донных отложений бета-радиохимических (спектрометрическим) методом с радиохимическим выделением. Инструкция ИСАМ № 473-ЯФ. Свидетельство № 49090.3Н624. М.: ВИМС, 2003. 20 с.
7. Шершаков В.М. и др. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2011–2022 гг. Ежегодник. Обнинск: ФГБУ "НПО "Тайфун", 2010–2022.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ДАНИЛОВСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ НОВЫХ СКВАЖИН № 89, 93

Реутов Д.А., Корольков А.Т.

Иркутский государственный университет, Иркутск, d.reutov@outlook.com

Даниловское нефтегазоконденсатное месторождение (ДНГКМ) расположено в Катангском районе Иркутской области, в бассейне верхнего течения р. Нижняя Тунгуска, в 350 км к северо-востоку от г. Усть-Кута (ж/д станция БАМа и крупнейший речной порт), в 190 км от г. Киренска (речной порт) и в 90 км северо-восточнее Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения. К северо-востоку от Даниловского месторождения (в 110 км) находится Верхнечонское нефтегазоконденсатное месторождение. Геодинамическое положение ДНГКМ определяется внутренней зоной раннепалеозойской пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, где оно локализовано в юго-западной части Непского свода [1].

Скважины № 89 и 93 расположены в северо-восточной части ДНГКМ в направлении к Верхнечонскому НГКМ. Ниже представлен по этим скважинам комплекс испытаний продуктивных пластов нижнекембрийских и венд-нижнекембрийских отложений верхнечонского, преображенского, усть-кутского, осинского горизонтов и межсолевого пласта А8.

Литологические свойства горизонтов от скважины № 89 к скважине № 93 изменялись следующим образом.

Верхнечонский интервал преимущественно состоит из песчаника от темно-серого цвета до коричневого, среднезернистого, кварцевого, массивного, плотного, на глинистом цементе, средней крепости.

Преображенский интервал представлен доломитом ангидритизированным, от серого до темно-серого цвета, средней крепости.

Усть-кутский интервал представлен доломитом темно-серым, буровато-серым, коричневатым, скрытокристаллическим, массивным, мелкопористым, средней крепости, среднекавернозным.

Осинский интервал представлен доломитом известковистым, темно-серым, буровато-серым, скрытокристаллическим, массивным, мелкопористым, средней крепости. По всему интервалу керна наблюдаются включения мелких линз каменной соли и вкрапления битуминозного материала.

Пласт А8. Верхняя часть интервала представлена каменной солью, белой, бесцветной, с розоватым оттенком, крупнокристаллической, хрупкой, и доломитом, серым, темно-серым с зеленоватым оттенком, мелкокрытокристаллическим, плотным, мелкопористым, средней крепости. Середина интервала представлена доломитом, сильно глинистым серым, темно-серым, буровато-серым, мелкокристаллическим, массивным, мелкопористым, крепким, трещиноватым, среднекавернозным. Трещины и каверны заполнены темно-серым глинистым материалом.

Ниже в таблицах 1–3 приведены данные испытания продуктивных горизонтов по скважинам № 89, 93.

Таблица № 1. Результаты испытания продуктивных горизонтов в скважине № 89

№ объекта	Стратиграфическая привязка	Интервал испытания	Фактические результаты
1	Преображенский горизонт (Б12)	1829–1845	Притока не получено в связи с низкими ФЕС пласта
2	Усть-Кутский горизонт, V-Є1tt (Б5)	1671–1678	Притока не получено в связи с низкими ФЕС пласта
		1678–1694	
3	Усть-Кутский горизонт, V-Є1tt (Б3-4)	1639–1663	Притока не получено в связи с низкими ФЕС пласта
4	Осинский горизонт, Є1us(os) (Б1)	1523.5–1547.0	Получен непереливающий приток нефти $\rho=0.88$ г/см ³ , $Q=3.67$ м ³ /сут
5	Пласт А8	1429–1451	Получен не переливающий приток нефти $\rho=0.9$ г/см ³ , $Q=2.2$ м ³ /сут

Таблица № 2. Результаты испытания продуктивных горизонтов в скважине № 89 БС

№ объекта	Стратиграфическая привязка	Интервал испытания	Фактические результаты
1	Пласт А8	1863–1873	Получен приток газа $Q_{\text{газа}}=17.9$ тыс. м ³ /сут, газоконденсата $Q_{\text{гк}}=2.62$ м ³ /сут, $P_{\text{пл}}=276$ кгс/см ²

Таблица № 3. Результаты испытания продуктивных горизонтов в скважине №93.

№ объекта	Стратиграфическая привязка	Интервал испытания	Фактические результаты
1	Верхнечонский горизонт (В10-В13)	1884.0–1894.5	Получен приток тех. жидкости дебитом 0.03 м ³ /сут при $P_{\text{заб}}=16$ кгс/см ²
2	Преображенский горизонт (Б12)	1847.5–1863.0	Получен смешанный приток тех. жидкости и нефти дебитом 2.8 м ³ /сут, ($Q_{\text{н}}\sim 1.4$ м ³ /сут) при $P_{\text{заб}}=47$ кгс/см ²
3	Усть-Кутский горизонт, V-Є1tt (Б5)	1700.00–1711.80	Получен приток тех. жидкости $Q=1.54$ м ³ /сут при СДД=56.4 кгс/см ²
4	Усть-Кутский горизонт, V-Є1tt (Б3-4)	1656–1676	Получен приток нефти $Q=3.9$ м ³ /сут при работе струйным насосом на режиме 100 кгс/см ²
5	Осинский горизонт, Є1us(os) (Б1)	1537–1570	Получен приток пластовой воды $Q=6.84$ м ³ /сут при СДУ=661.6 м, $P_{\text{заб}}=125.3$ кгс/см ²
6	Пласт А8	1414.5–1434.5	Получен смешанный приток пластовой воды и нефти $Q=0.89$ м ³ /сут при СДУ-752 м, $P_{\text{заб}}=65.27$ кгс/см ²

Литература

1. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: Изд-во ВНИГНИ, 2006. 774 с.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ НАКОПЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ПРИМЕРЕ РУДНОГО УЗЛА ЗАШИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Русак А.А.¹, Щекина Т.И.², Бычков А.Ю.²

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, Москва, aleks7975@yandex.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, t-shchekina@mail.ru, bychkov@geol.msu.ru

Экспериментально показано, что на последних стадиях дифференциации гранитного расплава возможно отделение от магмы фторидных силикатно-солевых расплавов, или расплавов-рассолов, по механизму жидкостной несмесимости [1, 5]. Этот процесс ведет к концентрированию многих редких, в том числе редкоземельных, элементов [1–6]. Подвижные элементы, фтор и литий, играют важную роль в процессе жидкостной несмесимости. Их содержание в расплаве влияет на фазовые отношения в системе. При концентрации более 3 мас. % фтора и 1 мас. % лития в гранитном расплаве возникают ликвационные отношения, когда щелочно-алюмофторидный солевой расплав отделяется от алюмосиликатного расплава. В зависимости от температуры из него кристаллизуются алюмофториды щелочей – криолит и/или криолитионит, фториды лития (грайсит) и фториды редкоземельных элементов (гагаринит (NaCaYF₆), твейтит ((Y,Na)₆(Ca,Na,Y)₁₂(Ca,Na)F₄₂), флюоцерит ((La,Ce)F₃), костинит (NaYF₄) и др.) [7]. Подобные фазовые отношения существуют в природе. В криолитсодержащих гранитах криолит не только является пороодообразующим минералом, но также образует штоки, жилы, шпирь и линзы. Размеры тел могут достигать 200 м. Такие образования указывают на реальность и важность расплавов-рассолов как источников подвижных солевых компонентов для гидротермальных растворов. Криолит встречается в гранитах Ивигтута (Гренландия) [8], Питинги (Бразилия) [9], Катугинского месторождения [10, полевые дневники Шуриги Т.Н., 1982], в гранитных пегматитах Волены [11], в щелочных гранитах Улуг-Танзека [12], а также в альбититовых щелочных гранитах Зашихинского месторождения.

Зашихинское месторождение редкометалльных щелочных гранитов расположено в России в Нижнеудинском районе Иркутской области. Оно является одним из самых богатых рудных месторождений на тантал, торий, ниобий и цирконий. Преимущественно массив сложен первично-магматическими полилитиионит-рибекитовыми гранитами. Начальная фаза представлена мелкозернистыми порфириновидными гранитами с игольчатым рибекитом. Эти породы прорывают среднезернистые овоидофировые граниты с горошковидным кварцем и призматическим рибекитом [13]. В настоящей работе были использованы полевые материалы по Зашихинскому месторождению, полученные в 2022 г. А.Ю. Бычковым. Для исследования выбирались самые представительные, слабо вторично измененные образцы. Были проведены первые исследования преимущественно лейкократовых альбитизированных гранитов с горошковидным кварцем, литиевой слюдой, флюоритом и другими, включая рудные, минералами. Изучение прозрачно-полированных шлифов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества МГУ им. М.В. Ломоносова. Основная масса лейкократовых гранитов представлена альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем и литиевой слюдой.

Основными аксессуарными минералами являются циркон, концентрирующий гафний до 5 мас. %, часто зональный, иногда вторично измененный, ксенотим (YPO_4), образующий часто изометричные кристаллы, торинит (ThO_2), торит (ThSiO_4), колумбит (FeNb_2O_6). Торинит обогащен фтором (до 6–7 мас. %). Колумбит и ксенотим часто образуют сростки кристаллов. Ториевые минералы тяготеют к краям циркона, образуя игольчатые кристаллы. Также были изучены альбититы, богатые флюоритом, который находится в парагенезисе с альбитом, колумбитом, цирконом, торинитом и торитом. Эти альбититы особенно богаты колумбитом, а значит и ниобиевой рудой. Вторичными минералами являются окислы железа, которые преимущественно находятся между альбитом и полевым шпатом в основной массе и кристаллизуются между аксессуарными ториевыми шестоватыми и игольчатыми фазами. Встречаются также другие вторичные минералы слоистой текстуры низких ступеней метаморфизма. Известно, что Зашихинское месторождение богато фторсодержащими минералами: криолитом, пирохлором, гагаринитом и др. Они концентрируются в микроклин-альбитовых полилитнионитовых лейкогранитах. По данным С.М. Бескина [13] криолит находят в щелочных гранитах. По экспериментальным данным авторов криолит кристаллизуется в модельной, насыщенной фтором литийсодержащей гранитной системе начиная с 700 °С и 1 кбар при разном содержании воды. Экспериментально показано, что криолит кристаллизуется как из солевого, так и из алюмосиликатного расплава и, следовательно, может кристаллизоваться в магматическую стадию существования гранитного расплава в природе. Это согласуется с данными по изучению редкометалльных гранитов плутона Мадейра месторождения Питинга в Бразилии [14]. В биотитовых гранитах второй фазы внедрения находят крупные тела, сложенные криолитом. В самих породах внутри зерен кварца найдены вроски криолита. Такие же структуры получены и в экспериментах авторов. Это говорит о том, что криолит и сопутствующие фазы являются ликвидусными фазами богатого фтором расплава гранита.

Экспериментально было показано, что РЗЭ концентрируются в солевых щелочно-алюмофторидных расплавах [5, 7]. В природных образцах гранитов наблюдается совместная кристаллизация флюорита, торинита и других рудных минералов, что говорит о присутствии насыщенных фтором и богатых кальцием расплавов. Известно [5], что Са имеет большое сродство с алюмофторидными расплавами, как и редкоземельные элементы, отчасти гафний, ниобий, уран и торий. Следовательно, можно предполагать, что фторидные литийсодержащие солевые расплавы играют важную роль при формировании редкометалльно-редкоземельных месторождений.

Работа выполнена по государственному заданию ГЕОХИ РАН, по госбюджетной теме «Режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли» геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00859).

Литература

1. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 3–20.
2. Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л. О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм // Доклады АН. 1971. Т. 197, № 4. С. 933–936.

3. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 126 с.
4. Труфанова Л.Г., Глюк Д.С. Условия образования литиевых минералов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 151 с.
5. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС, 2005. 186 с.
6. Щекина Т.И. и др. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. 2020. Т. 65, № 4. С. 343–361.
7. Щекина Т.И. и др. Роль лития и фтора при кристаллизации редкометалльных гранитов (по экспериментальным данным) // Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (28 ноября – 2 декабря 2022 г.). Т. 11. Томск: ООО Компания Милон, Национальный исследовательский Томский государственный университет, 2022. С. 181–190.
8. Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich «A-type» intrusion // Lithos. 2000. № 51. P. 205–221.
9. Horbe M.A., Horbe A.C., Costi H.T., Teixeira J.T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga mine, northwestern Brazil – a review // Journal of Geochemical Exploration. 1991. V. 40, № 1–3. P. 227–249.
10. Гинзбург А.И., Кудрин В.С., Архангельская В.В. Метасоматические породы состава щелочных гранитов – новый возможный источник криолита // Разведка и охрана недр. 1970. № 5. С. 5–8.
11. Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б. и др. Магма пегматитов Волыни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 295–309.
12. Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л. Редкометальное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия). Новосибирск: Гео, 2010. 195 с.
13. Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). М.: Научный мир, 2014. 112 с.
14. Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare metal mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil // Lithos. 2003. V. 66. P. 37–61.

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛОЩАДИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА МАГНИТНОЙ И РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО В БОДАЙБИНСКОМ РАЙОНЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Савченко В.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
vsavchenko@geo.istu.edu
ИРНТУ, институт «Сибирская школа геонаук», Иркутск

Геологическая карта – это основа проектирования всех видов геолого-разведочных работ. Она составляется как интерпретация полученных в точках наблюдения данных о веществе в соответствии с данными о региональных структурах, знаниями и опытом ответственного исполнителя. Однако карты разных исполнителей часто отличаются друг от друга, что вызывает, в частности, проблему сбивки смежных листов [3], и от реальной геологической ситуации, так как модель не тождественна объекту. Когда эти отличия существенны, возникают проблемы постановки и проведения дальнейшего геологического изучения территории.

Кроме субъективности геологических карт, приходится сталкиваться с недостаточным масштабным уровнем изученности площадей. Для большей части территории России существуют лишь карты масштаба 1:200 000 и фрагментарно 1:50 000. Этого недостаточно для поисков рудного золота. Обе вышеуказанные проблемы характерны и для Бодайбинского района.

Цель данной работы – скорректировать нанесенные на карту границы геологических подразделений и структуры поискового участка в Бодайбинском районе при помощи данных БПЛА магнитной и радиометрической съемки для принятия решений о дальнейших исследованиях.

Достижение этой цели возможно благодаря высокой детальности беспилотных аэрогеофизических исследований – съемки масштаба 1:5 000 – 1:10 000 позволяют получить объективную информацию и сделать это наиболее быстро и без значительных затрат.

Для корректирования геологической карты была выбрана следующая последовательность задач:

- 1) получить наиболее релевантный вариант интерпретации геофизических съемок для выявления деталей масштаба единиц квадратных километров на данной площади;
- 2) выделить закартированные и незакартированные структуры;
- 3) сравнить наличие и положение структур геологической карты и выделенных по магнитному и гамма-полю;
- 4) внести изменения в существующую геологическую карту.

Карты магнитного и радиационного поля были проинтерполированы с использованием нескольких геостатистических методов. Были выбраны варианты с наибольшей контрастностью аномалий в выбранном масштабе. Сравнение этих моделей с существующей геологической картой показало, что крупные складчатые структуры довольно хорошо читаются в обоих типах съемок и внимания требуют складки более высокого порядка и положение ряда геологических границ. По наиболее обнаженным и достоверно наблюдавшимся областям были выявлены

закономерности отражения свит и их форм залегания, а также интрузий в магнитном и гамма-поле [1]. При использовании этих связей обнаружили области смещения геологических границ относительно читаемых в физических полях, а также ряд незакартированных структур. Все реконструированные таким образом элементы были добавлены на новую версию геологической карты изучаемой площади.

По итогам проведенной работы можно заключить, что на участке работ два использованных метода беспилотной аэрогеофизической съемки позволяют проследить и скорректировать положение некоторых стратифицированных и нестратифицированных подразделений. Анангрская свита венда [2] выделяется положительными аномалиями магнитного поля. Контакт вачской свиты с анангрской дешифрируется по смене высоких значений гамма-поля на низкие. Верхнепротерозойские биотитовые и амфиболово-биотитовые микроклиновые граниты проявлены повышенной радиоактивностью в областях, не перекрытых четвертичными отложениями. Данные признаки позволяют скорректировать границы указанных и связанных с ними образований на площади исследований для более уверенного проектирования дальнейших поисковых работ и, возможно, будут применимы для уточнения границ вышеописанных подразделений и на других участках их распространения.

Литература

1. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Савенко Е.И. Общий курс разведочной геофизики. М.: Norma, 1998. 304 с.
2. Иванов А.И., Лившиц В.И., Первалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
3. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). Версия 1.5. СПб., 2022. 198 с.

ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ СИБИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Саетгалева Я.Я.¹, Котлер П.Д.^{1,2}, Куликова А.В.^{1,2}

¹ Казанский федеральный университет, Казань, yana.saetgaleeva@yandex.ru

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

Сибинский массив расположен в центральной части Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) и сложен породами монастырского лейкогранитного комплекса. Массив площадью около 290 км² имеет овальную форму и хорошо прослеживаемое кольцевое строение (рис. 1). В породах массива отсутствуют следы наложенных деформаций, вследствие чего практически отсутствуют дайковые породы миролюбовского комплекса, отвечающие завершающему этапу магматизма в регионе. Сибинский массив расположен на удалении от основных интрузий Калба-Нарымского плутона, что нивелирует тепловое воздействие других гранитоидов.

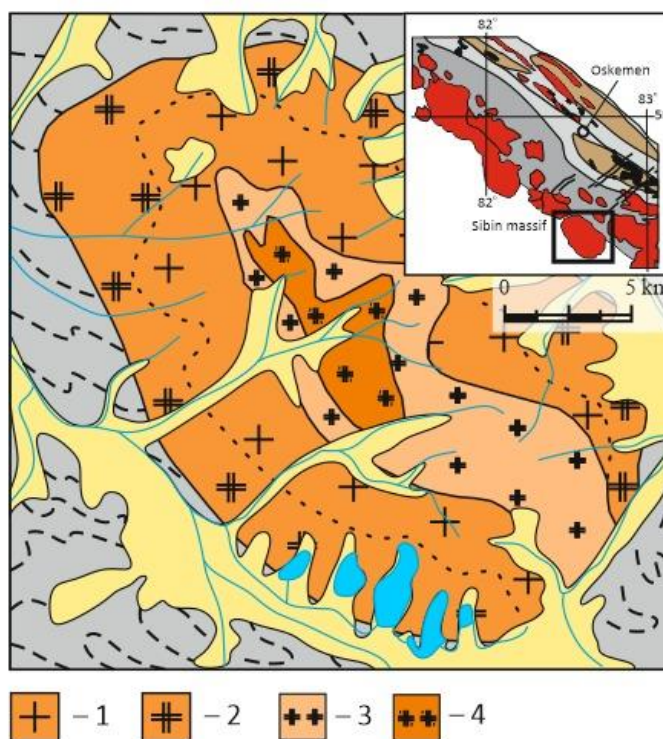


Рис. 1. Геологическая схема Сибинского массива (составлена на основе материалов (Лопатников и др., 1982)). 1 – крупнозернистые равномерно-зернистые биотитовые лейкограниты; 2 – крупнозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты; 3 – среднезернистые биотитовые двуслюдяные лейкограниты; 4 – мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты.

Авторами были изучены три образца лейкогранита Сибинского массива методом трекового анализа.

Трековый анализ (fission-track dating) является методом геологического датирования, который основан на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [1]. Как правило, трековый возраст отражает запись термальных и тектонических процессов, которые контролируют эволюцию длительной денудации земной поверхности, а не возраст первоначального образования или осадконакопления. Ключом в изучении термальных процессов с помощью трековых исследований является понимание кинематики процесса отжига треков, которое достигается путем экспериментов в масштабах лабораторного времени. Отжиг (annealing) треков апатита – это термально активизированный процесс, происходящий на интервалах температур обычно выше 100–120 °C для апатитов. С увеличением степени отжига треки начинают прогрессивно укорачиваться, и когда порода охладится до диапазона температур относительной трековой стабильности, треки сохраняют большую часть своей первоначальной длины. Трековый возраст (температура закрытия 110–120 °C) и данные длины вместе отражают комбинацию времени, за которое треки сохранились, и термальную историю пород за этот временной период [1].

Трековое датирование выполнено в Центре геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета методом LA-ICP-MS. Для всех изученных образцов измеренный центральный трековый возраст близок: для образца К 21-345 – 222+51/–42 млн лет; образца К 21-346 – 233+44/–37 млн лет; образца К 21-347 – 229+70/–54 млн лет. Средневзвешенное значение по ним – 229±21 (рис. 2). Этот возраст можно интерпретировать как возраст остывания Сибинского массива до 110–120 °C.

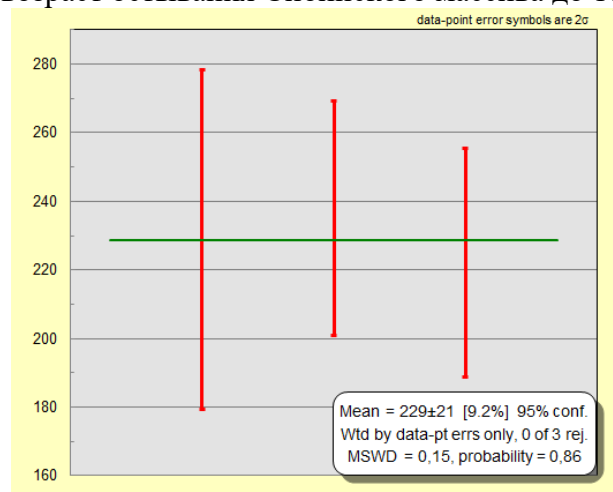


Рис. 2. График средневзвешенного значения полученного трекового возраста лейкогранитов Сибинского массива.

Изотопные системы в различных минералах характеризуются разными значениями температуры, при которых скорость потери того или иного изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления (температуры закрытия). Температура закрытия U-Pb системы в цирконе 750–900 °C. Для биотита температура закрытия K/Ar изотопной системы находится в диапазоне 280–350 °C, а для калиевого полевого шпата – 220–350 °C [2]. Эффективная температура закрытия трековой системы апатита оценена как 110–120 °C. Согласно ранее полученным данным U-Pb возраст цирконов из пород

Сибирского массива составляет 284 ± 4 млн лет [3], Ar-Ar возраст биотита – 283–276 млн лет, калиевого полевого шпата – 250–243 млн лет [3 и неопубликованные данные]. Полученные данные по трековому датированию совместно с ранее полученными результатами изотопного датирования позволили смоделировать термальную историю Сибирского массива (рис. 3).

Полученная модель показывает, что после своего образования (284 млн лет – данные U-Pb датирования) гранитоиды претерпели остывание до температур 110–70 °С в течение около 50 млн лет (229 млн лет – данные трекового датирования), после чего оставались в близповерхностных условиях.

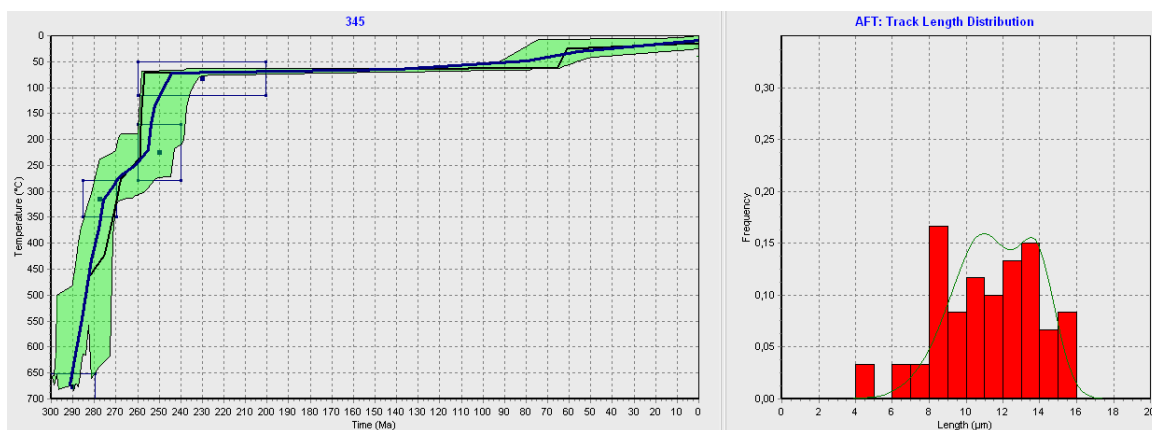


Рис. 3. Моделирование термальной истории для гранитоидов Сибирского массива. Зона приемлемых решений показана зеленым цветом. Жирная темно-синяя линия показывает среднюю кривую, черная тонкая линия – лучшую модель. Справа – распределение длин треков в апатите.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Литература

1. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. Тр. ГИН РАН. М.: Наука, 2008. Вып. 577. 319 с.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
3. Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады РАН. 2015. Т. 462, № 5. С. 572–577.

АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. СЕНЦА)

Светлаков А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sir.swetlackov@yandex.ru

Современное состояние криолитозоны в условиях изменения климата остается весьма актуальной проблемой. В пределах южной геокриологической зоны, где многолетнемерзлые породы имеют невысокие показатели температуры, климат окажет наибольшее влияние на трансформацию мерзлых толщ. Основной целью работы является оценка современного температурного состояния пород Окинское плоскогорья в Восточных Саянах, а также определение динамики мерзлых толщ.

Окинское плоскогорье расположено в восточной части Восточного Саяна на высоте 1800–2400 м над уровнем моря. Исследования по оценке температурного состояния пород проводились на левом берегу р. Сенца с 2014 по 2022 г. Долина р. Сенца представляет собой классический трог с элементами ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеплейстоценового возраста [1]. В геокриологическом отношении данная территория относится к области прерывистого и сплошного распространения. Мощность мерзлых пород варьируется от 50 до 200 м, а среднегодовая температура изменяется от -0.5 до -10.0 °C [2, 3].

В пределах Окинское плоскогорья за последние 50 лет отмечается положительный тренд температуры воздуха. Среднегодовая температура по станции п. Орлик повысилась от -6.4 до -2.3 °C, ежегодный прирост температуры составляет 0.017 °C/год [4]. При сохранении данной динамики роста произойдет переход к положительным значениям и большему прогреву многолетнемерзлых пород.

Температуру многолетнемерзлых пород в пределах долины р. Сенца оценивали при помощи термодатчиков (логгеров): Onset Computer Corporation – НОВО U12-008 и НОВО UA-001-64. НОВО U12-008 точность: ± 0.2 °C от 0° до 50 °C и НОВО UA-001-64 Pendant Temperature/Alarm (Waterproof) Data Logger точность: ± 0.5 °C от 0 до 50 °C, по методу температурных замеров в скважинах.

Среднегодовая температура воздуха в пределах долины р. Сенца имеет отрицательное значение, изменяясь от -3.3 до -1.2 °C, что является благоприятным фактором для сохранения температурного баланса мерзлых толщ. Снежный покров незначительный и не превышает 0.1 м. Растительный покров представлен в основном сочетанием прирусловых кустарников и суходольных разнотравных степей. Поверхность открыта для промерзания в зимнее время и слабо защищена от прогрева – в летнее.

Мощность сезонного протаивания достигает 1.0 м. Пик максимальной температуры пород составляет 2.9 °C, а минимальной -4.6 °C. Среднегодовая температура на глубине 1.0 м за период исследований имеет положительный тренд и изменяется от -1.1 до -0.6 °C. Многолетнемерзлые породы ниже глубины годовых нулевых теплооборотов на отметке 19.5 м имеют стабильную среднегодовую температуру -1.0 °C.

Изменение климатических условий на данной территории пока не оказывает существенного влияния, хотя наметившийся тренд температуры воздуха и пород в

зоне протаивания указывает на изменение термического режима и смещение к положительным значениям.

Литература

1. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
2. Геокриология СССР. Горные страны юга СССР. М.: Недра, 1989. 359 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. 432 с.
4. Интернет ресурс – <http://gis.ncdc.noaa.gov/map>, дата обращения 20.10.2019 г.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ РЕПОЯРВИ И КОВДОР

Семенова Л.П.¹, Малышев С.В.¹, Алфимова Н.А.¹, Марфин А.Е.²,
Матреничев А.В.³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ ООО "Норникель Технические Сервисы", Норильск

Низкотемпературная эволюция платформенных областей имеет большое значение для понимания тектонической истории региона, амплитуды эрозии и рельефообразующих процессов. Датирование апатита по трекам осколков деления позволяет определить возраст остывания пород ниже температуры 110 °С, а следовательно, дает возможность получить время платформенного поднятия и уровень эрозии территории. Методика измерения длины замкнутых треков позволяет выполнить термохронологическое моделирование, которое отражает термическую историю региона в пределах 60–110 °С [1].

Как известно, на территории Кольского полуострова широко распространен девонский щелочной магматизм [2]. Для щелочных пород характерно высокое содержание апатита, что позволяет использовать их для трекового датирования. В настоящее время термохронологическая изученность Кольского полуострова, в отличие от западной и юго-западной части Балтийского щита [3], остается довольно слабой. Существующие работы сводятся к нескольким публикациям и посвящены ⁴⁰Ar/³⁹Ar и трековым датировкам апатита щелочных массивов Кольского полуострова [4]. Однако большое количество массивов остаются незатронутыми методами низкотемпературной термохронологии. Одним из таких массивов является массив Репоярви, который был вскрыт в результате буровых работ в 2020 г. В данной работе был изучен массив Репоярви и Ковдорский массив, что позволяет дополнить термохронологическую картину для Балтийского щита, а именно Беломорского подвижного пояса, входящего в его состав.

Рассматриваемые массивы принадлежат к ультраосновному-щелочному-карбонатитовому типу и располагаются в юго-западной части Кольского полуострова. Включают в себя ультраосновной, щелочной и карбонатитовый комплексы, которые содержат апатит в большом количестве.

Для данного исследования были использованы три образца пород с апатитом из керна одной скважины массива Репоярви с глубины 9.8, 77.4 и 147.5 м, а также образец из Ковдорского массива, отобранный из карбонатитового комплекса с глубины 250 м. Химический состав пород из массива Репоярви соответствует ультраосновным фойдолитам. Было изучено от 11 до 20 зерен апатита для каждого из образцов на Trackscan (Autoscan Systems) в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Содержания ²³⁸U и РЗЭ, Sr и Y в апатите были измерены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) с использованием масс-спектрометра Agilent 7900 и системы лазерной абляции Analyte Excite. Расчет возраста осуществлялся относительно стандарта апатита Durango с возрастом 31.44±0.18 млн лет [5].

По результатам трекового датирования апатита с помощью программы IsoplotR был получен трековый возраст образцов массива Репоярви 301.0 ± 23.6 , 317.2 ± 20.3 и 324.3 ± 31.7 млн лет и образца Ковдорского массива 339.2 ± 32.7 млн лет. t-T инверсионное моделирование выполнено в программе HeFTy по 87 замкнутым трекам, длина которых была измерена в изучаемых зернах апатита из образцов массива Репоярви [1].

Полученные результаты можно интерпретировать следующим образом:

1. Полученные датировки образцов перекрываются между собой, различия в глубинах отбора являются незначительными. Средневзвешенное значение трекового возраста апатита массива Репоярви составляет 314.2 ± 22.5 млн лет. Данное значение соответствует времени эксгумации массива на глубину < 2.5 км, и возраст согласуется с трековыми датировками других массивов, таких как Озёрная Варака, Вуориярви, и существующими датировками Ковдора [4, 6]. В среднем диапазон трекового возраста апатита для массивов Кольского полуострова варьируется в диапазоне 340–300 млн лет. Данному интервалу соответствуют герцинские коллизионные процессы в Европе и на Урале, которые, по всей видимости, привели к малоамплитудному поднятию территории Балтийского щита и к его последующей эрозии.

2. Согласно полученной t-T модели, исследуемые породы пересекли изотерму 110 °C около 320 млн лет назад. Девонские щелочные массивы Кольского полуострова имеют в среднем возраст образования около 380 млн лет. В работе [4], согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным по полевому шпату, для пород Хибинского массива 350 млн лет назад фиксируется температура порядка 150 °C, что соответствует глубине 5 км. По полученным данным, для рассматриваемых массивов при учете геотермического градиента породы были эксгумированы на глубину порядка 2.5 км 320 млн лет назад. Следовательно, можно предположить, что на данном этапе уровень эрозии достигал порядка 80–100 м/млн лет, а объем эродированного материала составлял не менее 2.5 км.

3. В диапазоне 320–30 млн лет последовал этап тектонической стабильности со скоростью эрозии примерно 0.6 км/млн лет, что соответствует платформенным областям [7].

4. Второй этап охлаждения оценивается в период 30–20 млн лет назад и до настоящего времени. Эксгумация и эрозия в это время происходят со скоростью около 50 м/млн лет. Подобный уровень эрозии, согласно [7], соответствует плоскогорным областям, и для рассматриваемой области Балтийского щита такая скорость указывает на тектоническое воздействие. Вероятно, данный этап подъема территории связан с поздним рифтогенезом во время раскрытия Атлантического океана в районе Северной Скандинавии в палеоцене – эоцене [3].

В результате трекового датирования апатита из массива Репоярви и Ковдорского массива получено, что эрозия центральной части Кольского полуострова проходила в два этапа: ~ 320 и ~ 30 млн лет. Оба события связаны с региональными тектоническими событиями (герцинской складчатости и Атлантическим рифтогенезом соответственно), которые привели к подъему территории и последующей эрозии и эксгумации массивов. В первый этап было размыто не менее 0.6–1.2 км, во второй – около 2.0 км верхней части континентальной коры.

Литература

1. Ketchum R.A. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 275–314. doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
2. Arzamastsev A.A., Mitrofanov F.P. Paleozoic plume-lithospheric processes in northeastern Fennoscandia: Evaluation of the composition of the parental mantle melts and magma generation conditions // *Journal of Petrology*. 2009. V. 17, № 3. P. 300–313. doi: 10.1134/S0869591109030060.
3. Stuevold L.M., Eldholm O. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin // *Global and Planetary Change*. 1996. V. 12. P. 359–386.
4. Veselovskiy R.V. et al. Thermochronology and Exhumation History of the Northeastern Fennoscandian Shield Since 1.9 Ga: Evidence From $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Apatite Fission Track Data From the Kola Peninsula // *Tectonics*. 2019. V. 38, № 7. P. 2317–2337. doi: 10.1029/2018TC005250.
5. McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard // *Chemical Geology*. 2005. V. 214. P. 249–263. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.10.002.
6. Veselovskiy R.V. et al. New apatite fission-track data from the murmansk craton, NE fennoscandia: An echo of hidden thermotectonic events // *Minerals*. 2020. V. 10, № 12. P. 1–15. doi: 10.3390/min10121095.
7. Dunai T.J. *Cosmogenic nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences* // New York: United States of America by Cambridge University Press, 2010.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ БРЯНКА (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

Смирнов М.В.^{1,2,3}, Рыжов Ю.В.^{1,2,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, smv.38@mail.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск, guzhov Yuriy@yandex.ru

³ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

Интерес к изучению свойств почв и отложений связан с тем, что в своих свойствах они несут информацию о природно-климатической обстановке [1], в которой формировались. Отличительными особенностями речных осадков является хорошая сортированность, окатанность, горизонтальная и косая слоистость. Изучению речных осадков посвящено большое количество исследований [2–4].

Объектами были выбраны отложения и почвы на первой и второй надпойменной террасе р. Брянка, южнее по трассе от с. Старая Брянь. Закладка разрезов осуществлялась в полевой сезон 2019 и 2021 гг.

Первый разрез заложен на уступе северо-восточной экспозиции второй надпойменной террасы по правому борту долины р. Брянка. Общая мощность вскрытых отложений составила 405 см (рис. 1).

Тип почвы: стратозем темногумусовый на погребенном буроземе. Формула: AU-RU-D-[AU_{pr}-AU-VM-C].

Второй разрез заложен на левобережье р. Брянка, на восточном уступе первой надпойменной террасы реки. Общая мощность вскрытых отложений составила 240 см (рис. 2).

Тип почвы: каштановая на аллювиальных отложениях AJ-BMK-CAT-Cca- C[~].

На второй террасе всю толщу можно разделить на пять пачек отложений, которые отличаются друг от друга по ряду химических и физических свойств (см. рис. 1).

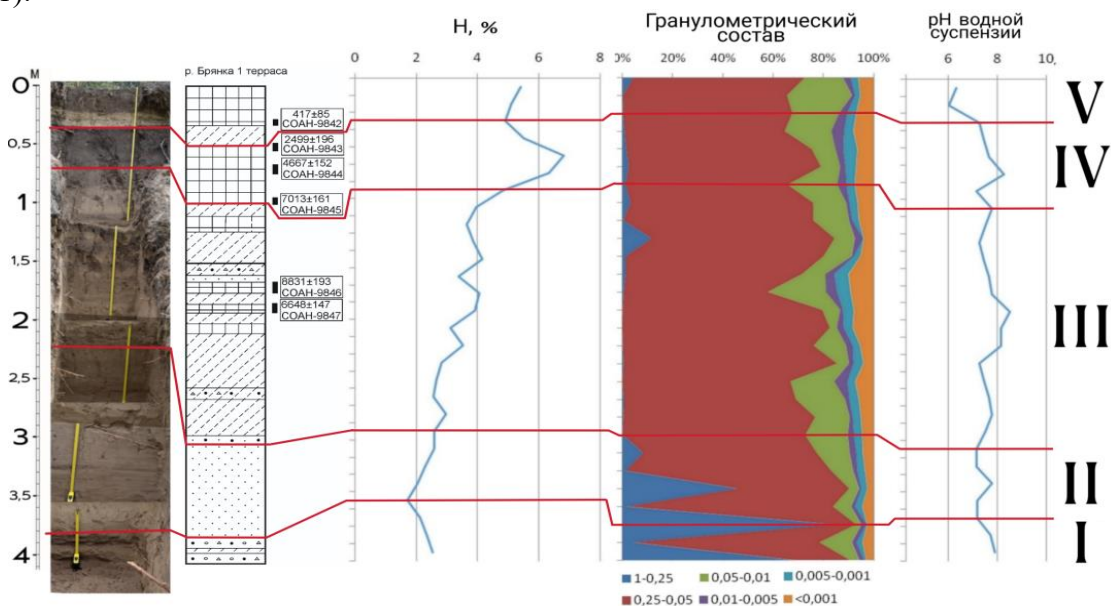


Рис. 1. Физико-химические свойства почв и отложений второй террасы р. Брянка.

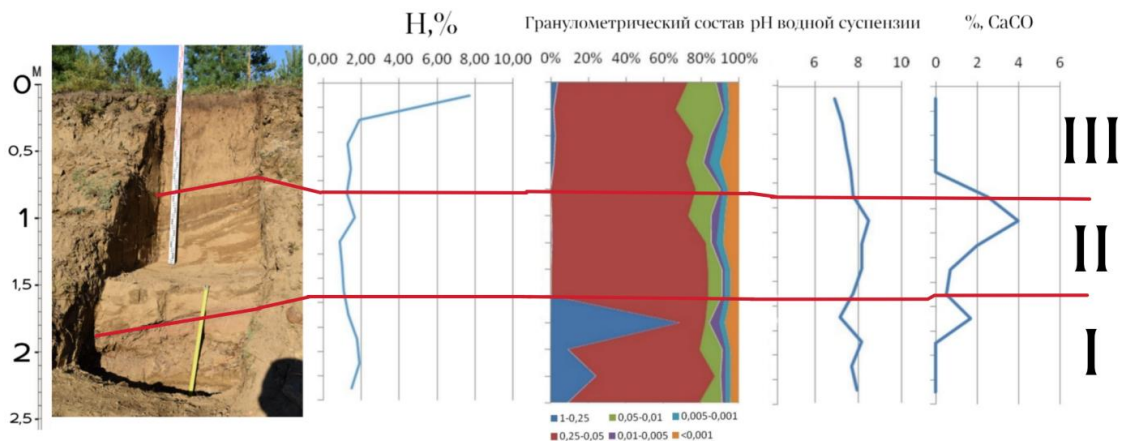


Рис. 2. Физико-химические свойства почв и отложений первой террасы р. Брянка.

I пачка характеризуется повышенным содержанием фракций песка в гранулометрическом составе. Обращает на себя внимание повышенное содержание гумуса (до 2.8 %).

II пачка представлена уменьшением содержания фракций мелкого песка и крупной пыли и увеличением доли крупного песка в гранулометрическом составе, малой гумусированностью.

III пачка представлена увеличением илистой фракции и чередованием мелкого песка с крупной пылью в гранулометрическом составе отложений. В середине толщи имеется две погребенные почвы с несогласным стратиграфическим залеганием (более древняя почва залегает над более молодой), это обусловлено активизацией делювиальных процессов.

IV пачка отложений. Здесь отмечается наибольшая гумусированность (до 6.8 %) во всей вскрытой толще. Доминирующие фракции в гранулометрическом составе отложений – крупная пыль и мелкий песок. Увеличение рН в этой толще до 8.4 объясняется аккумуляцией карбонатов.

V пачка состоит из стратифицированной эолово-делювиальной толщи, лежащей на лесной почве. Характеризуется более низкой гумусированностью, чем в погребенной лесной почве, повышенным содержанием фракции мелкого песка и крупной пыли в гранулометрическом составе, а также самым низким показателем рН водной суспензии.

Положительное влияние наблюдается между содержанием гумуса и физической глины (рис. 3). Коэффициент корреляции составил 0.494312. Это связано с тем, что горизонты с более тяжелым гранулометрическим составом наиболее благоприятны для почвообразования, особенно в аридных условиях.

На изучаемой первой надпойменной террасе авторы выделили три литологических пачки отложений (рис. 2).

I пачка характеризуется повышенным содержанием фракций среднего песка в гранулометрическом составе, увеличением рН водной суспензии до 8.2 %. Верхняя часть слегка окарбонатачена (до 1.8 %).

II пачка слоистая, отмечается увеличение рН водной суспензии в сторону щелочной среды, что обусловлено наличием карбонатов до 4 %.

III пачка представляет собой наибольшую гумусированность в верхнем горизонте (до 7.8 %) с резким уменьшением (до 1 %) в горизонте С, рН от нейтрального до слабощелочного и отсутствие карбонатов.

Наблюдается сильная зависимость между рН водного раствора и общим гумусом. Это связано с тем, что при большом содержании гумуса в почвах и отложениях наблюдается низкое значение рН. Такая отрицательная зависимость (рис. 4) объясняется тем, что гуминовые кислоты создают более кислую среду и тем самым уменьшают значение рН. Коэффициент корреляции составил – 0.74317.

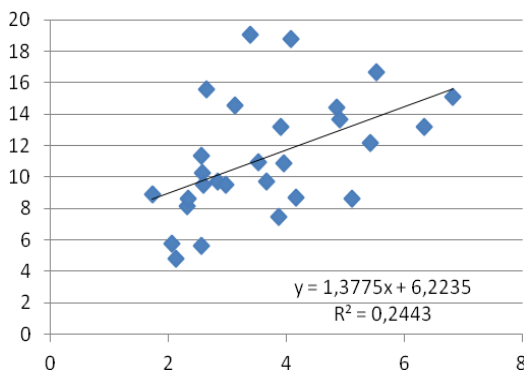


Рис. 3. Линия тренда показателей общего гумуса и физической глины на второй надпойменной террасе.

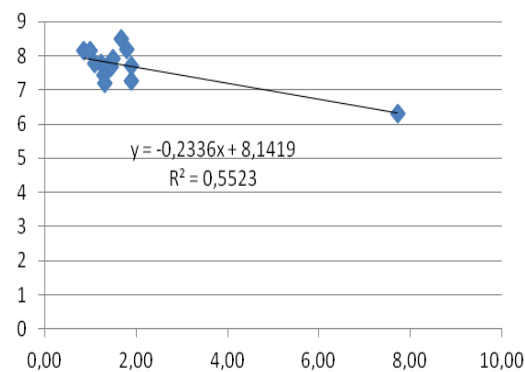


Рис. 4. Линия тренда показателей общего гумуса и рН на первой надпойменной террасе.

Территория исследования относится к лесостепным ландшафтам, с коэффициентом увлажнения 0.7. В каждой вскрытой толще отложений по физико-химическим свойствам можно выделить по несколько литологических пачек. Почвы и отложения первой и второй надпойменных террас р. Брянка представлены в нижней части вскрытых толщ речным аллювием, в срединной части залегают делювиально-аллювиальные, а верхняя часть имеет эолово-делювиальный и делювиально-эоловый генезис.

Достаточно легкий гранулометрический состав – от песков до легкого суглинка, щелочные значения рН, слабая гумусированность современных почв и прослоек говорит о семиаридном климате и особенностях строения долины р. Брянка.

Литература

1. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017. 139 с.
2. Рыжов Ю.В. и др. Этапы осадконакопления, почвообразования и высокой водности рек по данным изучения и датирования отложений пойм и террас в бассейне р. Селенги // Экологические проблемы бассейна озера Байкал. 2022. С. 92–96.
3. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Смирнов М.В. Пойменный аллювий бассейна р. Селенги: строение, возраст, этапы формирования // Геоморфология. 2022. Т. 53, № 5. С. 145–154. DOI: 10.31857/S0435428122050145.
4. Смирнов М.В., Рыжов Ю.В. Почвообразование и осадконакопление в долине р. Брянка (Республика Бурятия) // Динамика экосистем в голоцене. Сборник статей по материалам всероссийской научной конференции, Санкт-Петербург, 17–21 октября 2022 г. / Отв. ред. Д.А. Суббето. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2022. С. 364–368. ISBN 978-5-8064-3257-6.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Соболев И.Д.¹, Викентьев И.В.¹, Червяковский В.С.²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург

Для Щучьинской зоны Полярного Урала ранее авторами были датированы детритовые цирконы из вулканомиктовых песчаников энзорской толщи [1], которые показали широкий диапазон возраста от 721 до 2703 млн лет, сопоставимого с докембрийскими датировками детритовых цирконов из палеозойских островодужных терригенно-вулканогенных пород более южной Войкарской зоны [2], а также с возрастом цирконов из верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников Западно-Уральской мегазоны [3], которые образовались за счет эрозии орогена протоуралид и тиманид. Преобладание докембрийских детритовых цирконов в ордовикско-девонских островодужных обломочных породах позволило предположить наличие докембрийского фундамента в основании палеозойской островодужной системы Полярного Урала [1, 2]. Однако наличие преимущественно позднедокембрийских Nd-модельных возрастов ($T_{DM(2)} = 0.52-0.95$ млрд лет) в сочетании с мантийными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ в породах и положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах раннесреднедевонских островодужных плагиогранитоидов Собского батолита [4–8] побудило авторов более детально исследовать докембрийские детритовые цирконы в палеозойских островодужных образованиях Полярного Урала, чтобы понять, какими породами было сложено основание островной дуги.

Для ранее датированных детритовых цирконов из песчаников энзорской толщи (обр. S103-A/14), удовлетворяющих диапазону дискордантности от -10 до $+10$ включительно, в 44 зернах изучена Lu-Hf изотопная система. Для 40 зерен циркона получены положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ ($0.0-14.4$), для четырех зерен – отрицательные (от -3.4 до -0.9), что свидетельствует о преимущественно ювенильном происхождении протолита их материнских пород. Hf-модельный возраст цирконов ($T_{DM(2)}$) заметно древнее их U-Pb возраста и варьируется от 3290 до 1193 млн лет. В распределении модельных возрастов цирконов выделяются следующие максимумы плотности вероятности: 3290, 2844, 2438, 2267, 1963, 1780, 1614, 1405, 1223 млн лет, которые, вероятно, фиксируют этапы тектономагматической активности в палеоархейско-мезопротерозойское время.

С учетом уже опубликованных и полученных новых данных, с одной стороны, основание островодужной системы было древним – состояло из позднедокембрийско-раннекембрийских комплексов протоуралид и рифтогенных комплексов уралид с содержащимися в них более древними архейско-протерозойскими рециклированными цирконами; с другой стороны, новые и опубликованные изотопно-геохимические данные свидетельствуют в пользу того, что основание островной дуги было сложено главным образом породами мантийного происхождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009).

Литература

1. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
2. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Первые результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 4. С. 3–26.
3. Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л. и др. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Доклады АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 570–576.
4. Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1983. Вып. 376. 183 с.
5. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
6. Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 49–59.
7. Соболев И.Д., Удоратина О.В., Ген Ц. Возраст и изотопно-геохимические характеристики диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый, Полярный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всерос. молод. геол. конф. Уфа: Альфа-реклама, 2017. С. 132–139.
8. Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.P. et al. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar Massif, Polar Urals // Z. Deutschen Ges. Geowissenschaften. 2012. V. 163, № 1. P. 9–41.

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ РАДИОГЕННОГО ГЕЛИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКЕ МАГНЕТИТА

Соколова Л.А.¹, Якубович О.В.^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, sokolovalidia@inbox.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В последние десятилетия низкотемпературная термохронология применяется для решения широкого спектра геологических задач, таких как восстановление истории эксгумации пород в связи с тектоническими событиями или с эрозией [6].

Высокая актуальность таких исследований инициирует работы по привлечению новых минералов для проведения термохронологического моделирования. Одним из таких минералов является магнетит, поскольку классические термохронометры (апатит, циркон) редко встречаются в ультраосновных породах [2–4].

В основе U-Th-He метода – одного из основных методов низкотемпературной термохронологии – лежит альфа-распад урана и тория, дочерним продуктом которого является гелий [8]. Измерив концентрации материнских и дочерних изотопов в минерале, можно рассчитать его U-Th-He возраст. Стандартными минералами U-Th-He термохронометрами являются апатит и циркон, но помимо этого для датирования U-Th-He методом используются также гранат, магнетит, титанит и др. Разные минералы имеют разную температуру закрытия этой изотопной системы [6].

Интерпретация результатов U-Th-He датирования основана на представлениях о способности гелия к диффузии в минерале при небольших повышениях температуры. Существует две модели описания миграции радиогенного гелия в твердых телах: односкачковая и диффузионная [11]. Первая предполагает, что структура минералов имеет множество дефектов, и для миграции в структуре минерала атому радиогенного гелия достаточно совершить один скачок и энергия миграции будет зависеть от времени, необходимого для выхода из дефекта (центра накопления). Диффузионная модель основывается на том, что энергия зависит только от времени его блуждания в зерне, т.е. от его размера. Также для использования этой модели необходимо принимать, что распределение материнского изотопа было однородным в минерале, а сам минерал имеет идеализированную форму. При расчете миграционных параметров обе эти модели дают близкие значения энергии активации миграции [11].

Первые попытки определения возраста магнетита по радиогенному гелию были предприняты в середине XX в. [7, 10]. В 2007 г. Блэкберн с соавторами изучили параметры миграции гелия в магнетите из магнетитовой жилы в кимберлите (северо-восток штата Канзас) и получили значение энергии активации E_a – 52 ккал/моль, которая соответствует температуре закрытия – около 250 °С при скорости остывания 10 °/млн лет [2]. Полученные данные противоречат теоретически рассчитанным параметрам миграции гелия в «идеальном» магнетите, для которого E_a установлена в диапазоне 18 ккал/моль, что соответствует температуре закрытия – около 35 °С [1].

Для того чтобы определить вариабельность миграционных параметров гелия в природном магнетите, в этой работе проведен анализ кинетики выделения гелия из двух зерен магнетита с Кольского полуострова, Балтийский щит, и двух – из массива Кондер, Алданский щит.

Анализ кинетики выделения гелия проводился методом ступенчатого нагрева. Образец помещался в масс-спектрометр МСУ-Г-1-М (ИГГД РАН) и ступенчато нагревался. На каждой ступени образцы отжигались одинаковое время. На основании полученных данных были построены графики термодесорбции и графики математической обработки. При математической обработке появляется возможность рассчитать кинетические параметры, от которых будет зависеть температура закрытия U-Th-He системы [5].

Кинетика выделения гелия из магнетита носит сложный характер. На кривой термодесорбции появляются несколько пиков (рис. 1, 2). Концентрация гелия в низкотемпературном пике из месторождения Кондер составляет $5 \cdot 10^{-6}$ см³/г, что существенно выше, чем типичные концентрации гелия, захваченного из флюида (10^{-8} см³/г [9]). Это указывает на то, что несколько пиков на кривой термодесорбции не могут быть связаны с выделением гелия из газовой-жидких включений.

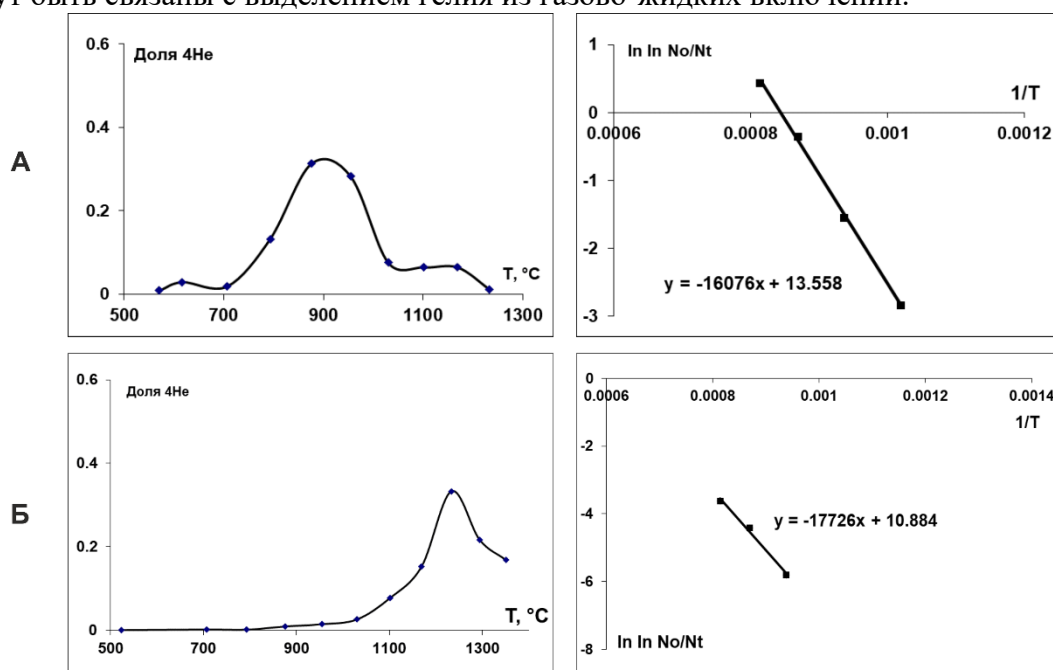


Рис. 1. Графики термодесорбции и математической обработки для магнетита с Кольского полуострова.

Рассчитанная энергия активации для магнетита с Кольского полуострова (рис. 1) – 32–34 ккал/моль. Полученное значение E_a находится между значениями энергии активации для идеального магнетита Бассала и данными Блэкберна [1, 2]. Рассчитанная E_a для магнетита Кондер (рис. 2) по первому пику – 28 ккал/моль – также имеет промежуточное значение. Значение энергии активации по второму пику составляет 10–12 ккал/моль.

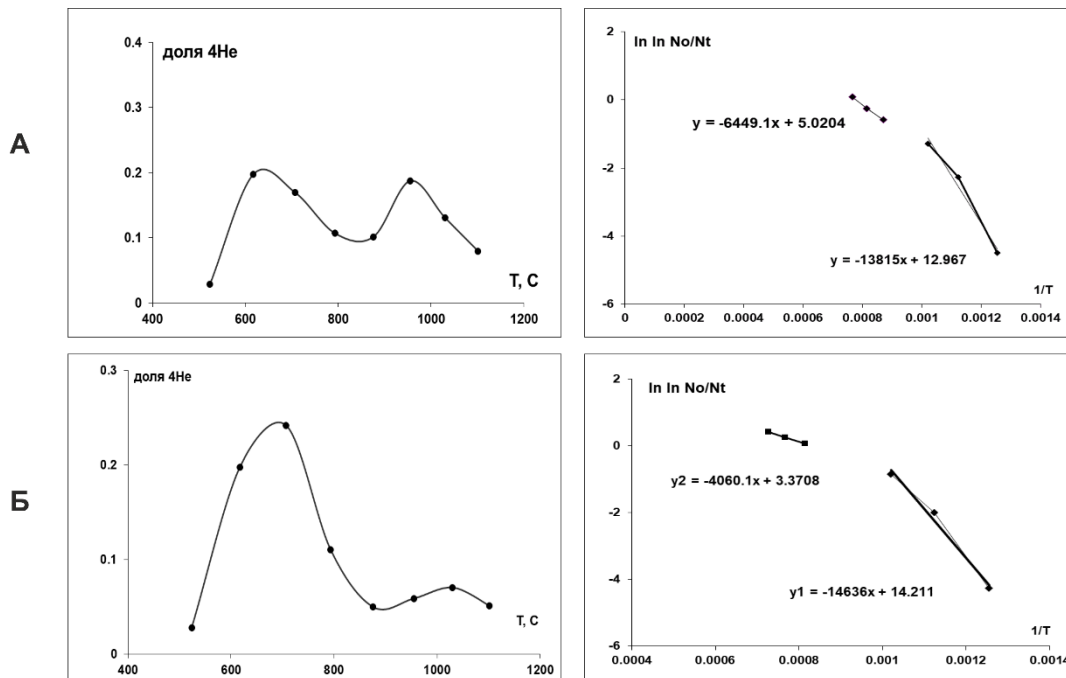


Рис. 2. Графики термодесорбции и математической обработки для магнетита из массива Кондер.

Полученные данные указывают на существенные вариации миграционных параметров гелия в природном магнетите. Причина таких сильных вариаций миграционных параметров в этом минерале неясна. Бассал на основе компьютерного моделирования предполагает, что существенный вклад в сохранность гелия могут вносить радиационные и другие дефекты [1]. Применительно к решению задач термохронологии для корректной интерпретации данных U-Th-He датирования магнетита необходимо вычислять миграционные параметры для каждой отдельной пробы, поскольку температура закрытия от зерна к зерну может существенно различаться.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект №22-77-10088).

Литература

1. Bassal F. et al. Role of defects and radiation damage on he diffusion in magnetite : implication for (U-Th)/He thermochronology. Minerals. 2022. 12 (5): 590. <https://doi.org/10.3390/min12050590>.
2. Blackburn T.J. et al. (U – Th)/He dating of kimberlites – A case study from north-eastern Kansas // Earth and Planetary Science Letter. 2008. 275. P. 111–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.006>.
3. Blackburn T.J., Stockli D.F., Walker J.D. Magnetite (U – Th)/He dating and its application to the geochronology of intermediate to mafic volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letter. 2007. 259. P. 360–371. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.044>.
4. Cooperdock E.H.G., Stockli D.F. Unraveling alteration histories in serpentinites and associated ultramafic rocks with magnetite (U-Th)/He geochronology // Geology. 2016. 44 (11). P. 967-970. <https://doi.org/10.1130/G38587.1>.
5. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. 40 (3). P. 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>.

6. Flowers R.M. et al. (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting // GSA Bulletin. 2022. P. 1–33. <https://doi.org/10.1130/B36266.1/5590022/b36266.pdf>.
7. Hurley P.M. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks // Nuclear Geology. 1954. P. 301–329.
8. Reiners P.W. et al. Geochronology and thermochronology. 2018.
9. Stuart F.M., Turner G., Duckworth R.C., Fallick A.E. Helium Isotopes as Tracers of Trapped Hydrothermal Fluids in Ocean-Floor Sulfides // Geology. 1994. 22 (9). P. 823–826.
10. Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961.
11. Якубович О.В. и др. Геотермохронология по благородным газам: II. Исследование устойчивости уран-торий-гелиевой системы в цирконах // Петрология. 2010. С. 3–18.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ СКЛАДИРОВАННЫХ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД

*Старостина С.И., Юркевич Н.В., Еделев А.В., Саева О.П., Осипова П.С.,
Старостин С.А.*

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

Выполненная работа связана с решением экологических проблем, возникающих в результате активного развития промышленности. Внимание привлекают процессы взаимодействия техногенных систем с компонентами природы, которые оказывают непосредственное влияние друг на друга.

Объектом исследования являются отходы обогащения сульфидных руд, которые складываются на хвостохранилище, расположенном в районе распространения многолетнемерзлых пород. На хвостохранилище проведен комплекс геохимических и геофизических исследований. Опробованы техногенные воды, поверхностные воды озер, рек, ручьев и безымянных водотоков (всего 18 проб). Отбор проб осуществлен на техногенно загрязненных и условно фоновых участках. Концентрацию ионов определяют в лабораторных условиях методом капиллярного электрофореза на приборе Капель-105М («Люмэкс», Россия). Экологическое состояние исследованных водотоков оценивают путем сравнения с предельно допустимыми концентрациями (ПДК) вредных веществ в водных объектах рыбохозяйственного значения [1].

При анализе вещества хвостов в лабораторных условиях измеряют влажность, рН и удельную электропроводность (УЭП). Влажность рассчитывают из отношения массы испаренной влаги к массе исходной пробы. Определение рН и УЭП производят в суспензиях, приготовленных в соотношении вода/порода = 1/2 (пасты). Измеряют УЭП прямым кондуктометрическим методом с помощью прибора Cond 315i (производство Wissenschaftlich-Technische Werkstätten GmbH). Значения рН определяют прямым потенциометрическим методом на приборе Эксперт-001-3.0.4 («Эконикс-Эксперт»). Дополнительно из отходов извлекают водные вытяжки в соотношении вода/порода = 10/1, в которых через 24 ч измеряют рН и УЭП теми же приборами.

В западной части хвостохранилища пройдено два шурфа (глубиной 70 см, ниже – мерзлота), из которых отобрано 14 образцов для минералого-геохимического анализа. Вдоль шурфов проведена геофизическая съемка методом электротомографии (ЭТ) трехэлектродной прямой и встречной установками с шагом 30 см по профилю длиной 14.1 м. Измерения выполнены аппаратурой Скала 48–K12 (КБ «Электрометрии», Новосибирск). По измеренным напряжению и силе тока рассчитано кажущееся удельное электрическое сопротивление (УЭС) среды. По данным ЭТ выполнена двумерная инверсия данных в программе Res2DInv [2] и получены геоэлектрические разрезы.

Для геотехнического мониторинга на территории хвостохранилища расположены мониторинговые скважины с заглушками и без заглушек. Большая часть скважин находится по периферии. Во время полевых работ проведен мониторинг эмиссии газов в приповерхностном слое воздуха и в скважинах.

Измерения проводились газоанализатором ГАНК-4 (ООО «НПО «Прибор» ганк», Москва).

По результатам гидрохимического опробования представленные воды имеют нейтральную и субщелочную среду, значения рН изменяются в диапазоне от 6.3 до 8.8 (исключение – пробы 14 и 17 с рН=3.7 и рН=9.5 соответственно). По химическому составу воды фоновых водотоков (пробы № 9–11, 18, рис. 1) относятся к гидрокарбонатному классу, магний-кальциевой группе, значения рН от 8.5 до 8.8. В них отмечается повышенное содержание сульфат-иона (таблица). Воды на техногенных участках (пробы № 1–8, 12–17) относятся к сульфатному классу, магний-кальциевой группе. Высокие концентрации сульфат-иона наблюдаются в техногенных и природных водах, расположенных вблизи промышленных предприятий. Содержание сульфат-иона в последних превышает ПДК (100 мг/л) [1] в 1.5–3.0 раза. Это связано с выбросами предприятий и взаимодействием вод с техногенными отходами. Концентрация гидрокарбонат-иона в среднем составляет 40–80 мг/л и достигает 130 мг/л. Превышение ПДК кальция (180 мг/л) [1] в 2.3–3.7 раза наблюдается во всех техногенных водах.

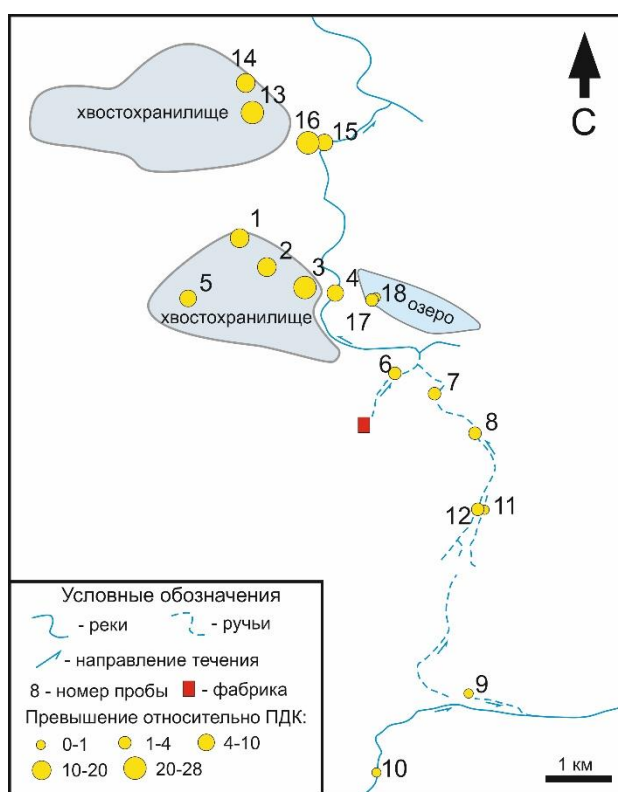


Рис. 1. Схема гидрохимических аномалий относительного распределения сульфат-иона в приповерхностных водах в районе хвостохранилища. В легенде указано превышение относительно ПДК [1].

Анализ геохимических и геофизических данных позволил установить численные зависимости между УЭС и физико-химическими параметрами (рН, УЭП, влажность) вещества хвостов. По значению рН выделяются две группы паст и водных вытяжек: кислые и нейтральные. С глубиной значения рН и УЭП паст и водных вытяжек снижаются (рис. 2).

Район работ расположен в области развития многолетнемерзлых пород (ММП). Они имеют высокое УЭС относительно талых пород за счет порового льда, который является диэлектриком. С увеличением влажности грунтов, в том числе за счет их таяния, УЭС закономерно снижается в несколько раз. Растворение вещества хвостов водой приводит к росту минерализации и уменьшению УЭС. На геоэлектрических разрезах, полученных по данным ЭТ, на глубине 50–70 см выделяется резкая граница между отложениями низкого (3–12 Ом·м) и высокого (1500–13000 Ом·м) УЭС. В верхней части разреза до глубины сезонного оттаивания выделяются проводящие высокоминерализованные отложения хвостохранилища, ниже этой границы отложения имеют высокое УЭС и находятся в мерзлом состоянии.

Основной ионный состав (% от мг*экв/л) и значения pH, выраженные в формулах Курлова, в пробах поверхностных вод в районе хвостохранилища

Проба		Формула Курлова
фоновая	озеро, проба 18	$\frac{HCO_3\ 53.6\ SO_4\ 42.8\ Cl\ 3.6}{Ca\ 65\ Mg\ 23\ Na\ 12} pH_{8.6}$
техногенная	река, проба 4	$\frac{SO_4\ 72\ HCO_3\ 23\ NO_3\ 3\ Cl\ 2}{Ca\ 59\ Mg\ 24\ Na\ 16\ K\ 1} pH_{8.3}$

Результаты газовой съемки показали, что в закрытых заглушками скважинах идет накопление углерод-, серо- и азотсодержащих летучих соединений. В скважинах зафиксированы метан ($CH_4 > 3500\text{ мг/м}^3$), сероуглерод ($CS_2 > 1.5\text{ мг/м}^3$), угарный газ ($CO > 10\text{ мг/м}^3$), диметилсульфид ($C_2H_6S > 25\text{ мг/м}^3$), диметилсульфоксид ($C_2H_6SO > 10\text{ мг/м}^3$) и ацетонитрил ($C_2H_3N > 5\text{ мг/м}^3$). В приповерхностном воздухе эмиссия газов не зафиксирована. Источником газов, вероятно, являются талики, расположенные в многолетнемерзлых породах. Эмиссия связана с растеплением ММП. Неконтролируемое высвобождение метана может приводить к аварийным ситуациям на производстве вплоть до пожаров, поэтому следует проводить мониторинг эмиссии газов и выявлять их происхождение.

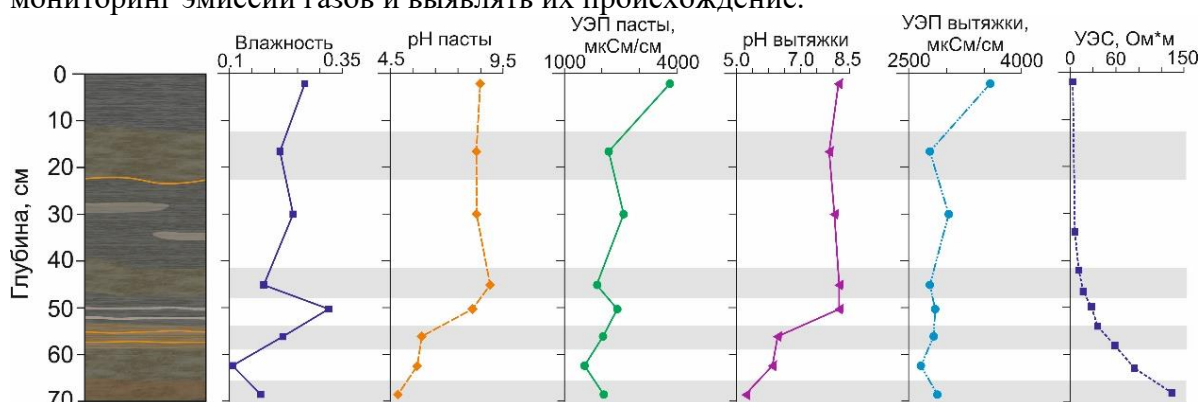


Рис. 2. Шурф 1, изменение электрофизических и физико-химических параметров вещества хвостов с глубиной.

Проведенные исследования позволили выявить аномалии распределения сульфат-иона в поверхностных водах в районе хвостохранилища, связанные с промышленным загрязнением. Установлена зависимость распределения УЭС с глубиной в хвостах от влажности и минерализации, а также определена нижняя

граница сезонно-талого слоя, которая является определяющей для глубины шурфа (70 см). По результатам газовой съемки зафиксирована эмиссия углерод-, серо- и азотсодержащих летучих соединений, вероятно, связанная с растеплением многолетнемерзлых пород.

Литература

1. Приказ Министерства сельского хозяйства Российской Федерации от 13.12.2016 № 552 (ред. от 10.03.2020) [Электронный ресурс] : «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» [Электронный ресурс] : URL: <https://docs.cntd.ru/document/420389120> (дата обращения: 05.10.2022).
2. Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, 2001. 134 p.

СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБОК ИМ. В. ГРИБА И БУЛТФОНТЕЙН

Тарасов А.А.^{1,2}, Головин А.В.², Шарыгин И.С.^{2,3}, Агашева Е.А.²

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, a.tarasov2@g.nsu.ru

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

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Проблемы вариаций химических составов верхнемантийных расплавов в целом и первичных кимберлитовых жидкостей в частности являются одними из наиболее актуальных, сложных и принципиальных среди проблем мантийной петрологии. Для их решения было предложено несколько подходов, один из которых заключается в исследовании реликтов таких жидкостей – расплавных включений в минералах кимберлитов и мантийных ксенолитов. В этой работе представлены результаты изучения и сравнения (таблица) ассоциаций дочерних минералов вторичных расплавных включений в оливинах ксенолитов из кимберлитовых трубок Бултфонтейн (Южная Африка, кимберлитовый кластер Кимберли, Каапваальский кратон) и им. В. Гриба (Россия, Архангельская алмазоносная провинция, Карельский кратон).

Пять ксенолитов гранатовых и шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов из трубки Бултфонтейн (B1, B10, B15, B35, B36) и один ксенолит гранат-шпинелевого лерцолита из трубки им. В. Гриба (G1-25) были изучены. Оценки P-T параметров последнего минерального равновесия пород в литосферной мантии показывают, что изученные ксенолиты из трубки Бултфонтейн были захвачены кимберлитовой магмой и вынесены к поверхности с глубины 112–152 км, а ксенолит из трубки им. В. Гриба – с глубины 100 км. Перидотиты из кратона Каапвааль можно отнести к так называемому типу деформированных пород, их структура характеризуется наличием крупных индивидов породообразующих минералов – порфирукластов и мелких полигональных зерен оливина и ортопироксена – необластов. Некоторые особенности структур таких перидотитов не устойчивы при мантийных условиях и отжигаются в течение нескольких лет, поэтому захват такого типа пород кимберлитовой магмой происходил в короткий промежуток времени после их частичной рекристаллизации (деформации). Структура ксенолита из трубки им. В. Гриба зернистая, признаков пластических деформаций и нестабильных при высоких температурах особенностей не обнаружено.

Зерна оливина ксенолитов из изученных кимберлитовых тел содержат группы и цепочки расплавных включений, расположенных вдоль залеченных трещин. Залечивающий трещины оливин отличается по составу от породообразующего оливина ксенолитов. Морфология расплавных включений в минералах ксенолитов из обеих трубок очень похожа. Форма включений варьируется от изометричной округлой до червеобразной, однако включений, имеющих форму отрицательных кристаллов оливина, не обнаружено. Размер индивидуальных включений достигает 50 мкм, но чаще колеблется от 2 до 10 мкм.

Ассоциации минералов вторичных расплавных включений в оливине мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Бултфонтейн и объемные соотношения между дочерними минералами

Кимберлитовая трубка	Бултфонтейн	Им. В. Гриба	Кимберлитовая трубка	Бултфонтейн	Им. В. Гриба
<i>Карбонаты и карбонаты с дополнительным и анионами</i>	57 %	62 %	<i>Хлориды</i>	6 %	5 %
Ньеререит, (Na,K) ₂ Ca(CO ₃) ₂	Σ 23 %*	Σ 46 %*	Сильвин, KCl	5 %	3 %
Шортит, Na ₂ Ca ₂ (CO ₃) ₃			Галит, NaCl	1%	2%
Грегориит / Натрит, (Na,K,Ca) ₂ CO ₃ / Na ₂ CO ₃	<1 %	<1 %	<i>Силикаты</i>	14 %	19 %
Эйтелит, Na ₂ Mg(CO ₃) ₂	<1 %	1 %	Флогопит, KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH)	<1 %	Н.И.
Брэдлиит, Na ₃ Mg(PO ₄)(CO ₃)	14 %	2 %	Тетраферрифлогопит, KMg ₃ FeSi ₃ O ₁₀ (OH)	3 %	3 %
Нортупит, Na ₃ Mg(CO ₃) ₂ Cl	2 %	< 1%	Рихтерит, Na ₂ Ca(Mg,Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	<1 %	Н.И.
Доломит, CaMg(CO ₃) ₂	13 %	8 %	Серпентин, Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ **	11 %	16 %
Беркеит, Na ₆ CO ₃ (SO ₄) ₂	<1 %	<1 %	<i>Оксиды и гидроксиды</i>	7 %	5 %
Тихит, Na ₆ Mg ₂ (CO ₃) ₄ (SO ₄)	<1 %	Н.И.	Рутил, TiO ₂	<1 %	Н.И.
Кальцит, CaCO ₃	3 %	4 %	Перовскит, CaTiO ₃	<1 %	Н.И.
Магнезит, MgCO ₃	<1 %	<1 %	Ильменит, FeTiO ₃	<1 %	Н.И.
<i>Сульфаты</i>	14 %	8 %	Fe-Ti-Mg-шпинель, (Fe,Mg)(Fe,Al,Ti) ₂ O ₄	5 %	3 %
Афтиталит, K ₃ Na(SO ₄) ₂	12 %	7 %	Магнетит, FeFe ₂ O ₄ *	<1 %	<1 %
Арканит, K ₂ SO ₄	2 %	<1 %	Брусит Mg(OH) ₂ **	1 %	2 %
Глауберит, Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	<1 %	Н.И.	<i>Сульфиды</i>	<1 %	<1 %
Тенардит, Na ₂ SO ₄	<1 %	Н.И.	Пирротин, Fe _{1-x} S***	Н.И.	<1 %
<i>Фосфаты</i>	<1 %	<1 %	Пентландит, (Fe,Ni) ₉ S ₈ ***	Н.И.	<1 %
Апатит, Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	<1 %	<1 %	Хизлевудит, Ni ₃ S ₂	<1 %	Н.И.

Минеральный состав расплавных включений был изучен методами сканирующей электронной микроскопии и рамановской спектроскопии. Всего во

включениях в оливине ксенолита из трубки им. В. Гриба идентифицировано 20 различных дочерних минералов, во включениях в оливине ксенолитов из кимберлитов трубки Булфонтейн – 27, причем 18 минеральных видов найдены во включениях в оливинах ксенолитов из обеих кимберлитовых трубок. Дочерние минералы включений представлены различными карбонатами, карбонатами с дополнительными анионами, сульфатами, хлоридами, оксидами, силикатами и одним фосфатом (таблица). Кроме дочерних минералов, во включениях обоих проявлений идентифицирован серпентин (лизардит), бурсит и магнетит. Ряд особенностей свидетельствует о том, что эти минералы были сформированы не при раскristализации проникшего в трещины расплава, а образовались при взаимодействии оливина-хозяина и/или дочернего оливина с водными растворами. Анализ рамановских растровых конфокальных изображений (Раман-карт) и BSE-изображений включений позволил оценить количественные соотношения между дочерними минералами во включениях (таблица). Набор дочерних фаз и количественные соотношения между ними указывают на то, что законсервированные по залеченным трещинам в оливинах в виде включений расплавы в целом были близки по составу. Различные карбонаты и карбонаты с дополнительными анионами составляют более 55 и 60 % объема включений в оливинах ксенолитов из трубок Булфонтейн и им. В. Гриба соответственно. Это свидетельствует о карбонатной природе законсервированных жидкостей. Во всех ассоциациях дочерних минералов из включений наиболее распространенными являются карбонаты натрия и кальция – шортит и ньеререйт, что указывает на щелочной (натровый) характер идентифицированных карбонатных жидкостей. Присутствие хлоридов, сульфатов, фосфатов и карбонатов с дополнительными анионами указывает на высокие концентрации Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} в законсервированных расплавах.

Некоторые особенности структур изученных ксенолитов из трубки Булфонтейн не стабильны при мантийных P-T параметрах. Следовательно, включения в минералах ксенолитов из этого кимберлитового тела могли быть сформированы либо незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой при инфильтрации кимберлитовых жидкостей через породы литосферной мантии, либо в короткий промежуток времени после попадания ксенолитов в кимберлитовую магму из-за декомпрессионного растрескивания зерен оливина. Ксенолит из трубки им. В. Гриба имеет стабильную при мантийных P-T параметрах зернистую структуру, поэтому, помимо двух вышеописанных путей, включения в оливинах этого ксенолита гипотетически могли формироваться в ходе инфильтрации не связанных с кимберлитовым магматизмом карбонатитовых жидкостей через породы литосферной мантии до захвата ксенолита кимберлитовой магмой. Однако ряд косвенных признаков, таких как отсутствие включений, имеющих отрицательную форму кристаллов оливина и различия в составе между пороодообразующим и залечивающим трещины оливином, свидетельствует о коротком времени существования этих включений при высоких температурах, что противоречит последней модели.

В совокупности, результаты проведенных исследований можно сформулировать следующим образом:

В оливинах разнобарических ксенолитов из кимберлитовых трубок Булфонтейн и им. В. Гриба, имеющих разный возраст внедрения и находящихся на различных континентах, обнаружены раскristализованные расплавные включения. Эти включения характеризуются идентичным составом дочерних минералов.

Расплавные включения представляют собой реликты щелочно-карбонатитовых жидкостей с высоким содержанием летучих Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} .

Такие жидкости существовали в литосферной мантии, они являются реликтами кимберлитовых расплавов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-35-70058) и Российского научного фонда (проект № 20-77-10018).

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИСХОДНЫХ МАГМ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

Тобелко Д.П.¹, Портнягин М.В.², Горбач Н.В.³, Щербаков В.Д.⁴, Rogozin A.N.³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, dariatobelko@gmail.com

² GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

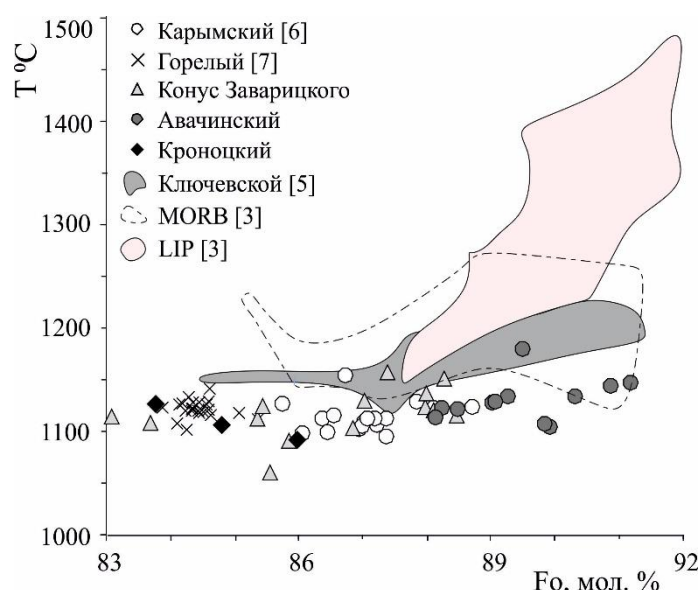
⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Основная проблема с оценкой температуры для островодужных магм заключается в неопределенности оценок первичного содержания воды, оказывающей сильное влияние на температуру фазовых равновесий [1]. Частично эта проблема может быть решена с использованием данных по составу расплавных включений, однако содержание воды в большинстве включений представляет их минимальные концентрации в родоначальных магмах вследствие быстрой диффузии водорода из включений [2]. Оцененные температуры равновесия для таких включений являются максимальными и могут отличаться от реальных на десятки градусов. Распределение медленно диффундирующих микроэлементов между различными фазами в магматических породах (оливин-шпинель, клино- и ортопироксен, оливин-расплав) является альтернативным методом оценки температур кристаллизации магм и не зависит от потери включениями исходного содержания H₂O. Геотермометр, предложенный в работе [3], позволяет оценить температуру кристаллизации, используя состав включений шпинели в оливине, которые распространены в большинстве типов примитивных островодужных пород.

В этой работе было изучено шесть образцов базальтов, представляющих пять вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки (Авачинский, Горелый, Карымский, конус Заварицкого (восточнее вулкана Бакенинг) и Кроноцкий). Величина магнезиальности ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) пород составляет 0.56–0.78. Состав оливина и шпинели был получен при помощи высокоточного электронно-зондового микроанализа на приборах JEOL JXA 8200 (ГЕОМАР, г. Киль, ФРГ) и JEOL JXA 8900 (Геологический факультет МГУ). Было проанализировано более 60 пар оливин (Fo₈₃–Fo₉₁) – шпинель (Cr# 0.2–0.8). Рассчитанные [3] температуры кристаллизации находятся в пределах 1090–1170 °C (рисунок). Полученные оценки температур не показывают значительной корреляции с магнезиальностью оливина, что свидетельствует о кристаллизации магм практически при одинаковой температуре. Это возможно при кристаллизации, вызванной дегазацией H₂O при малом давлении [4].

Результаты авторов, а также опубликованные ранее в работе [5] результаты по Ключевскому вулкану свидетельствуют об относительно низких температурах кристаллизации магм Камчатки (рисунок). Эти температуры совпадают с нижним диапазоном температур, определенных для магм MORB (1120–1270 °C) и существенно ниже по сравнению с магмами LIP (1150–1485° C) [3]. Низкие температуры кристаллизации камчатских магм могут быть объяснены охлаждением мантийного клина субдуцирующей океанической плитой. Охлаждение было более значительным в районе Восточного вулканического пояса Камчатки, где субдукция

началась раньше по сравнению с Ключевским вулканом, расположенным западнее, на большем удалении от глубоководного желоба.



Температура кристаллизации магм Восточного вулканического пояса Камчатки в зависимости от F_o оливина-хозяина. Температура оценена с помощью оливин-шпинелевого геотермометра [3]. Погрешность определения температур ± 25 °C. Для сравнения полями околонулены температуры кристаллизации базальтов вулкана Ключевского [5]. Температуры кристаллизации оливин-шпинелевого парагенезиса MORB и LIP - по данным [3].

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 23-27-00053 <https://rscf.ru/project/23-27-00053/>, полевые исследования на Кроноцком вулкане были поддержаны грантом № 22-17-00074 <https://rscf.ru/en/project/22-17-00074/>).

Литература

1. Sisson T.W., Grove T.L. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V.113. P.167–184.
2. Lloid A.S., Plank T., Ruprecht P., Hauri E.H., Rose W. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165. P. 129–153.
3. Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1–10.
4. Portnyagin M., Hoernle K., Mironov N. Contrasting compositional trends of rocks and olivine-hosted melt inclusions at Cerro Negro volcano (Central America): Implications for decompression-driven fractionation of hydrous magmas // International Journal of Earth Science. 2014. V. 103. P. 1963–1982.
5. Mironov N.L., Portnyagin M.V., Botcharnikov R., Gurenko A., Hoernle K., Holtz H. Quantification of the CO₂ budget and H₂O–CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure // Earth Planetary Science Letters. 2015. V. 425. P. 1–11.

6. Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др. Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // Петрология. 2019. Т. 27, № 3. С. 258–281.

7. Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др. Исходное содержание H_2O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии // Доклады РАН. 2017. Т. 472, № 3. С. 311–314.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Торговкин Н.В., Спектор В.В., Лыхота Н.И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск,
nick1805torg@gmail.com

С 2017 г. по настоящее время на территории ИМЗ СО РАН в г. Якутске ведутся регулярные наблюдения за изменениями изотопного состава зимних и летних атмосферных осадков Центральной Якутии. Эти наблюдения ведутся с целью построения новой локальной линии метеорных вод (ЛЛМВ), которая позволяет охарактеризовать современные межгодовые климатические процессы на локальном и региональном уровне. Это важная информация, которую необходимо использовать при интерпретации изотопных данных по поверхностным и подземным водам и подземным льдам (повторно-жильным и текстурным), которые во многом формируются за счет атмосферных осадков.

Анализ состава стабильных изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и водорода δD проводился на лазерном спектрометре Picarro L-2140i в совместной российско-германской лаборатории по изучению стабильных изотопов воды льда и снега в Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН в г. Якутске. В основе работы прибора лежит метод лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии. В ходе анализа применялись внутренние стандарты воды лаборатории стабильных изотопов Института им. А. Вегенера (г. Потсдам, Германия). Калибровка выполнялась не менее трех раз за один стандартный запуск кассеты из 33 жидких образцов. По окончании анализа величины 1σ для $\delta^{18}\text{O}$ и δD корректировались по комбинированному стандартному отклонению на основе методики [2], что позволяет достичь воспроизводимости на уровне 0.01 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.05 ‰ для δD . Статистическая обработка результатов включала в себя оценку дейтериевого эксцесса d_{exc} и основных статистических характеристик стандартными способами, построение графиков в координатах $\delta^{18}\text{O} / \delta\text{D}$, сравнение с данными глобальной линии метеорных вод, расчет средних значений и стандартного отклонения. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) играет важную роль в интерпретации климата, позволяя реконструировать условия испарения и конденсации, т. е. относительную влажность, температуру водной поверхности, в районе источника влаги. Показатель рассчитывается следующим образом: $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ [3].

В таблице представлены новые результаты обобщения по мониторингу атмосферных осадков в сравнении с предыдущими исследователями (таблица) [4, 1].

Локальная линия метеорных вод г. Якутска, 1996–2022 гг.

Локальная линия метеорных вод, Якутск	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O} + \text{St.Dev.}$, ‰	$\delta\text{D} + \text{St.Dev.}$, ‰	$d_{\text{exc}} + \text{St.Dev.}$, ‰	Уравнение регрессии	R^2
ЛЛМВ 1996-2000 [4]	54	-23.6±8.8	-186.1±69.3	2.9±7.0	$\delta\text{D} = 7.81 \times \delta^{18}\text{O} - 1.57$	0.99
ЛЛМВ холодный сезон 10.2013-09.2014 [1]	8	-31.7	-237.1	16.1	$\delta\text{D} = 8.17 \times \delta^{18}\text{O} + 21.94$	0.99

Продолжение таблицы

ЛЛМВ теплый сезон 10.2013-09.2014 [1]	23	-13.0	-109.3	-5.3	$\delta D = 7.22 \times \delta^{18}O - 18.92$	0.95
ЛЛМВ среднегодовое значение 10.2013-09.2014 [1]	31	-18,6	-147,6	1,1		
ЛЛМВ холодный сезон 09.2017-09.2022 (новые данные)	140	-30.2 ± 6.6	-234.3 ± 54.8	7.1 ± 8.0	$\delta D = 8.17 \times \delta^{18}O + 12.21$	0.98
ЛЛМВ теплый сезон 09.2017-09.2022 (новые данные)	68	-13.4 ± 4.2	-111.4 ± 30.3	-4.2 ± 9.3	$\delta D = 6.97 \times \delta^{18}O - 18.01$	0.92
ЛЛМВ среднегодовое значение 09.2017-09.2022 (новые данные)	208	-24.7 ± 9.9	-194.1 ± 75.2	3.4 ± 10.0	$\delta D = 7.56 \times \delta^{18}O - 7.45$	0.99

Из полученных данных видно, что годовая ЛЛМВ стала несколько легче по составу, а значения по d_{exc} в летний и холодный сезон стали более низкими, что свидетельствует о возросшей роли испарительного процесса за последние пять лет. Сопоставление средних значений изотопов $\delta^{18}O/\delta D$ показало сходство состава неоплейстоценовых повторно-жильных льдов Центральной Якутии [5, 6] и Северо-Востока Сибири [7] со средними значениями зимних атмосферных осадков. Установленные значения варьируются в пределах $-29 \dots -32 \text{‰}$ по $\delta^{18}O$ и $-233 \dots -256 \text{‰}$ по δD . В свою очередь, средние значения изотопного состава $\delta^{18}O/\delta D$ по текстурным льдам этих регионов имеют на $2-3 \text{‰}$ по $\delta^{18}O$ и $20-25 \text{‰}$ по δD более легкие значения по сравнению со средними значениями годовых осадков. Сопоставление средних значений повторно-жильных льдов и современных зимних осадков по d_{exc} показало наибольшую схожесть для голоценовых повторно-жильных льдов хребта Черского. Повторно-жильные льды Центральной Якутии имеют d_{exc} на $1-2 \text{‰}$ выше, а d_{exc} неоплейстоценовых повторно-жильных льдов хребта Черского, напротив, на 2‰ ниже. У текстурных льдов d_{exc} в среднем в $2-4$ раза выше, чем у среднегодовых осадков, что, вероятно, связано с высокой скоростью промерзания вод сезонно-талого слоя и преобладанием процесса конденсации при их формировании.

Литература

1. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI, № 2. С. 60–69.
2. Van Geldern R., Barth J. Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS) // Limnology and Oceanography Methods. 2012. V. 10. P. 1024–1036. <https://dx.doi.org/10.4319/lom.2012.10.1024>.
3. Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. V XVI, № 4. P. 436–468.
4. Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyanagi K., Numaguti A., Yoshida N. Isotopic composition and origin of snow over Siberia // Journal of Geophysical Research. 2005. V. 110. D13102. doi: 10.1029/2004JD005053.
5. Popp S., Diekmann B., Meyer H., Siegert C., Syromyatnikov I., and Hubberten H.-W. Palaeoclimate Signals as Inferred from Stable-Isotope Composition of Ground Ice in the

Verkhoyansk Foreland, Central Yakutia // *Permafrost Periglacial Processes*. 2006. Т. 17, (2). P. 119–132. doi:10.1002/ppp.556.

6. Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А. Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // *Лёд и Снег*. 2019. 59(3). С. 333–354. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-414>.

7. Торговкин Н.В., Тумской В.Е., Романис Т.В. Изотопный состав и гидрохимия подземных льдов юго-востока хребта Черского // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН*. Якутск, 2022. С. 490–493. DOI: 10.52994/9785751332846_2022_101.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА СНИЖЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА ПРИ ПЕРВИЧНОМ ВСКРЫТИИ БУРОВЫМИ РАСТВОРАМИ

Уколов А.И.^{1,2}, Захаров А.С.¹, Минаев К.М.¹, Пестерев А.В.¹

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, aiu7@tpu.ru

² Самарский государственный технический университет, Самара

В настоящее время недропользователи приступили к освоению месторождений Западной Сибири, для которых характерны низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) продуктивного горизонта [1].

Сохранение естественных фильтрационно-емкостных свойств продуктивного пласта при его первичном вскрытии является одним из важнейших факторов, влияющих на дальнейшую разработку залежи. Ухудшение естественных ФЕС призабойной зоны пласта может происходить в результате:

- засорения твердой дисперсной фазой бурового раствора (БР) порового пространства коллектора;
- диспергирования глин в составе вмещающих пород;
- образования нерастворимых осадков при взаимодействии пластовых флюидов с фильтратом БР, образования водонефтяных эмульсий;
- повышения водонасыщенности в призабойной зоне скважины при фильтрации дисперсионной среды БР.

Целью данной работы является оценка вклада различных факторов, оказывающих негативное влияние на фильтрационные свойства пласта при первичном вскрытии и снижающих нефтяной дебит.

Исследования проводились на керне верхнеюрских отложений – мелко- и среднезернистом однородном сером песчанике с признаками углеводородов.

В работе рассматривались буровые растворы, которые часто применяются в строительстве скважин с горизонтальным участком в пластах малой мощности, где способом заканчивания скважины является нецементируемый хвостовик [5–7]: ингибированный полимеркарбонатный (ИПК), биополимерный ингибированный, биополимерный ингибированный с сульфированным асфальтом, биополимерный ингибированный модифицированный (БИМ), разработанный в Научно-образовательном центре нефтегазовой химии и технологии Инженерной школы природных ресурсов.

Влияние засорения порового пространства коллектора твердой фазой БР оценивалось по фильтрационным испытаниям на фильтр-прессе при комнатной и пластовой температуре.

Фильтрация в «прямом» направлении (из скважины в пласт) как при нормальной, так и при пластовой температуре, находится на одном уровне для всех буровых растворов, что может привести к повышению водонасыщенности в пласте. В «обратном» направлении фильтрационная корка бурового раствора БИМ при повышенной температуре 90 °С показывает высокие значения фильтрации флюида, т.е. проницаема для углеводородов.

Когда фильтрат бурового раствора проникает в продуктивную толщу коллектора вследствие превышения гидростатического давления над пластовым,

начинается процесс диспергации глин. Частицы глины ввиду своего гидрофильного характера притягивают молекулы воды, вследствие чего набухают и закупоривают поровое пространство, тем самым снижая продуктивный потенциал пласта-коллектора [2].

Для оценивания ингибирующей способности рассматриваемых растворов керновый материал был измельчен и просеян через набор сит для отделения фракции не более 1 мм. Полученные навески высушивали в сушильном шкафу при температуре 105 °С до постоянной массы. Формирование цилиндров проводилось на гидравлическом компакторе OFFITE.

Постепенное набухание глинистых частиц наблюдалось в течение 20 ч, общий объем цилиндра увеличился не более чем на 5 %. После 20 ч кривые динамики набухания выходят на плато, что обусловлено либо минимальным количеством глинистого материала в керне, либо выраженными ингибирующими способностями исследуемых буровых растворов. Следовательно, диспергирование глин для рассматриваемых пород не влияет на снижение проницаемости по нефти.

По результатам серий экспериментов на образование водонефтяных эмульсий представленные промывочные жидкости и пластовые флюиды совместимы как при комнатных условиях, так и при пластовых.

Фильтрационные испытания БР проводились в термобарических условиях объекта разработки. Для всех рассматриваемых систем установлен низкий коэффициент восстановления проницаемости.

Снижение фильтрационных характеристик продуктивного пласта происходит по причине проникновения фильтрата бурового раствора в призабойную зону скважины, порода которой имеет гидрофильный характер смачиваемости. Увеличение текущей водонасыщенности создает эффект «водной блокады» в виде рыхлосвязанной воды за счет капиллярных и поверхностных сил. Согласно работам [3, 4], рыхлосвязанная вода располагается в виде многослойных пленок, покрывающих стенки фильтрующих пор и прочносвязанную воду, а нефть, как не смачивающая фаза, движется по центру фильтрующих пор. В процессе капиллярной пропитки нефть также оттесняется из мелких и средних пор в более крупные.

После фильтрационных испытаний, для подтверждения эффекта «водной блокады», была определена конечная водонасыщенность. Показатели выросли на 10–12 (отн.) % при кратном снижении проницаемости для всех рассматриваемых буровых растворов.

Из всех рассмотренных факторов, ухудшающих фильтрационно-емкостные свойства продуктивного пласта, наиболее выраженным для гидрофильных низкопроницаемых коллекторов является эффект «водной блокады» – повышение текущей водонасыщенности в призабойной зоне скважины.

Литература

1. Технология бурения нефтяных и газовых скважин / В.П. Овчинников, Ф.А. Агзамов, Т.О. Акбулатов, Р.Х. Санников. Тюмень: ТИУ, 2017. 560 с.
2. Darley H.C.H., Gray G.R. Composition and properties of drilling and completion fluids. 5th ed. Houston, London, Paris, Zurich, Tokyo: Gulf Publ. Company, 1979. 643 p.
3. Демахин С.А., Демахин А.Г., Губанов В.Б. Изучение влияния гидрофобизирующих составов на водонасыщенность и проницаемость призабойной зоны нефтяного пласта // Нефтепромысловое дело. 2009. № 6. С. 25–28.

4. Penny G.S., Pursley J.Th. Field studies of drilling and completion fluids to minimize damage and enhance gas production in unconventional reservoirs // Society of Petroleum Engineers. 2007. № 6. P. 32–38.
5. Лушпеева О.А. и др. Высокоингибирующий экологически безопасный буровой раствор для бурения горизонтальных скважин // Нефтяное хозяйство. 2007. № 9. С. 46–49.
6. Milas M, Rinaudo M. Conformational investigation on the bacterial polysaccharide xanthan. Carbohydr Res. 1979. 1. 189-196
7. Carboxymethylhydroxyethyl cellylose in drilling, worker and complesion fluids: Patent. USA № 4239629,CO9 K7/02; Publ. 16.02.1980.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ОЧАГА УЛАХАН-ЧИСТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 20 ЯНВАРЯ 2013 Г. ПО ЗАПИСЯМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Фомочкина А.С.^{1,2}, Филиппова А.И.^{2,3}

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия, nastja_f@bk.ru

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

³ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк

В данной работе исследуется умеренное Улахан-Чистайское землетрясение с $M_w=5.6$, произошедшее 20 января 2013 г. на северо-востоке Якутии в сейсмотектонической зоне Черского, характеризующейся высоким уровнем сейсмической активности. Интерес к этому сейсмическому событию обусловлен его связью с разломом Улахан [1], который является крупнейшим разрывным нарушением на северо-востоке России и считается границей между Северо-Американской, Евразийской и Охотоморской литосферными плитами.

В качестве исходных данных для расчетов очаговых параметров рассматриваемого землетрясения использовались записи волн Рэля и Лява на удаленных широкополосных сейсмических станциях сетей П, ПУ, ПС и ДК (коды сетей соответствуют международному стандарту). Для анализа отбирались только волновые формы с высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией поверхностных волн. Всего таким образом были отобраны записи сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях $\Delta=2479-7547$ км в разных азимутах от эпицентра исследуемого землетрясения. Отобранные записи были отфильтрованы с помощью метода спектрально-временного анализа [2]. Для этого использовались координаты эпицентра и время землетрясения, полученные Якутским филиалом Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>).

На первом этапе вычислений авторы рассчитывали источник в нулевом приближении тензора момента, рассматривая мгновенную точечную сдвиговую дислокацию (двойной диполь) на заданной глубине [3] по полученным амплитудным спектрам поверхностных волн на 16 сейсмических станциях в диапазоне периодов 35–100 с. В результате были получены значения скалярного сейсмического момента ($M_0=2.7 \cdot 10^{17}$ Н·м), соответствующей ему моментной магнитуды ($M_w=5.6$), глубины очага ($h=18$ км) и фокальный механизм, представляющий собой левосторонний сдвиг со взбросовой компонентой.

На втором этапе вычислений очаг Улахан-Чистайского землетрясения моделировался в виде плоской подвижки [4], а его параметры определялись по амплитудным спектрам поверхностных волн на 15 сейсмических станциях в диапазоне периодов 35–60 с. Всего оценивались шесть интегральных параметров, характеризующих геометрию разрыва и развитие очага во времени: продолжительность процесса в очаге, длина большой и малой осей источника, средняя скорость мгновенного центроида, угол между большой осью источника и осью простирания, угол между направлением движения мгновенного центроида и осью простирания.

Проведенные расчеты интегральных параметров очага совместно с независимой геологической информацией позволили идентифицировать плоскость разрыва в очаге Улахан-Чистайского землетрясения (направление простирания 131° , угол падения 53° , угол подвижки 25°). Для этой плоскости оценка интегральной длительности источника составила 0–2 с, а длина большой и малой осей эллипса источника – 15–20 и 0–10 км соответственно. Для остальных трех интегральных параметров очага получить надежные оценки не удалось.

Полученные значения очаговых параметров Улахан-Чистайского землетрясения согласуются с данными различных реконструкций напряженно-деформированного состояния земной коры исследуемого района и свидетельствуют о связи данного сейсмического события с зоной разлома Улахан.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 21-77-10070).

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сильное Улахан-Чистайское землетрясение 20 января 2013 года ($M_s=5.7$) в зоне влияния системы разлома Улахан на северо-востоке России // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65, Вып. 4. С. 740–759.
2. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
3. Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.
4. Букчин Б.Г. Описание очага землетрясения в приближении вторых моментов и идентификация плоскости разлома // Физика Земли. 2017. № 2. С. 76–83.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА ХМ₂ МЕСТОРОЖДЕНИЯ N (ЯНАО)

Ходоров И.С.^{1,2}, Хагай Д.Э.², Собослаи М.Г.²

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, khodorovis@gmail.com

² ООО «Альтаир», Томск

Целью исследования является определение закономерностей пространственного распространения пород-коллекторов пласта ХМ₂ нефтегазоконденсатного месторождения N по результатам интерпретации керновых данных и геофизических исследований скважин.

Месторождение N в административном отношении расположено в Ямальском районе Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области и, согласно нефтегазогеологическому районированию, относится к Тамбейскому нефтегазоносному району Ямальской нефтегазоносной области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, входит в состав Тамбейского кластера. Промышленная нефтегазоносность месторождения установлена в широком стратиграфическом диапазоне и связана с четырьмя нефтегазоносными комплексами: альб-сеноманским, аптским, неокомским и юрским [1].

Основными методами исследования явились литолого-фациальный анализ по данным керна [2] и каротажа [3], а также геологическая интерпретация геофизических данных [4].

Пласт ХМ₂ приурочен к средней части яронгской свиты (апт), входит в состав аптского нефтегазоносного комплекса [1], имеет сложное геологическое строение, обусловленное неоднородностью литологического состава и сильной фациальной изменчивостью, характеризуется слабой изученностью, что и определяет актуальность проведенных исследований.

Отложения пласта ХМ₂ широко распространены на площади месторождения и вскрыты всеми пробуренными скважинами. Общая толщина отложений пласта колеблется от 36 до 50 м. Пласт имеет непостоянный литологический состав: по результатам полевого описания керна в разрезах преобладают средне- и средне-мелкозернистые песчаники с глинистым, реже с карбонатным цементом, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми породами.

По результатам интерпретации ГИС осадки накапливались при изменчивой динамике водной среды в прибрежно-морских условиях. Динамика среды седиментации определялась по максимальному значению α ПС кривой самопроизвольной поляризации и, согласно типизации гидродинамической активности среды седиментации В.С. Муромцева [4], менялась от очень высокой, высокой и средней, способствовавшей накоплению песчаных осадков, до низкой и очень низкой, при которой накапливались соответственно алевроитовые и глинистые осадки.

Прибрежно-морские условия седиментации выявлены по генетическим признакам, заключенным в керне (рис. 1). В прибрежной полосе моря на мелководье формировались однородные, волнисто- и косоволнисто-слоистые средне- и средне-мелкозернистые песчаники с биотурбацией типа *Teichichnus*; на удалении от берега –

волнисто- и линзовидно-слоистые алевролиты со следами жизнедеятельности донных животных типа *Schaubcylindrichnus*, *Planolites*, *Zoophycos*; в углубленных участках морского дна – полого-волнисто- и горизонтально-слоистые глинистые породы, содержащие ихнофоссилии *Chondrites*, *Phycosiphon*. Признаки близости к континенту отражены в широком распространении песчаных осадков в составе отложений, повсеместном присутствии углефицированных растительных остатков (аттрит, мелкий детрит), наличии тонкорассеянных вкраплений и уплощенных включений сидерита. На морские условия осадконакопления указывают: преимущественно волнистая слоистость, в том числе разнонаправленная, отражающая возвратно-поступательный характер движения водной среды; остатки раковин двустворчатых моллюсков, сохранившиеся в породах в виде целых экземпляров и детрита; комплекс следов жизнедеятельности солоновато-водных форм бентосных организмов; пиритизация как показатель затрудненного водообмена и восстановительной геохимической среды.

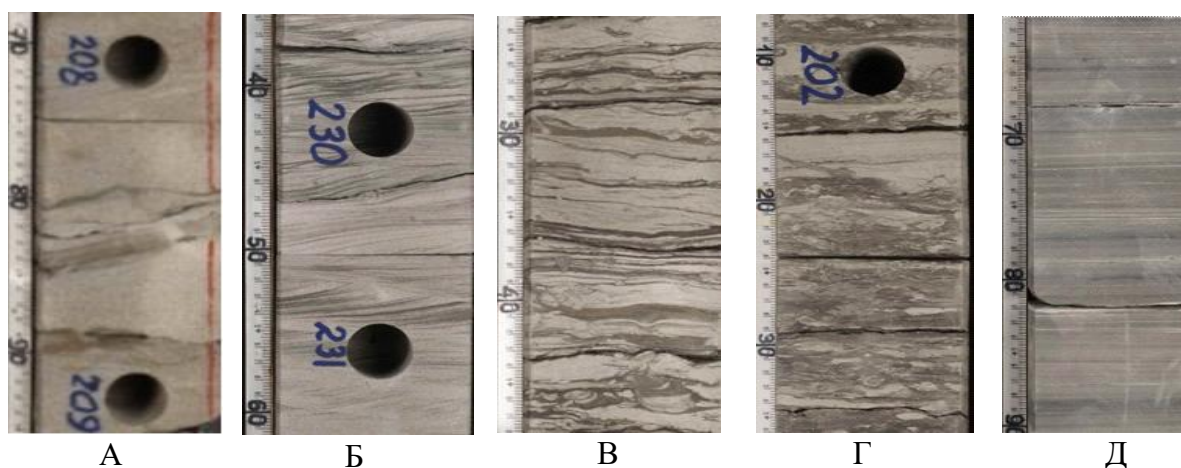


Рис. 1. Генетические признаки отложений пласта $XМ_2$ по керну:

А, Б – косоволнистая разнонаправленная слоистость в песчанике; *В, Г* – волнистое переслаивание алевролитов и глинистых пород со следами биотурбации; *Д* – тонкая горизонтальная слоистость в аргиллитах.

Анализ схемы корреляции (рис. 2), карт литологического состава, объемной глинистости и эффективных толщин показал, что наиболее мощные песчаники приурочены к южной и северной части территории, здесь содержание глин минимально (объемная глинистость составляет до 0.06–0.07 д.е.), а карбонатизированные пропластки редки и имеют незначительную толщину, вследствие чего эффективная толщина достигает 33–37 м. По мере продвижения к центральной части месторождения в разрезе толщина песчаных отложений значительно снижается, а карбонатных и глинистых прослоев – возрастает (значение объемной глинистости – до 0.35 д.е.), что приводит к уменьшению эффективной толщины до 11.1–13.1 м.

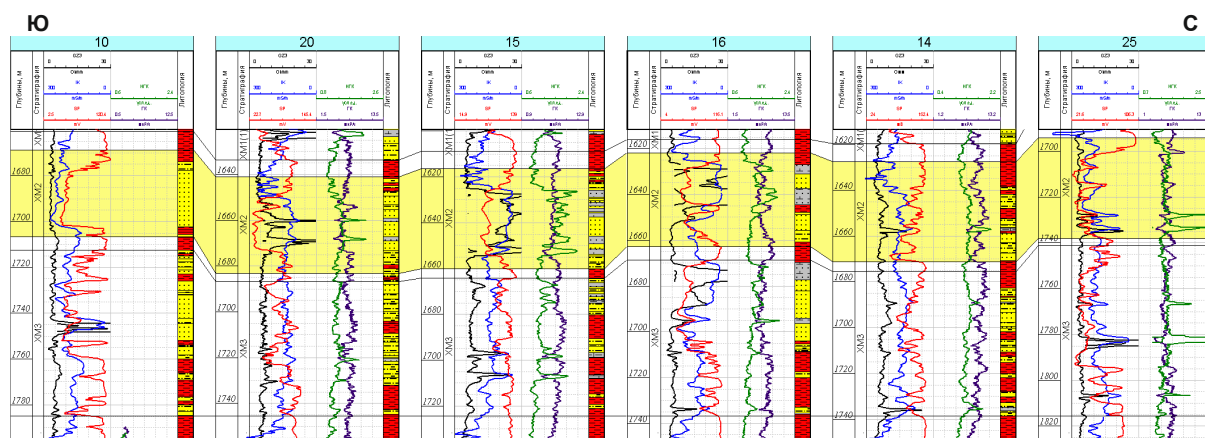


Рис. 2. Схема корреляции пласта XM_2 по линии скважин 10–20–15–16–14–25.

Согласно максимальным значениям α_{PC} , которые меняются от 0.4 до 1.0, в северной и южной части территории накапливался более крупнозернистый песчаный материал ($\alpha_{PC}=0.8-1.0$), а в центральной – средне- и мелкозернистый ($\alpha_{PC}=0.4-0.6$ и $0.6-0.8$).

Песчаники, распространенные на севере, северо-западе, юге и юго-западе месторождения, характеризуются хорошими фильтрационно-емкостными свойствами: по данным ГИС, коэффициент пористости в них более 0.28 д.е., а проницаемость достигает значений от 400 до $700 \cdot 10^{-3}$ мкм². Минимальные значения пористости ($K_p=0.25$ д.е.) и проницаемости ($K_{пр}=126 \cdot 10^{-3}$ мкм²) наблюдаются в центральной части территории. Таким образом, пласт XM_2 , развитый в пределах месторождения N, сложен хорошо проницаемыми песчаниками, которые, по классификации А.А. Ханина [5], относятся к коллекторам III-II класса.

В фациальном отношении накопление существенно песчаных осадков связано с вдольбереговыми барами; алевроитовых – с зонами волнения мелководного моря, глинистых – с углубленными участками морского дна между барами.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

- пласт XM_2 яронгской свиты имеет сложное строение, отличается неоднородным литологическим составом и фациальной изменчивостью;
- пласт сформирован в прибрежной полосе моря в условиях меняющейся гидродинамической активности, что обусловило вертикальную и латеральную фациальную изменчивость;
- песчаные отложения широко распространены на территории месторождения и имеют значительную толщину;
- породы-коллекторы характеризуются средними и высокими фильтрационно-емкостными свойствами;
- коллекторские свойства пород пласта во многом обусловлены седиментогенными факторами: толщина коллекторов и коллекторы с более высокими фильтрационно-емкостными свойствами генетически связаны с вдольбереговыми прибрежными барами и формировались в высокодинамичной водной среде.

Литература

1. Люгай Д.В., Соин Д.А., Скоробогатько А.Н. Особенности нефтегазоносности полуострова Ямал в связи с оценкой перспектив южной части Карского моря // Вести газовой науки. Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России. 2017. № 3, (31). С. 29–35.
2. Недоливко Н.М. Исследование керна нефтегазовых скважин: практикум. 2-е изд., перераб. и доп. Томск: Изд-во ТПУ, 2018. 137 с.
3. Ежова А.В. Геологическая интерпретация геофизических данных: учебное пособие. 3-е изд. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2012. 116 с.
4. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
5. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. М.: Недра, 1973. 304 с.

ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ПРОФИЛЯ БЕРЕГА В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОДЪЕМА УРОВНЯ ВОДОЕМА (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. БАЙКАЛ, УЧАСТОК ГРЕМЯЧИЙ)

Хомчановский А.Л.¹, Рыбченко А.А.²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, khomscience@mail.ru

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

Участок исследования Гремячий расположен на восточном побережье оз. Байкал, в устье ручья Гремячий на склонах хребта Хамар-Дабан, Республика Бурятия, в 10 км к северу от г. Бабушкин (рис. 1).

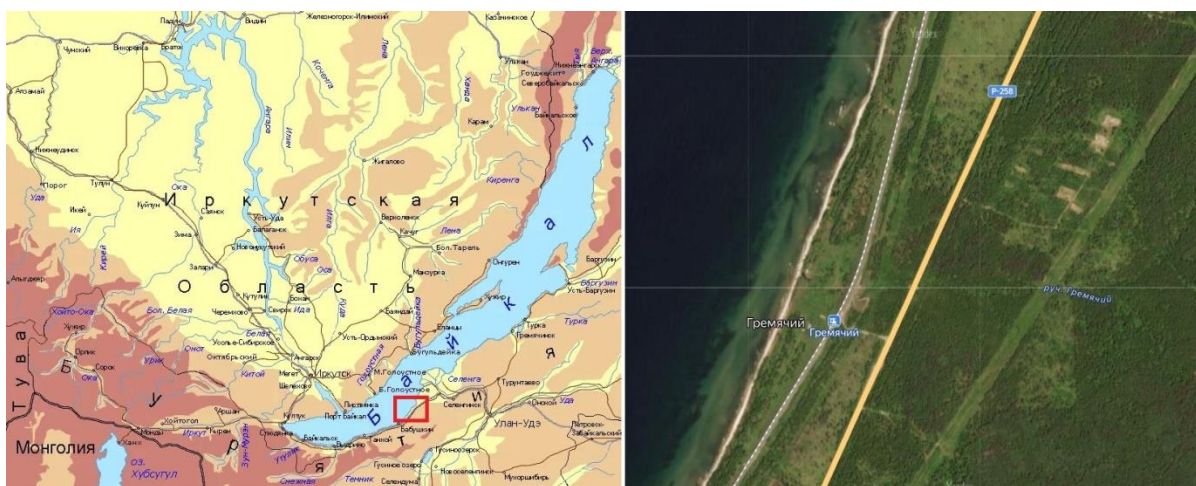


Рис. 1. Район исследования Гремячий.

Естественный режим уровня оз. Байкал был нарушен в августе 1959 г. вследствие подпора от Иркутской ГЭС, а в августе 1962 г. уровень Байкала достиг нормального подпорного горизонта (НПГ) Иркутского водохранилища. В период естественного режима (до строительства плотины) годовая амплитуда колебаний уровня в среднем составляла 83 см. К концу 50-х гг. XX в уровень Байкала повысился более чем на 1 м, что вызвало интенсивное переформирование береговой зоны [4].

Помимо подъема уровня водоема, причиной размыва берега являются такие природные процессы, как волны и течения. Волновой режим оз. Байкал достаточно подробно описан в следующих источниках [4]. Прибрежные течения создают поперечное и вдольбереговое перемещение наносов. Транспорт наносов зависит от состава и свойств грунтов, уклонов дна, глубин, морфологии отмели, направления волнения, экспозиции береговой линии. Когда волны подходят к берегу под некоторым углом, формируется вдольбереговой поток наносов. Транзитные потоки наносов протяженностью в несколько десятков километров прослеживаются всего лишь в пяти районах Байкала. Вдоль юго-восточного берега между устьем р. Тельна и дельтой р. Селенги вдольбереговой поток наносов направлен в северо-восточном направлении. Источником питания этого потока служат твердый сток рек и продукты размыва байкальских террас [4]. Сюда же входит и рассматриваемый в данной работе участок Гремячий. Поскольку вдольбереговой поток в районе Гремячего имеет транзитную функцию, для моделирования можно им пренебречь. Следует

рассмотреть более подробно поперечное перемещение наносов, главным образом его изменение в условиях колебания уровня водоема. По данным натуральных наблюдений в юго-восточной части оз. Байкал (западнее пос. Осиновка) перемещение наносов (преимущественно гальки) возможно до глубины 6–8 м. Мощность активного слоя наносов (валунно-галечного материала со значительной примесью гравия) составляет 0.5–1.5 м в зависимости от сезона и параметров волн [4].

Реакция профиля аккумулятивного берега на повышение уровня водоема описывается правилом Брууна-Зенковича, согласно которому профиль берега будет сдвигаться как единое целое в сторону суши или моря вслед за ходом уровня [1, 2]. Смещение берега будет прямо пропорционально изменению уровня водоема и обратно пропорционально среднему уклону активной части профиля подводного берегового склона:

$$R = \frac{L}{B + h_*} S,$$

где R – смещение берега; S – изменение уровня водоема; L – расстояние активной части профиля от пляжа до глубины замыкания h_* ; B – высота бермы. По данным ранее проведенных расчетов, на о. Ярки [5] глубина замыкания составляет 11 м (что морфологически совпадает со свалом глубин). По натурным данным [4] наносы в районе участка Гремячий могут перемещаться до глубины 8 м, однако по топографическим картам свал глубин находится значительно дальше (на глубине 20 м), поэтому расчеты отступления берега проводились как для глубины замыкания 10, так и 20 м. Результаты расчетов представлены в таблице.

Отступление берега в районе участка Гремячий

Активная длина профиля (L), м	Подъем уровня водоема (S), м	Глубина замыкания, м	Отступление берега, м
2646	0.5	20	66
2646	1	20	132
2646	1.5	20	198
2646	2	20	265
989	0.5	10	49
989	1	10	99
989	1.5	10	148
989	2	10	198

Данные результаты согласуются с ранее проведенным моделированием на о. Ярки [5] и натурными наблюдениями. Помимо этого, пожалуй, в наиболее полном источнике по динамике берегов оз. Байкал при новом уровне режиме представлены похожие результаты [4].

Кроме моделирования отступления береговой линии в результате подъема уровня оз. Байкал, был рассчитан теоретический профиль относительного динамического равновесия. Для расчетов использовалась модель Дина [3]. В основе концепции Дина лежат следующие закономерности:

$$h(x) = Ax^{2/3},$$

где h – глубина водоема в интервале от 0 до h_* , h_* – глубина замыкания, A – параметр крутизны профиля, зависящий от медианной крупности материала (d_{50}): чем крупнее материал, тем круче профиль. По данной модели был построен

теоретический профиль для участка Гремячий (рис. 2). Положение теоретического профиля ниже реального говорит об устойчивом характере побережья.

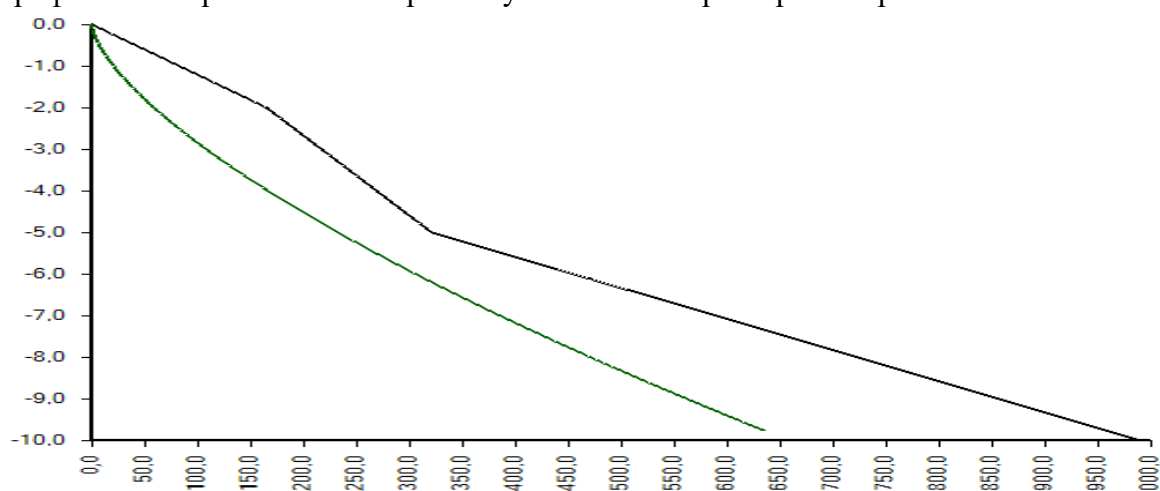


Рис. 2. Сравнение реального подводного берегового склона (черный) и теоретического профиля равновесия по модели Дина (зеленый).

В результате проведенных исследований можно сделать выводы, что на данный момент берег на участке Гремячий относительно стабильный, что доказывают как раннее проведенные натурные исследования, так и данные математического моделирования. В первые годы после подъема уровня здесь был интенсивный размыв, со временем был выработан профиль равновесия и берег стабилизировался. Однако стоит учитывать тот факт, что при дальнейшем повышении уровня водоема, особенно в многоводные годы и в сезон штормов отступление береговой линии может быть до нескольких метров за отдельно взятый шторм и до десяти метров за год.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 1-17-00049, рук. Гордеев Е.И., <https://rscf.ru/project/21-17-00049/>.

Литература

1. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
2. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usage // Journal of Coastal Research. 1988. V. 4, № 4. P. 627–648.
3. Dean R.G. Beach nourishment. Theory and practice. World Scientific, 2002. 398 p.
4. Пинегин А.В., Рогозин А.А., Лещиков Ф.Н. и др. Динамика берегов оз. Байкал при новом уровненом режиме. М.: Наука, 1976. 88 с.
5. Хомчановский А.Л. Развитие береговых процессов при повышении уровня водоема (на примере озера Байкал) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019. № 1. С. 99–107.

ПЕТРОГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Царева М.Д.^{1,2}, Хромых С.В.², Котлер П.Д.²

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, m.tsareva@g.nsu.ru

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

Чингиз-Тарбагатайская зона Восточного Казахстана, согласно современным геодинамическим представлениям, является фрагментом раннесреднепалеозойской активной окраины Казахстанского палеоконтинента, где происходило взаимодействие со структурно-вещественными комплексами Обь-Зайсанского океанического бассейна [1]. Закрытие Обь-Зайсанского бассейна происходило в конце раннего карбона и было связано с коллизией Казахстанского и Сибирского континентов с формированием Алтайской коллизионной системы герцинид [2]. Главный объем интрузивного магматизма был проявлен на постколлизионной стадии развития в ранней перми (интервал 300–270 млн лет назад) и связывается с воздействием Таримского мантийного плюма на растягивающуюся литосферу [3]. Большинство магматических комплексов Восточного Казахстана – гранитоидные, с подчиненной долей габброидного магматизма. В Чингиз-Тарбагатайской зоне оказались совмещены магматические комплексы, отражающие все стадии аккреционно-коллизионных событий – ордовикские и силурийские гранитоиды и девонские кислые вулканиты стадии активной континентальной окраины, раннекарбоновые гранитоиды коллизионной стадии и пермские гранитоиды постколлизионной стадии. Кроме того, здесь описаны несколько небольших массивов щелочных сиенитов, являющихся предметом данного исследования. К настоящему времени нет достоверных сведений об их возрасте и вещественном составе. Между тем определение механизмов формирования щелочных сиенитов и геодинамических обстановок их проявления позволит внести вклад в понимание процессов эволюции литосферы Чингиз-Тарбагатайской зоны и Восточного Казахстана в целом.

Были исследованы три массива: Ортентау, Апатай и несколько тел сиенитов в составе сложного гранитоидного плутона Акшатау. Массивы прорывают магматические, осадочные и вулканогенно-осадочные породы от кембрия до силура. Массивы имеют изометричную форму и небольшие размеры (до 20 км²). Внутреннее строение массивов описано предшествующими исследователями как преимущественно однородное, без выделения отдельных интрузивных фаз [4–6].

Были проведены петрографические исследования на оптическом поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axio Lab, было изучено 80 шлифов.

В массиве Ортентау были выделены следующие группы пород:

– эгирин-амфиболовые сиениты, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, эгирином (5–10 об. %), амфиболом (5–15 об. %) с акцессорными апатитом, эпидотом и ильменитом; породы данного типа имеют массивную текстуру и полнокристаллические, порфирированные и порфирированные структуры;

– амфиболовые сиениты, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, амфиболом (25 об. %) с акцессорным апатитом и

ильменитом, для данных пород свойственна крупнозернистая структура и массивная текстура;

– эгирин-амфиболовые нефелиновые сиениты, сложенные нефелином (5–10 об. %), калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, амфиболом (10–20 об. %), эгирином (ок. 5 об. %) с вторичным канкринитом, акцессорными апатитом, цирконом, ильменитом; им свойственны структуры от крупно- до среднезернистых и массивная текстура;

– биотитовые сиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом (10 об. %), с вторичным хлоритом; данный тип пород имеет среднезернистую структуру и массивную текстуру.

Среди сиенитов массива Акшатау были выделены следующие группы пород:

– эгирин-арфведсонитовые щелочные граносиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (10–15 об. %), арфведсонитом (10 об. %), эгирином (2–5 об. %) с акцессорными апатитом, клиноцоизитом, ильменитом; для данного типа пород характерны структуры от средне- до крупнозернистых и массивная текстура;

– арфведсонитовые щелочные граносиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (10–20 об. %), арфведсонитом (5–7 об. %) с акцессорными апатитом, сфеном, клиноцоизитом, ильменитом; для данного типа пород характерны структуры от средне- до крупнозернистых и массивная текстура;

– щелочные монцограниты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (35 об. %), амфиболом (8 об. %) с акцессорным апатитом, ильменитом; для данного типа пород свойственны порфириовидная структура и массивная текстура;

– щелочные аляскиты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (40 об. %), биотитом (1–2 об. %) с акцессорным сфеном и ильменитом; для данного типа пород характерна микрографическая структура и массивная текстура;

– биотитовые щелочные граносиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (15 об. %), биотитом (15 об. %) с акцессорными апатитом и ильменитом; для данного типа пород свойственны структуры от средне- до крупнозернистых и массивная текстура.

Среди массива Апатай были выделены следующие группы пород:

– эгирин-арфведсонит-амфиболовые щелочные сиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, эгирином (ок. 7 об. %), арфведсонитом (15 об. %), амфиболом (ок. 5 об. %) с акцессорными апатитом, клиноцоизитом, цирконом, ильменитом; породы данного типа имеют массивную текстуру и имеют полнокристаллическую и порфириовидную структуру;

– амфиболовые щелочные сиениты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, амфиболом (15–20 об. %), с акцессорным ильменитом; для данного типа пород характерны структуры от средне- до крупнозернистых, гипидиоморфная и массивная текстура.

По проведенным исследованиям можно отметить некоторое сходство пород массивов Ортентау и Апатай – в обоих встречены эгирин-амфиболовые и амфиболовые щелочные сиениты. В то же время нефелин встречен пока только в породах массива Ортентау. Тем не менее можно предварительно сделать выводы о сходстве родоначальных магм, сформировавших эти массивы. Для массива Акшатау отмечено большее разнообразие пород и систематическое присутствие в них кварца.

Это свидетельствует либо о другом составе родоначальных магм, либо о проявлении процессов дифференциации или контаминации сиенитовых магм.

В ближайшее время предполагается продолжить изучение пород массивов путем проведения минералогических (ЭДС и ВДС), петрогеохимических (РФА и ИСП-МС) и геохронологических (U-Pb датирование акцессорных цирконов, Ag-Ag датирование амфиболов) исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 22-77-00061).

Литература

1. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана: Труды Геологического института. Вып. 602. М.: ГЕОС. 2012. 289 с.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
3. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 3. С. 330–355.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чингиз-Саурская, лист М-44-XXVI. Объяснительная записка / Составители: Мычник М.Б., Зырянов В.Н. 1964.
5. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чингиз-Саурская, лист М-44-XXXII. Объяснительная записка / Составители: Борукаев Р.А., Бандалетов С.М., Ляпичев Г.И. 1960.
6. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чингиз-Саурская, лист М-44-XXXIII. Объяснительная записка / Составители: Мычник М.Б., Решетов Р.Н. 1962.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОЛОДНИНСКОЕ

Черкашина Д.А.¹, Тарасова Ю.И.^{1,2}, Будяк А.А.¹, Анохина А.Ю.¹

¹ Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск,
201544@list.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение является одним из крупнейших в мире. Месторождение расположено на территории Байкальской горной области в пределах северо-западного фланга Тья-Холоднинской структурно-формационной зоны и пространственно совпадает с контуром одноименной Холоднинской синклинали [1]. Территория Байкальской горной области характеризуется сложным строением, связанным с длительной историей развития региона, отличается повышенным содержанием Au, Ag, Pb, Zn, P, Mn [3].

Рудовмещающие отложения представлены кварцевыми песчаниками и углеродистыми кварц-слюдистыми сланцами ондокской свиты. Устанавливается отчетливая стратиграфическая корреляция отложений свиты с горизонтом позднедальнетайгинско-жуинских отложений Бодайбинского района, вмещающих такие известные месторождения, как Сухой Лог и Вернинское.

Отложения ондокской свиты в северном крыле Олоkitского синклинория представлены мелководными строматолитовыми карбонатами и кварцевыми песками золотого происхождения. Рудная зона полиметаллического месторождения Холоднинского приурочена к углеродсодержащей толще песчаников и алевролитов, структурно расположенной в южном же крыле синклинория.

Рудовмещающие породы представляют собой толщу глубоко метаморфизованных осадков верхнепротерозойского возраста, нижняя граница которого не превышает 610 млн лет (Будяк и др., 2019). В основании разреза залегают кварц-гранат-двуслюдяные и кварц-двуслюдяные сланцы и карбонатные породы итыкитской свиты (PR_{3it}) с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Породы этой свиты через линзовидные прослои графитсодержащих слюдисто-кварцевых сланцев имеют постепенный переход к вышележащим породам ондокской свиты (PR_{3op}), частично представленных аналогичными графитистыми сланцами. Рудная зона представляет собой серию сближенных линзовидных залежей колчеданно-полиметаллического состава [4].

Для понимания механизмов формирования авторы изучили стадийность формирования рудной минерализации Холоднинского месторождения Олоkitской структуры. В данной работе представлены наиболее значимые минеральные ассоциации.

Главными рудными минералами в рудах Холоднинского месторождения являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин; реже установлены арсенопирит, пентландит. Визуально руды характеризуются переменным содержанием пирит-пирротиновой ассоциации. Агрегаты минералов этой ассоциации отчетливо накладываются на вмещающие сланцы и на руды, образованные ассоциацией пирита с галенитом и сфалеритом. Соотношения рудных минералов кварц-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовой ассоциаций меняются в широких

пределах, что обуславливает выделение трех промышленных типов руд: колчеданных, медно-колчеданных и колчеданных свинцово-цинковых [2].

Пирит установлен в виде четырех разновидностей. Пирит-1 отмечается в рудах довольно редко, представлен фрамбоидами встречающимися в виде рассеянной вкрапленности или образующими скопления. Кристаллы пирита-2 обрастают фрамбоиды пирита-1. В составе таких агрегатов и концентрически-зональных скоплениях отмечаются галенит и сфалерит. Пирит-3 наиболее часто устанавливается в рудных образцах и представляет собой ориентированные пойкилогранобластовые агрегаты. При травлении этих агрегатов выявляются реликты пирита-1 и 2 в виде самостоятельных редких зерен или почковидных и зональных образований. Пирит-3 встречается в сростаниях со сфалеритом-2, галенитом, халькопиритом, кварцем и карбонатами. Пирит-4 развит в рудах незначительно и образует равномерную вкрапленность крупных (0.8–3.0 мм) идиоморфных зерен. Зерна пирита-4 по краям содержат цепочки закономерно ориентированных включений позднего сфалерита, нередко содержат направленные или изометричные включения галенита.

Сфалерит также представлен несколькими разновидностями. В настоящее время авторами диагностировано как минимум три его генерации. Сфалерит-1 установлен в виде интерстициальных агрегатов в ассоциации с пиритом-1. Сфалерит-2 встречается в виде крупных сростков, развивающихся по периферии агрегата сульфидных минералов с пиритом-3. Рядом со сфалеритом-2 отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Сфалерит-3 представляет парагенетическую минеральную ассоциацию с поздним пиритом-4.

Халькопирит установлен в виде включений в сфалерите-2, а также в виде крупных преимущественно вытянутых вдоль сульфидных агрегатов, сложенных пирротинном, пиритом-3, сфалеритом-2, галенитом, теннантитом. Крупные кристаллы халькопирита слабо брекчированы и характеризуются неровными краями.

Галенит встречается в виде мелких изометричных, гипидиоморфных и аллотриоморфных выделений с различными минеральными ассоциациями. Наиболее ранние вкрапленники галенита-1 отмечаются вместе с ранними пирит-1, сфалерит-1. Следующая генерация галенита-2, отмечается в ассоциации с пиритом-3, а также в виде отдельных игольчатых кристаллов в кварце. Агрегаты галенита часто имеют вытянутую форму. В виде включений в галените отмечается пирротин, который часто повторяет морфологию галенита.

Пирротин представлен в виде интерстициальных выделений на границе зерен пирита-3, халькопирита-2, сфалерита-2, галенита-2. В результате диагностического травления в пирротинных агрегатах выявляются мелкие кубические кристаллики пирита-2 равномерно расположенные в пределах агрегата.

Арсенопирит представлен мелкими игольчатыми кристаллами в ассоциации с пиритом и халькопиритом разных генераций. Различных морфологических генераций арсенопирита выявить не удалось.

В результате изучения была установлена следующая последовательность минералообразования:

- 1) пирит-1 отмечается в ассоциации со сфалеритом-1 и галенитом-1;
- 2) пирит-2 отмечает скопление пирита-1, галенита и сфалерита-2 в центральной части;
- 3) полиметаллическая ассоциация пирит-3 включает в себя сростания со сфалеритом-2, галенитом, халькопиритом;

4) пирит-4 незначительно вкраплен в крупные кристаллы галенита и сфалерита-3, а также позднего галенита-3. Данные ассоциации не могут быть равновесными и, по всей вероятности, могли быть сформированы в разных геодинамических условиях, следовательно, можно сделать вывод, что месторождение Холоднинское было сформировано в несколько этапов. Источник полезного компонента и временные рамки формирования выявленных парагенетических минеральных ассоциаций еще предстоит изучить.

Состав минералов определен с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMN, оснащенного системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Advanced Ultim Max 40 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Подготовка материала проведена на анализаторе фрагментов микроструктуры твердых тел Минерал С7 с линией пробоподготовки в МНОЦ "Байкал".

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту IX.130.3.1 (0284-2021-0001).

Литература

1. Гаськов И.В., Дистанов Э.Г. Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири, геохимические особенности руд Холоднинского месторождения. 1984. С. 137–147.
2. Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Борисенко А.С., Павлюченко В.С. Состав и свойства цинксодержащего ставролита из Холоднинского месторождения (Западное Прибайкалье) // ЗВМО. 1981. 110. Вып. 3. С. 310–318.
3. Будяк А.Е., Брюханова Н.Н., Волкова М.Г. Формирование специализации осадочных отложений в результате гидротермальной деятельности в зоне спрединга задуговых бассейнов // Металлогения древних и современных океанов. 2011. С. 130–134.
4. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД АРМЕНИИ

Чернова И.Г., Панова Е.Г.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
irina.chernova2015@mail.ru

Армения богата осадочными породами, в частности углеродсодержащими разностями, имеющими различный возраст. В начале XX в. была показана металлоносность черносланцевых комплексов Армении [1]. Были исследованы закономерности размещения рудных и нерудных месторождений в зависимости от геодинамического режима развития складчатых областей Армении, что дало основание доказать металлоносность черносланцевых комплексов. Этот вид рудного сырья по качеству и количеству может составить конкуренцию уже разведанным и эксплуатируемым месторождениям редких и благородных металлов. Нет принятой концепции рудообразования, но имеет место связь черных сланцев с процессами рифтогенеза и активизации глубинных разломов.

На данный момент является актуальным систематическое исследование накопления широкого спектра химических элементов в углеродсодержащих формациях Армении.

Месторождения располагаются в виде двух полос, протягивающихся с северо-запада на юго-восток (рис. 1). В данной работе рассматриваются углеродсодержащие породы из месторождений Джаджур, Бандиван, Нор-Аревик, Дилижан, Шамут, Иджеван, Джерманис триасового, среднеюрского, эоценового и плиоценового возраста, которые расположены в наиболее доступном месте и информативны с геологической точки зрения [4].

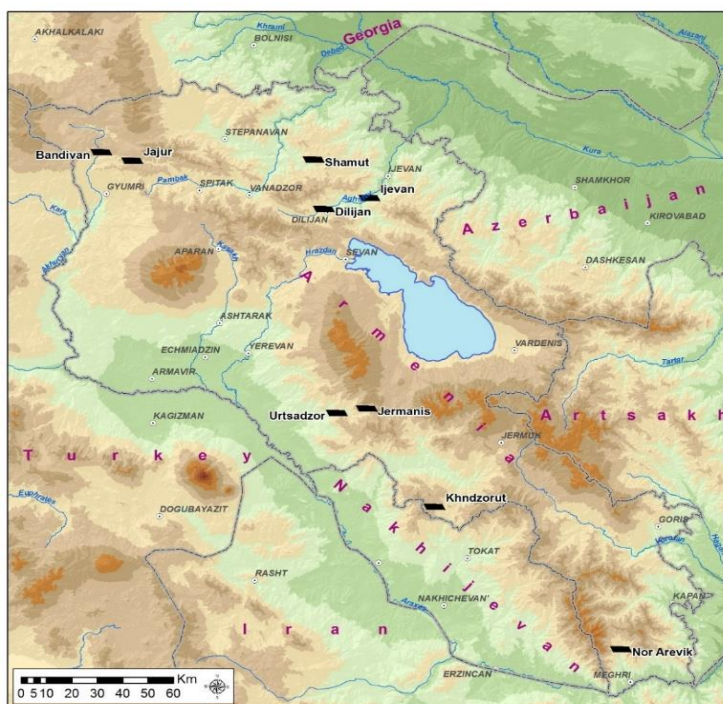


Рис. 1. Схема расположения опробованных месторождений и проявлений [3].

Поскольку форма нахождения благородных металлов и спектр их элементов-спутников определяют их технологические свойства, вопрос установления минерального состава черносланцевых пород является первостепенным.

Изучение алевро-песчаной и аутигенной составляющих углей проводилось на основе петрографических шлифов, изготовленных в лаборатории Пробоподготовки СПбГУ. Петрографические исследования показали, что все породы можно разделить на три петротипа, которые согласуются с данными по $C_{орг}$ [4].

Тип 1. Уголь (месторождения Джаджур – плиоцен, Джерманис – триас). Содержание в породе органического углерода около 70 %. В проходящем свете порода черного цвета, предположительно, из-за высоко содержания оксидов и гидроксидов железа. Также в породе присутствует обломочная часть: слюда, кварц, полевые шпаты.

Тип 2. Черный сланец. Подтип А (месторождение Джаджур). Основная масса представлена органическим веществом. Мацералами группы витринита (желтовато-оранжевого цвета) и инертинита-фюзенит (коричневого цвета) (рис. 2, а) [2]. Обломочная часть преимущественно представлена зернами кварца и кристаллами пирита. Подтип Б (месторождения Нор-Аревик – плиоцен, Дилижан – эоцен). Основная масса представлена органическим веществом темно-коричневого – черного цвета, также присутствует другой микрокомпонент угля оранжевого цвета неправильной формы размером 0.08–0.16 мм – липтинит (смоляные тела) (рис. 2, б). Обломочная часть состоит из зерен кварца, слюды, халцедона. Минимальный размер зерен 0.04 мм, максимальный – 0.12 мм. В породе присутствуют кубические изотропные кристаллы пирита. Структура обломочной части: мелкотонкозернистая, плохо окатанная. Соотношение органического вещества и обломочной части 40 и 60 % соответственно. В некоторых породах присутствуют несколько этапов внедрения кварцевых прожилков. Более ранние прожилки смещаются относительно поздних.

Тип 3. Углисто-кремнистый сланец (месторождения Иджеван – юра, Бандиван – плиоцен). Порода преимущественно состоит из тонкозернистого кварца и полевых шпатов (90 %) с прослойками углистого вещества (10 %) и кристаллами пирита, распространенными по всей породе (рис. 3). Также в породе присутствуют многочисленные кварцевые прожилки.

Для определения минеральной составляющей пород проводились микрорентгеноспектральные исследования и сканирующая электронная микроскопия. По результатам анализа было выявлено присутствие следующих минералов: кварц, полевые шпаты, рутил, глинистые минералами (каолинит, гидрослюда, смешанослойные образования), пирит, халькопирит, халцедон и кальцит.

Минеральный состав подтвержден данными рентгенофлуоресцентного анализа (макрокомпонентный состав). Наибольшее значение гидролизатного модуля в углях свидетельствует о том, что породы подверглись сильному выветриванию в области сноса (Джаджурского и Джерманисского месторождений), также эти породы классифицируются как высокожелезистые. Практически все породы содержат глинистую примесь. Повышенные значения модуля общей нормативной щелочности в образцах углистых сланцев свидетельствуют о наличии в породе повышенных содержаний полевых шпатов (месторождение Джаджур).

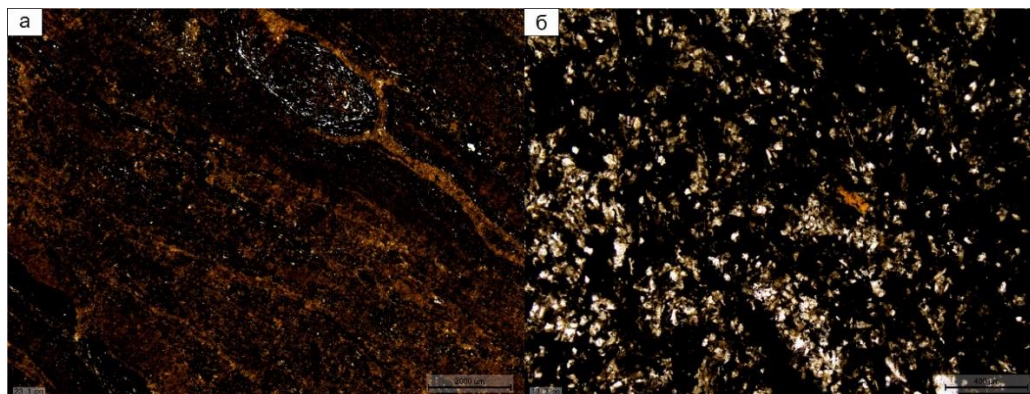


Рис. 2. *а* – тип 2 а. Черный сланец. Шлиф 23, параллельные николи; *б* – тип 2 б. Черный сланец. Шлиф 13, параллельные николи.

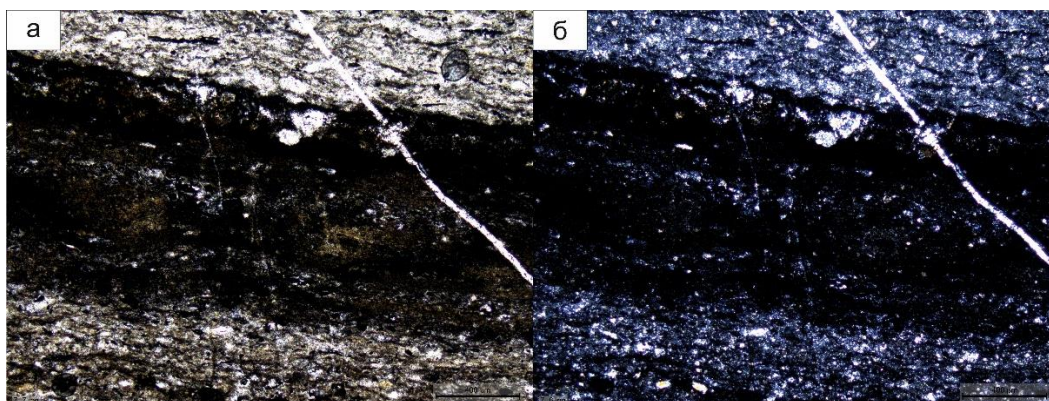


Рис. 3. Тип 3. Угристо-кремнистый сланец. Шлиф 7, *а* – параллельные николи; *б* – скрещенные николи.

В результате исследований методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой было выявлено, что углеродсодержащие породы Армении месторождения Иджеван, Дилижан, Нор-Аревик, Джерманис обогащены золотом, серебром и платиноидами. Среди элементов-спутников присутствуют Co, Cu, Ni, Mo, Zn, Pb [4].

Таким образом, все образцы с углистым веществом разделены на три группы по результатам петрографических исследований и содержанию органического углерода: угли, черные сланцы и угристо-кремнистые сланцы. Минеральная составляющая углеродсодержащих пород представлена кварцем, полевым шпатом, рутилом, глинистыми минералами (каолинит, гидрослюда, смешаннослойные образования), пиритом, халькопиритом, халцедоном и кальцитом.

Работа выполнена в ресурсных центрах СПбГУ “Микроскопия и микроанализ”, “Методы анализа состава вещества”, “Рентгенодифракционные методы исследования”.

Литература

1. Алоян П.Г., Алоян Г.П. Металлоносность черносланцевых (терригенно-углеродистых) комплексов Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2003. LVI (3). С. 8–13.
2. Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. М.: Академия наук СССР, 1960. 185 с.

3. Оганесян А.Е., Панова Е.Г., Аракелян Д.Г., Чернова И.Г. О перспективах черносланцевых формаций Армении: металлоносность, газификация и новые технологии // Известия НАН РА. 2022. Т. 75, № 2. С. 48 – 64.
4. Чернова И.Г., Панова Е.Г. Геохимические особенности углеродсодержащих пород Армении // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Т. 2. Иркутск: Институт географии СО РАН. 2022. С. 219 – 222.

К ВОПРОСУ О ВЫБОРЕ ЯЗЫКА ПРОГРАММИРОВАНИЯ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ 1D ЗАДАЧИ МТЗ

Черных А.А.^{1,2,3}, Буддо И.В.^{1,2,3}, Шелохов И.А.^{1,2,3}, Шарлов М.В.⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

² Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск

³ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард

⁴ ООО «СИГМА-ЭЛЕКТРОНИКА», Иркутск

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) отличается низкими затратами производственных и материальных ресурсов на проведение исследований, большой глубиной, высокой степенью информативности и достоверности данных, экологичностью.

МТЗ является одним из основных методов электроразведки. Он основан на изучении переменного электромагнитного поля магнитосферной и ионосферной природы с целью получения сведений о строении слоев Земли [1, 2].

Электрическая часть обусловлена наличием земных региональных токов, получивших название теллурических, геомагнитные вариации — их переменным характером.

Авторы поставили перед собой цель проектирования и разработки программного обеспечения для решения прямой и обратной задачи МТЗ с целью оптимизации затрат времени на камеральный этап работ.

Программа состоит из четырех крупных модулей. Модуль «Графический интерфейс» содержит элементы пользовательского интерфейса и связывает между собой остальные модули. Специальные средства по визуализации данных размещены в модуле «Визуализация». Модуль «Блок вычислений» реализует интеграцию расчетных алгоритмов. Модуль «Контейнер данных» содержит внутренние представления обрабатываемых данных, а также средства для их импорта и экспорта.

На данном этапе работ реализован блок вычислений прямой задачи МТЗ.

Прямая задача Тихонова – Каньяра формулируется следующим образом [3]. Возьмем правостороннюю систему координат, направив ось Z вниз, а оси X и Y расположив в плоскости, разделяющей воздух и Землю. Разделим Землю на N горизонтальных изотропных слоев с сопротивлением $\rho_1, \rho_2 \dots \rho_{N-1}, \rho_N$ и мощностью $h_1, h_2 \dots h_{N-1}$ (мощность N-го слоя считается бесконечной).

Модель возбуждается плоским полем, меняющимся во времени по гармоническому закону. Требуется рассчитать импеданс (отношение взаимоортогональных горизонтальных компонент электрического и магнитного поля) на поверхности Земли.

При решении обратной задачи необходимо найти значения электрофизических параметров исследуемой среды, чтобы сумма квадратов отклонений модуля кажущегося сопротивления, полученного при решении обратной задачи, от кажущегося сопротивления, полученного при решении прямой задачи, была минимальной для заданного набора частот.

Кажущееся сопротивление ρ_t является функцией многих фиксированных (число слоев, частота падающей волны) и варьируемых (толщина слоев, удельное

сопротивление слоев) переменных. Изначально устанавливаются верхние и нижние границы сопротивления и мощности слоев, далее данные диапазоны разделяются на n частей. Затем методом перебора определяется комбинация отрезков, при которой значение отклонения будет наименьшим. Концы этих отрезков становятся новыми верхними и нижними значениями для параметров среды. После этого выбранные отрезки снова делятся на n частей, повторяется процедура поиска оптимального набора отрезков. Оптимизация продолжается до тех пор, пока диапазон между нижней и верхней границей каждого из параметров не станет меньше заданной точности, так же, когда шаг по любому из параметров становится меньше единицы, перебор по данному параметру завершается.

На данном этапе работ реализация блока вычислений была выполнена на языках программирования C# и Python. Основным критерием сравнения является время выполнения программы, а также простота и время написания кода. Поскольку на данный момент реализована только прямая задача, имитировать обратную автор будет многократным повторением имеющегося кода.

Результаты сравнения времени расчетов программ, выполненных на языках C# и Python, представлены на рисунке.

Программа, написанная на языке программирования C#, выполняет расчеты примерно в четыре раза быстрее. Это объясняется тем, что Python является интерпретируемым языком и имеет динамическую типизацию, что сильно замедляет работу.



График зависимости времени расчетов в программах, реализованных на языках программирования C# и Python, от количества итераций.

Таким образом, программу расчетов прямых и обратных задач целесообразно реализовывать на C# с импортом некоторых динамических библиотек. Это позволит существенно облегчить написание кода и обеспечить высокую производительность вычислений.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 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.

Литература

1. Бердичевский М.Н. Основы теории магнитотеллурического профилирования // Прикладная геофизика. 1960. Вып. 28. С. 70-91.
2. Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Доклады АН СССР. Нов. сер. 1950. Т. 73, № 2. С. 295–297.
3. Краснов И.К., Зубарев К.М., Иванова Т.Л. Численное решение задачи восстановления электрофизических параметров по результатам зондирования переменным током. 2018.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОДАТНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

*Шапаренко Е.О.¹, Гибшер Н.А.¹, Бульбак Т.А.¹, Томиленко А.А.¹, Сазонов А.М.²,
Сильянов С.А.²*

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

²Сибирский федеральный университет, Красноярск

Енисейский кряж является позднедокембрийским орогенным поясом, в пределах которого известны более 100 золоторудных объектов [1]. Уже традиционно этот регион занимает лидирующее место по добыче золота в России.

Месторождение Благодатное с запасами более 300 тонн золота является одним из наиболее крупных золоторудных объектов Енисейского кряжа. Согласно современной общепринятой генетической классификации [2], месторождение относится к орогенному типу. Месторождения этого типа в настоящее время являются одним из главных источников золота на Земле, поэтому вопросы о физико-химических условиях их формирования широко обсуждаются. В настоящее время отдельное внимание уделяется исследованию состава флюида. В данной работе представлены результаты исследования флюидных включений в минералах из кварцево-жильных зон месторождения Благодатное современным высокочувствительным методом газовой хромато-масс-спектрометрии.

Рудное поле месторождения расположено в Северо-Енисейском районе Енисейского кряжа на юго-восточном крыле Панимбинского антиклинория, ограниченного с запада зоной Татарского, а с востока – Ишимбинского глубинного разлома [3]. Месторождение относится к золотокварцевой малосульфидной формации и представлено крутопадающей S-образной золотоносной минерализованной зоной левостороннего сбросо-сдвига протяженностью 3800 м с мощностью в раздувах до 250 м. Субмеридиональным взбросом рудоносная зона разделяется на Северный и Южный участки. Центральная часть рудных тел обогащена кварцево-жильными образованиями, которые по периферии оконтурены сульфидизированными серицитовыми метасоматитами с кварц-карбонатным прожилкованием. Вмещающими оруденение породами послужили кварц-сланцевые, двуслюдяные, кварц-сланцево-гранатовые сланцы.

Главные рудные минералы в образцах представлены золотом, арсенопиритом, пиритом, пирротинном. Реже встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, лёллингит. Морфология выделений видимого золота разнообразна: прерывистые прожилки, отдельные включения изометричной, пластинчатой, каплевидной, проволоочной формы, обычно располагающиеся в микротрещинах жильного кварца или в виде золото-сульфидных агрегатов. Как примесь золото присутствует в арсенопирите. Пробность золота меняется от 710 до 993 ‰. В составе самородного золота в незначительных количествах установлены Cu (0.001–0.150 мас. %) и Hg (0.006–1.730 мас. %) [3].

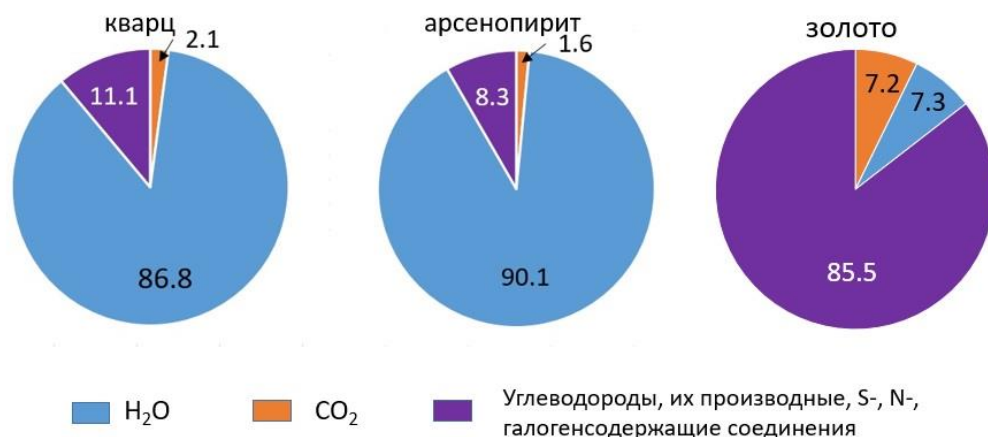
Для получения данных о составе газовой составляющей минералообразующего флюида зерна кварца, рудных минералов и самородного золота были проанализированы методом газовой хромато-масс-спектрометрии [4]. При подготовке проб к анализу не использовались кислоты, растворители и какие-либо органические вещества, которые могли бы внести искажения в первоначальный состав флюида. Исследуемые пробы объемом до 0.06 см³ помещались пинцетом в лодочку в специальное устройство, включенное онлайн в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой. Образцы перед анализом прогревались при 130–160 °С в течение 133 мин в токе газа-носителя гелия при давлении 45 кПа. Чистота гелия составляла 99.9999 %. Анализ газовой смеси, извлеченной при однократном ударном разрушении образца, выполнен на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC / DSQ II MS (Thermo Scientific, USA). Все газовые тракты хроматографа, по которым перемещалась газовая смесь, в том числе инжектор и кран, узел и капилляры, имели сульфидное покрытие. Использованный для определения состава газовой фазы флюида ГХ-МС анализ объединяет достоинства двух независимых количественных аналитических методов идентификации индивидуальных соединений в газовой смеси.

Предварительно индивидуальные флюидные включения (более 100 шт.) в кварцевых полированных с двух сторон пластинках были изучены методом рамановской спектроскопии. В газовой фазе флюидных включений были обнаружены CO₂, CH₄ и N₂ в различных соотношениях [5]. Соотношение CO₂/CH₄ варьируется от 0.01 до 145.30, что указывает на смену окислительно-восстановительных условий в ходе формирования кварцево-жильных зон.

Методом газовой хромато-масс-спектрометрии были проанализированы летучие, выделившиеся при однократном механическом разрушении кварца (8 шт.), пирита (1 шт.), арсенопирита (3 шт.), пирротина (1 шт.), кальцита (1 шт.) и самородного золота (1 шт.). Общее количество обнаруженных соединений во флюидах месторождения Благодатное достигает 209 в сульфидах, 172 в золоте, 168 в кварцах и 162 в кальците.

По результатам ГХ-МС анализа в составе летучих из флюидных включений в кварце, сульфидах и кальците вода и углекислота являются основными компонентами, при этом преобладает вода. Доля воды составляет 58.7–96.4 отн. % (в среднем 81.2 отн. %), CO₂: 0.83–15.00 отн. % (в среднем 6.2), N₂: 0.4–23.1 отн. % (в среднем 2.8), доля остальных соединений составляет 2.6–38.8 (в среднем 12.6). Был обнаружен широкий ряд органических соединений: бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры простые и сложные, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), амиды, амины, SO₂, H₂S, тиофены, галогенсодержащие предельные, циклические углеводороды.

Было установлено, что в составе летучих во флюидных включениях в самородном золоте преобладает группа углеводородов, S-, N- и галогенсодержащих соединений (85.5 отн. %). Доля воды составляет 7.3 отн. %, а углекислоты – 7.2 отн. % (рисунок). Всего было обнаружено 172 соединения.



Состав летучих (отн. %) во флюидных включениях из кварца, арсенопирита и самородного золота на месторождении Благодатное.

ГХ-МС анализ показал, что в золотоносном минералообразующем флюиде суммарное содержание органических, S-, N- и галогенсодержащих соединений в среднем в семь раз выше, чем в кварце и сульфидах. Это указывает на ведущую роль углеводородов и их производных в формировании золоторудной минерализации на месторождении Благодатное.

Летучие компоненты играют важную роль в формировании золоторудных месторождений, повышая растворимость золота в минералообразующих флюидах. Органическое вещество, обнаруженное во флюидах, могло участвовать в транспорте металлов. В экспериментальных работах [6, 7] показано, что в присутствии в растворе углеводородов растворимость золота и многих других элементов увеличивается.

Золото могло переноситься в виде металлоорганических соединений, легкорастворимых во многих органических растворителях [8]. При распаде элементоорганических соединений происходит кристаллизация золота и сульфидов, а их транспортеры (углеводороды) консервируются во флюидных включениях. Таким образом, различные органические соединения внесли огромный вклад в формирование богатых золотом залежей на Енисейском кряже.

Литература

1. Сазонов А.М. и др. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого–структурная позиция, структурные типы рудных полей // Техника и технология. 2010. № 4. С. 371–395.
2. Goldfarb R.J., Groves, D.I. Orogenic gold: common vs evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. № 223. P. 2–26.
3. Полева Т.В., Сазонов А.М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Экон. газ., 2012. 290 с.
4. Бульбак Т.А. и др. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика. 2020. № 11. С. 1535–1560.

5. Шапаренко Е.О. Физико-химические условия формирования золоторудных месторождений Благодатное и Доброе (Енисейский кряж). Дис. ... канд. геол.-мин. наук: 24.1.050.01/ Новосибирск, 2022. 206 с.
6. Migdisov A.A. et al. Hydrocarbons as ore fluids // *Geochem. Persp. Let.* 2017. V. 5. P. 47–52.
7. Crede L.S., Evans K.A., Rempel K.U., Grice K., Sugiyama I. Gold partitioning between 1–dodecanethiol and brine at elevated temperatures: Implications of Au transport in hydrocarbons for oil–brine ore systems // *Chem. Geol.* 2019. 504. P. 28–37.
8. Коршунова В.А., Чарыкова М.В. Металлоорганические формы золота и элементов-спутников в подзолистых почвах на территории золотого месторождения Новые Пески (Южная Карелия) // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле.* 2018. Т. 63, вып. 1. С. 22–35.

ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПИЯ ГАББРО-МОНЦОГАББРОВОВОГО МАССИВА ЯМАТ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д.

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

Район исследований относится к Центрально-Азиатскому складчатому поясу и находится на территории Хангайского нагорья в Западной Монголии, где были обнаружены пермские ультрамафит-мафитовые интрузии с выраженной расслоенностью пород и Cu-Ni минерализацией [1]. Работа посвящена петрологии и изотопии габбро-монцогаббрового массива Ямат-Ула с халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализацией, который по петро- и геохимии сопоставим с перидотит-троктолит-габбровым массивом Орцог-Ула 2. Все интрузии слагают более ранние образования Хангайского батолита, который возник в интервале 269–240 млн лет, и являются его термальным источником [3].

Анализ валового состава пород проводился в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе ARL 9900 (Thermo Scientific, Швейцария). Анализ содержания редких элементов выполнен методом ICP-MS на масс-спектрометре MAT Element-I (Finnigan, Германия) там же. Данные по Sm-Nd были получены методом TIMS (погрешность менее 0.001 %) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты).

Массив Ямат-Ула находится на южном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Дзабхан в Западной Монголии. Он представляет собой крупное магматическое тело (6×12 км), которое прорвано лейкогранитами и гранодиоритами позднепермского и триасового возраста. На карте L-47-VIII обозначена только центральная часть массива Ямат-Ула, тогда как авторами в ходе экспедиционных работ 2014–2017 гг. были обнаружены выходы габброидов, которые слагают северо-западную и юго-восточную часть массива.

Детально изучена северо-западная часть массива, где ранее авторами было выделено три фазы внедрения [4]: ранние ритмично-расслоенные лейкогаббро и анортозиты без биотита (фаза 1), более поздние массивные амфибол- и биотитсодержащие оливиновые мезогаббро-нориты (фаза 2) и оливиновые монцогаббро (фаза 3). Был установлен возраст (U-Pb, SHRIMP-II) для двух фаз массива Ямат-Ула: 255.8±2.9 млн лет для первой фазы и 262.6±3.1 млн лет – для второй.

По петрохимическому составу породы массива относятся к ультраосновным и основным породам нормального ряда с содержанием SiO₂ 41–48 мас. %. На петрохимических диаграммах (рис. 1, а, б) видны тренды уменьшения содержания Al₂O₃ и CaO с увеличением содержания MgO. В первой фазе массива Ямат-Ула содержания MgO варьируются от 0.5 до 9.0 мас. % (в лейкократовой части), при низком содержании K₂O (0.12–0.42 мас. %), тогда как, породы второй фазы, содержащие высокие значения MgO: 12.54–25.17 мас. %, обогащены K₂O 0.30–0.87 мас. % (рис. 1, в). Такая же закономерность наблюдается по TiO₂, P₂O₅ и Na₂O+K₂O (рис. 1, в, д, е). Таким образом, породы второй фазы массива Ямат-Ула содержат повышенные концентрации некогерентных элементов, в том числе и щелочей, при

этом для этих же пород типичны высокие содержания магния, из чего следует, что родоначальные расплавы для первой и второй фазы были различными, как и в случае двухфазного массива Орцог-Ула в северо-западной части Хангайского нагорья [2].

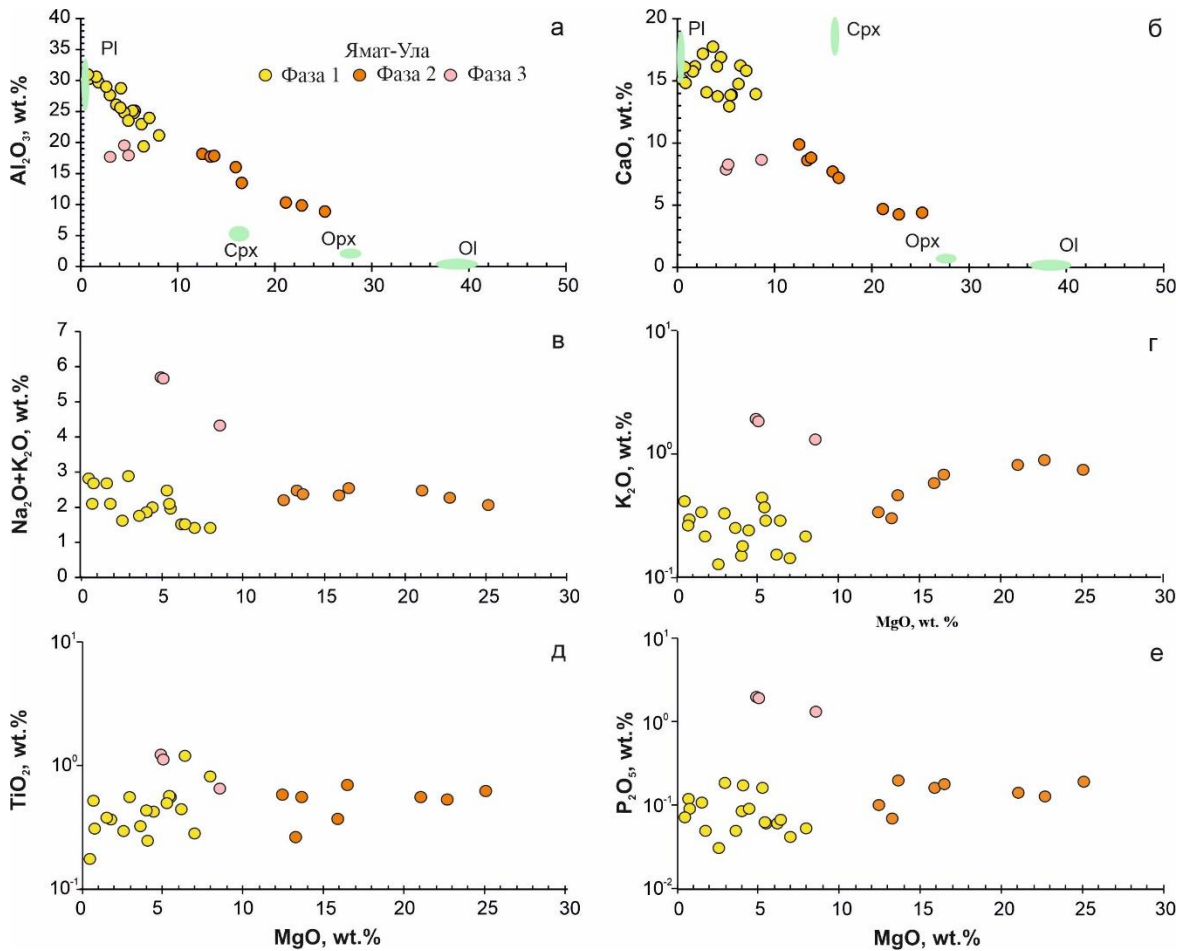


Рис. 1. Составы пород массива Ямат-Ула на петрохимических диаграммах: а – $MgO-Al_2O_3$; б – $MgO-CaO$; в – $MgO-(Na_2O + K_2O)$; г – $MgO-K_2O$; д – $MgO-TiO_2$; е – $MgO-P_2O_5$.

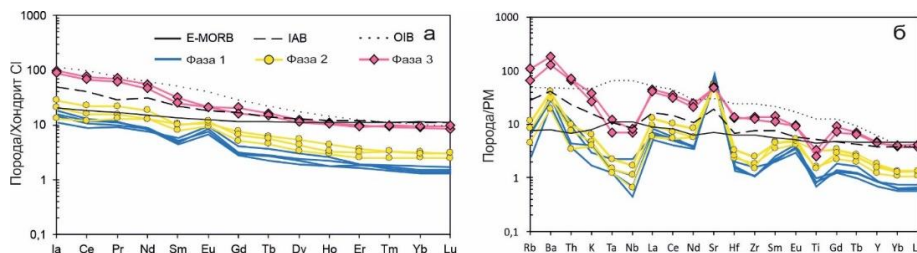


Рис. 2. а – спектр распределения REE, нормированных на хондрит CI [5], для пород массива Ямат-Ула; б – мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [6], для пород массива Ямат-Ула. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [7], IAB – базальты островных дуг [8], OIB – базальты океанических островов [7].

Одной из основных геохимических особенностей пород массива Ямат-Ула является разный уровень содержания REE, при этом максимальные их концентрации отмечаются в монцогаббро третьей фазы (рис. 2, *a*). В основном для всех пород характерен отрицательный наклон кривой составов с обогащением LREE с отношением $(La/Yb)_N = 4.5–13.8$. В породах первой фазы массива содержание REE ниже, чем в породах второй фазы, при концентрациях MgO 0.8–6.4 мас. % (первая фаза) и 12.2–13.6 мас. % (вторая фаза). Такая закономерность была прослежена и в двух фазах массива Орцог-Ула. Для пород первой и второй фазы массива Ямат-Ула характерна положительная Eu-аномалия различной интенсивности ($Eu/Eu^* = 1.19–2.14$), зависящая от модального содержания плагиоклаза.

На мультиэлементном спектре видна закономерность, присущая всем трем фазам массива: деплетированность Rb и HFSE относительно E-MORB [7]. Для всех пород выделяются положительные аномалии Ba и Sr, а также отрицательные аномалии по HFSE, таким как Ta, Nb, Zr, Hf, и Ti. Породы третьей фазы на всем спектре характеризуются более высокими содержаниями элементов относительно пород первой и второй фазы (рис. 2, *b*).

Отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.085$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513034$ получились для пород первой фазы, тогда как для пород второй фазы – $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.118$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512595$, что указывает на геохимическое различие двух фаз. Полученные результаты показали, что породы первой фазы характеризуются высокоположительным ϵNd (260 млн лет) = +11.44, а породы второй фазы значительно более низкими ϵNd (260 млн лет) = +1.79. Такие величины ϵNd характерны для высокодеплетированного источника (в первом случае) и слабодеплетированного (во втором случае) [9]. Для массива Орцог-Ула характерны подобные значения ϵNd : +13.5 для первой фазы и –3.6 для второй.

Таким образом, мантийные источники для пермских полифазных массивов Хангайского нагорья (Ямат-Ула, Орцог-Ула) имели гетерогенную природу. Так из деплетированных формировались родоначальные расплавы для магматических фаз, имеющих низкощелочной состав, а из обогащенных (возможно, под действием мантийного плюма) источников генерировались выплавки, кристаллизация которых дала биотитсодержащие оливиновые габброиды и монцогаббро.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00058, <https://rscf.ru/project/22-77-00058/>.

Литература

1. Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V. PGE-Cu-Ni Mineralization of Mafic-Ultramafic Massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 942.
2. Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60, № 8. С. 1069–1090.
3. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // *Доклады РАН*. 2013. Т. 452, № 6. С. 646–652.
4. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Шелепов Я.Ю., Руднев С.Н. Пермские габброидные интрузивы Хангайского нагорья (Западная Монголия) // *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии*. СПб.: Springer, 2015. С. 337–338.

5. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. New–York: Elsevier, 1984. P. 63–114.
6. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56, № 3. P. 1001–1012.
7. 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.
8. Elliott T. Tracers of the slab // Geophysical Monograph series. 2003. V. 138. P. 23–45.
9. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle geochemistry // *Nature*. 1982. V. 296. P. 821–25.

СОЗДАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО ПРОЕКТА ДЛЯ РАЙОНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ КАК ОСНОВЫ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Шашкеева Л.П.^{1,2}, Буддо И.В.^{1,2}, Мисюркеева Н.В.¹, Шелохов И.А.^{1,2}

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

² Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск

Геологические процессы в районе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) представляют большой интерес для ученых и специалистов в области геологии и геофизики. Однако, чтобы получить полную и точную картину, необходимо использовать современные технологии и методы анализа. В связи с этим создание геоинформационного проекта может стать значимым и трудоемким этапом в понимании процессов, происходящих в районе. Здесь рассмотрены шаги создания геоинформационного проекта для района БРЗ.

Байкальская рифтовая зона изучается учеными ИЗК СО РАН с середины прошлого века. Научная школа Н.А. Логачева внесла огромный вклад в исследование процессов рифтогенеза, приведших к формированию собственно Байкальской рифтовой системы. Геологические исследования (В.В. Ружич) были ориентированы на выяснение природы феномена развития в пределах БРЗ, наряду со сбросами, разломами взбросо-надвигового типа, порожденных тангенциальным сжатием земной коры в направлении СВ–ЮЗ. Тектонофизические исследования условий формирования БРЗ (С.И. Шерман) проводились на физических моделях с соблюдением условий подобия. По результатам моделирования сделан вывод о том, что рифтовая зона является результатом совместного действия пассивного и активного механизма растяжения при ведущей роли то одного, то другого.

Большой вклад внесли Ю.А. Зорин, В.А. Голубев, В.В. Мордвинова, А.В. Поспеев и другие исследователи, применявшие сейсмические методы [1] и выполнявшие геотермические измерения [2, 3], изучавшие характеристики земной коры и мантии, формирующих рифтовую зону.

ГИС-проект для района БРЗ может быть важным инструментом для комплексной интерпретации и анализа геолого-геофизических данных. Создание данного проекта включает в себя следующие шаги:

1. Сбор данных.

Первый шаг в создании ГИС-проекта – это сбор всех доступных геолого-геофизических данных для района Байкальской рифтовой зоны, включая данные гравиметрии, магнитометрии, сейсморазведки, электроразведки, а также геологические, тектонические, тектонофизические, структурные карты и схемы, модели рельефа, карты теплового потока и т.д.

2. Обработка и анализ данных.

Данные должны быть приведены к единому масштабу, обработаны и проанализированы для получения всех доступных геологических и геофизических параметров, включая создание геологических моделей.

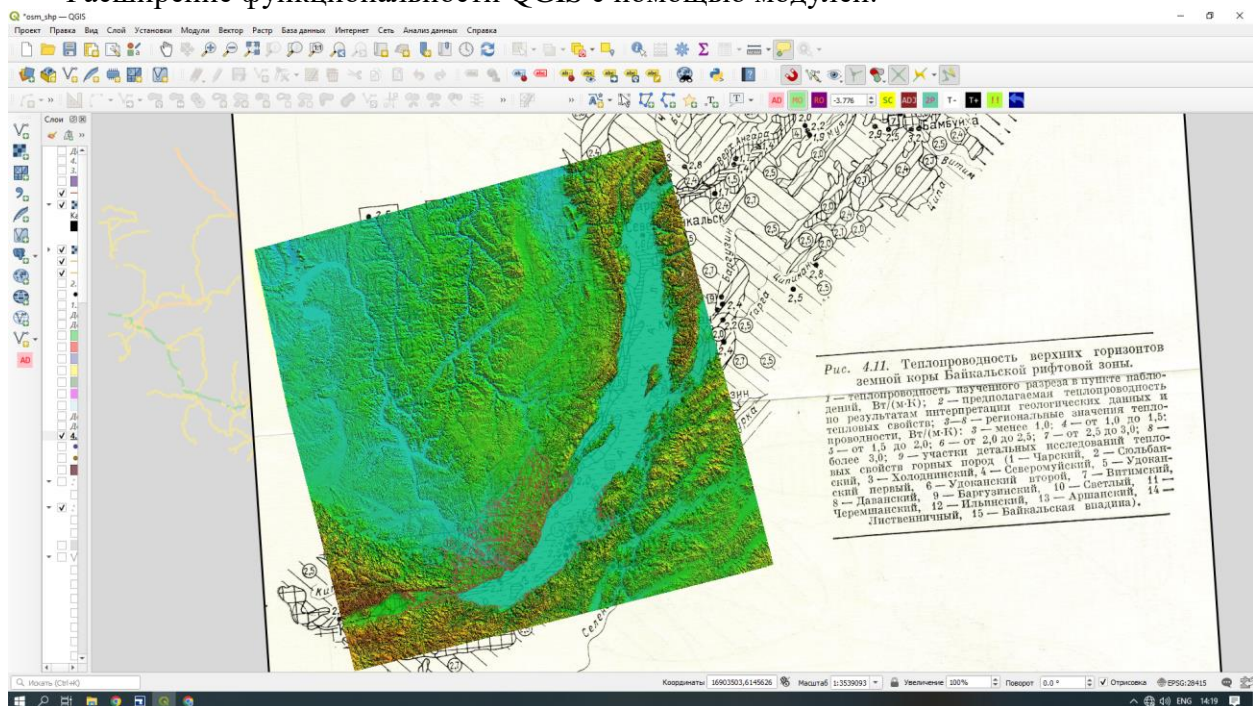
3. Создание ГИС-проекта.

ГИС-проект объединяет в себе все данные и создает целостную модель района БРЗ. Это может включать в себя создание 3D-моделей геологической структуры, карты гравиметрии, магнитометрии, тектонических нарушений и т.д.

В настоящее время ГИС-проект создается в программе QGIS (рисунок).

Программа QGIS позволяет совершать следующие действия:

- Просмотр данных.
- Исследование данных и компоновка карт.
- Управление данными (создание, редактирование и экспорт).
- Анализ данных.
- Импорт/экспорт карт в сети Интернет.
- Расширение функциональности QGIS с помощью модулей.



Окно программы QGIS.

Входными данными в ГИС-проект являются [4]:

- Шейп-файлы (Shapefiles) – это основной формат данных, используемый в QGIS. Они содержат геометрические объекты (точки, линии и полигоны), в данном проекте Shapefiles была представлена информация о разломах БРЗ.

- Растровые изображения (Scanned Maps) – QGIS поддерживает импорт и экспорт многих форматов растровых изображений, включая TIFF, JPEG, PNG, GIF и многие другие, в данном проекте это была отсканированная карта, которая несла в себе информацию о теплопроводности верхних горизонтов земной коры БРЗ.

- QGIS поддерживает широкий спектр таких цифровых данных, как:

- векторные – это данные, которые описывают геометрические формы – точки, линии и полигоны (использовались для оцифровки отсканированной карты);

- GPS – это данные, полученные от GPS-приемника. Они могут использоваться для отслеживания местоположения объектов на земле и сбора геопространственных данных (использовались для привязки карт);

- цифровые – в QGIS можно импортировать данные из различных источников.

Масштаб данных, используемый в QGIS, может варьироваться от мелкомасштабных, таких как точки, до крупномасштабных, таких как карты, в нашем случае. Обычно масштаб данных зависит от задачи, которую нужно решить.

4. Интерпретация данных.

Создание геоинформационного проекта позволяет произвести комплексную интерпретацию геологических и геофизических данных. Это поможет исследователям получить более точное представление о геологических процессах, происходящих в районе БРЗ. Это может также помочь в выявлении новых геологических структур и перспективных зон.

Создание ГИС-проекта является важным шагом для улучшения понимания геологической структуры и процессов, происходящих в районе БРЗ. Это может помочь в разработке эффективной стратегии геологического изучения региона.

Литература

1. Зорин Ю.А. и др. Комплексные геофизические исследования глубинного строения Байкальского рифта // Советская геология. 1976. № 6. С. 43–56.
2. Зорин А.Ю. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 9.
3. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: "Гео", 2007. 218 с.
4. QGIS [Электронный ресурс] . URL: <https://ru.wikipedia.org/wiki/QGIS>.

АЛГОРИТМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ГИС

Шелковникова Ю.С.

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

Восточная Сибирь является одним из приоритетных направлений развития топливно-энергетического комплекса. Интерес к данному региону вызван вводом в эксплуатацию месторождений нового нефтегазового кластера ПАО НК «Роснефть» в Иркутской области. В настоящий момент на территориях, которые будут рассмотрены в работе, происходит открытие большого числа новых залежей, локализующихся преимущественно в карбонатных породах.

Отличительной особенностью региона является сложная структура пустотного пространства коллекторов, обусловленная преобразованностью отложений ввиду длительной истории формирования современной геологической картины. В рамках производимых геологоразведочных работ выполняется широкий комплекс, включающий геофизические и промысловые исследования скважин, геолого-технические исследования при бурении, лабораторные исследования керн. Однако, несмотря на современную аппаратуру и методы исследований, существующие методики интерпретации данных имеют ряд неопределенностей при оценке свойств отложений.

Для достоверной оценки ФЕС пород с учетом характерных особенностей разреза необходима разработка актуальной методики интерпретации данных ГИС, которая позволит увеличить эффективность работ.

В административном отношении участки расположены на территории Катангского района Иркутской области, в геологическом – располагаются в пределах Непско-Ботуобинской НГО, входящей в состав Лено-Тунгусской НГП. В тектоническом плане участки расположены на северо-западном склоне Непского свода.

Рассматриваемый геологический разрез характеризуется наличием интервалов развития битуминозности, преимущественно характерной для осинского (Б1) и усть-кутского горизонтов (Б5).

Битуминозное вещество в породе может находиться в нескольких видах:

- заполнять поры полностью (1),
- покрывать зерна породы пленкой (2),
- представлять собой значительные по размеру куски (3).

Форма существования битума в породе будет влиять на емкостные и фильтрационные свойства коллектора.

В интервалах пластов Б1, Б5 наблюдается увеличение доли битумов, определяемых по данным пиролитических исследований. По данным ЯМК в таких интервалах отсутствует динамическая емкость при общей пористости, рассчитываемой по ГИС, выше граничного значения. По результатам испытания интервалов притоков не получено.

МИНИМИЗАЦИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПУТЕМ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ЗСБ НА ОДНОМ ИЗ УЧАСТКОВ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Шелохов И.А.^{1,2,3,4}, Буддо И.В.^{1,2,3,4}, Мисюркеева Н.В.^{1,2,4}

¹ ООО «СИГМА-ГЕО»

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

⁴ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард

Оценка достоверности геологической модели играет особенно важную роль на поисковом и разведочном этапе жизни месторождения, поскольку позволяет определить коммерческие риски освоения проекта в целом. При оценке степени достоверности построенной модели и рисков бурения новых скважин на основе 3D геологического моделирования наиболее распространены две технологии [1, 2]: перекрестной оценки (cross-validation) и стохастического моделирования с оценкой неопределенности (uncertainty assessment). Целью исследования является оценка рисков бурения скважин и проведения геологоразведочных работ в условиях дефицита геолого-геофизической информации об объекте исследования.

Ожидаемый результат стохастического моделирования – комплексная карта вероятности наличия углеводородонасыщенного (УВ) коллектора.

Объект исследования. Участок работ расположен в районе Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. Нефтегазопроявления в пределах участка работ выявлены в нижне- и среднеюрском комплексе. Геологический разрез исследуемой территории сложен породами меловой, юрской и триасовой системы. Что касается продуктивности, то разрез включает в себя пять нефтегазоносных комплексов: апт-альб-сеноманский, неокомский, ачимовский, верхнеюрский и нижне- и среднеюрский.

Входные данные для моделирования. В пределах территории месторождения выполнена современная съемка МОВ ОГТ 3D и 2D, пробурено 57 глубоких скважин, а также проведена электроразведка методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) в модификации 3D.

Работы ЗСБ проводились с целью уточнения и заверки перспективных зон, выявленных ранее по результатам сейсморазведки 2D.

Методика моделирования. Следует заметить, что в тех случаях, когда на поисковом и разведочном этапе невелик объем надежной геологической информации об объекте или когда необходимо оперативно получить оценку вариаций запасов, расчет запасов и ресурсов УВ производят по методу Монте-Карло без использования трехмерного геологического моделирования. Для каждого подсчетного параметра на основе анализа имеющихся априорных данных, выполняемого обычно экспертным путем, задаются возможные пределы изменения значений, тип статистического распределения (равномерное, нормальное и др.) и значения его параметров [3, 4].

В соответствии с указанными распределениями, как правило, методом Монте-Карло или реже другим сходным методом, моделируются независимо возможные случайные значения каждого подсчетного параметра.

Эта процедура повторяется многократно для создания достаточно представительной выборки. Затем путем перемножения этих случайных значений подсчетных параметров, которые являются сомножителями, входящими в уравнение объемного метода подсчета запасов (ресурсов), рассчитывается результирующее вероятностное распределение.

В общем виде процесс стохастического моделирования можно представить в виде схемы, где на первом этапе на основе имеющихся исходных данных выбираются сценарии – концепции строения месторождения. Далее производится расчет реализаций при различных конфигурациях литологии, пористости, проницаемости, насыщения и других параметров. На заключительном этапе производится подсчет запасов для каждого сценария и оценка неопределенностей, которые вносит каждая составляющая часть модели, строится карта вероятности наличия коллектора.

Карта вероятности наличия коллектора строится исходя из суммарной вероятности наличия коллектора по нескольким критериям:

1. Вероятность попадания кровли пласта выше принятой отметки ВНК.
2. Вероятность попадания подошвы пласта выше принятой отметки ВНК.
3. Вероятность попадания K_p выше 0.1 д.е.
4. Вероятность попадания K_v ниже 0.45 д.е.
5. Вероятность попадания NTG выше 0.4 д.е.

Таким образом, общая карта вероятности получается путем перемножения отдельных карт вероятности по каждому параметру. В рамках данной работы построение карты вероятности выполнено в двух вариантах: с учетом данных зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и без учета данных ЗСБ (таблица).

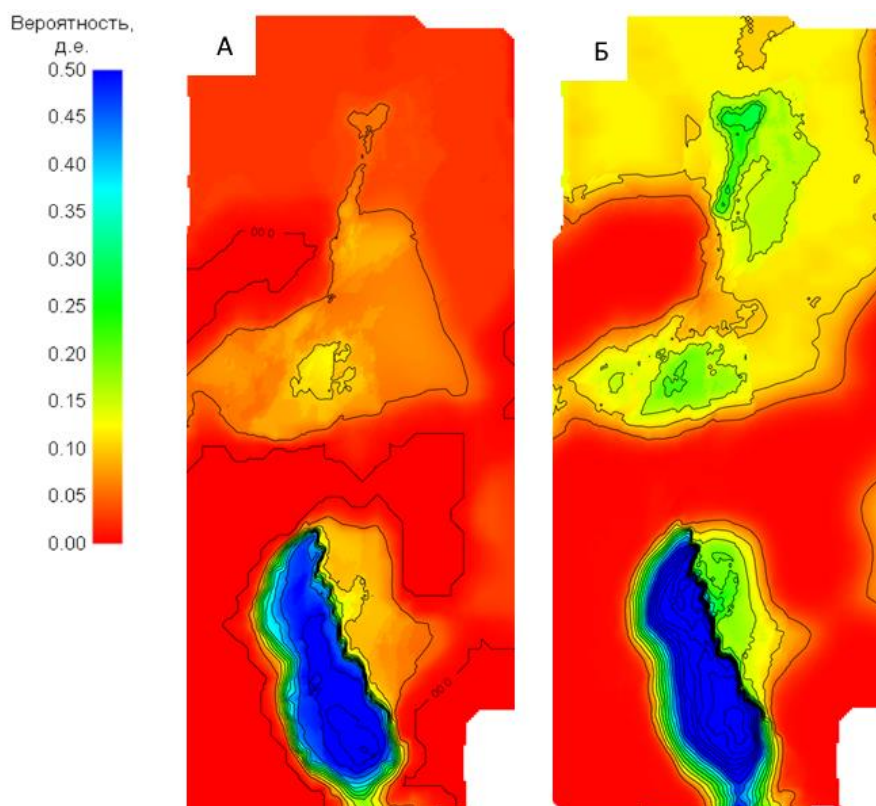
Параметры построения карты вероятности

Параметры	Карта вероятности наличия коллектора без учета данных ЗСБ	Карта вероятности наличия коллектора с учетом данных ЗСБ
P_{str_top}	Структурный фактор (вероятность наличия коллектора выше кровли ВНК)	
P_{Kp}	Коэффициент пористости	
P_{NTG}	Коэффициент песчаности	
P_{Sw}	Коэффициент водонасыщенности (без учета данных ЗСБ)	Коэффициент водонасыщенности (на основе данных ЗСБ)

В результате стохастического моделирования была получена комплексная карта вероятности наличия коллектора.

Карта выполнена в двух вариантах: без учета данных ЗСБ (рисунок, А) и с учетом данных ЗСБ (рисунок, Б). По карте без учета электроразведочных данных достаточно хорошо видно, что в областях с минимальной изученностью вероятность наличия коллектора по результатам стохастического моделирования близка к нулю. Карта с учетом данных электроразведки показывает увеличение вероятности наличия коллектора в областях с низкой изученностью сейсморазведкой и данными бурения до 20 %. Области с

наиболее высокой изученностью характеризуются вероятностью наличия коллектора с УВ-насыщением около 25 %. В целом невысокая вероятность обнаружения залежи обусловлена редкой сетью сейсмических наблюдений 2D, высокой неопределенностью емкостных свойств и структурного каркаса.



Комплексные карты вероятности наличия УВ-насыщенного коллектора: А – без учета данных ЗСБ; Б – с учетом данных ЗСБ.

Применение материалов электроразведки ЗСБ при построении комплексной карты вероятности наличия УВ-насыщенного коллектора позволяет существенно повысить качество прогноза перспективных зон для оптимизации хода геологоразведочных работ.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (грант № 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.

Литература

1. Дюбрал О. Использование геостатистики для включения в геологическую модель сейсмических данных. EAGE: Изд-во SEG. 2002.
2. Deutsch C.V., Tran T.T. FLUVSIM: a program for object-based stochastic modeling of fluvial depositional systems // Computers & Geosciences. 2002. Т. 28, № 4. Р. 525–535.

3. Смирнов А.С. и др. Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию достоверной модели Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 56–66.
4. Buddo I.V. et al. Integration of geomechanical, geoelectric and structural-tectonic models for the Kovykta gas condensate field geological model improvement // Saint Petersburg 2018. № 1. P. 1–6. DOI: 10.3997/2214-4609.201800285.

СПЕКТРОСКОПИЯ ВНЕКАРКАСНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ФЕЛЬДШПАТОИДАХ С МИКРОПОРИСТЫМИ СТРУКТУРАМИ

Шендрик Р.Ю.¹, Чуканов Н.В.^{2,3}, Вигасина М.Ф.³, Панкрушина Е.А.⁴, Канева Е.В.¹,
Радомская Т.А.¹, Пеков И.В.³

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, r.shendrik@gmail.com

² Федеральный исследовательский центр проблем химической физики и медицинской химии РАН, Черноголовка

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

⁴ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

В работе получены новые данные по спектроскопии фельдшпатоидов групп содалита, канкринита и скаполита из лазуритсодержащих метасоматитов, щелочных интрузивных и эффузивных пород. Данные минералы являются природными аналогами новых перспективных микропористых функциональных материалов, которые используются в качестве эффективных люминофоров и рентгеновских фосфоров, компонентов водородных ячеек, мембран для разделения газов и контейнеров для радиоактивных материалов.

Комплексное исследование минералов групп канкринита и содалита методами электронной и колебательной спектроскопии привело к установлению основных типов внекаркасных компонентов и их влияния на окраску и люминесценцию исследуемых минералов. Выделено три типа анион-радикалов, приводящих к синей окраске. С наличием в полостях анион-радикала $S_3^{\bullet-}$ связана синяя окраска лазурита, большей части гаюинов, нозеана и афганита. Синяя окраска ряда минералов групп канкринита и скаполита вызвана наличием анион-радикалов $(CO_3)^{\bullet-}$ [1]. В работе установлено, что такие анион-радикалы образуются в результате распада экситонных возбуждений, локализованных на анионных группах $(CO_3)_2^-$. Также синяя окраска микропористых минералов может быть вызвана наличием в полостях анион-радикалов $S_4^{\bullet-}$ одновременно в двух конформациях – транс и цис [2]. При этом оттенки синей окраски, связанной с каждым из приведенных хромофоров, для разных минералов отличаются друг от друга (рис. 1).

Более того, форма и положение полос поглощения, связанных с $S_3^{\bullet-}$, зависят от геометрии полости, в которой она находится, поэтому оттенок синей окраски микропористых минералов с различными типами полостей: содалитовая, канкринитовая и т.п. будет отличаться друг от друга (рис. 2). Однако оттенки синей окраски минералов с одинаковым типом полостей, в которых находится анион-радикал $S_3^{\bullet-}$, практически не отличаются [3]. Другим возможным признаком для быстрой диагностики является фотолюминесценция анион-радикалов $S_2^{\bullet-}$, которые также содержатся в данных минералах. Оттенок люминесценции тоже зависит от типа полости, в которой находится анион-радикал. Это открывает возможность для определения минералов с помощью обычной камеры в смартфонах. Также в работе приводятся результаты по фото- и термохимическому преобразованию внекаркасных компонентов в минералах групп содалита и канкринита [3].

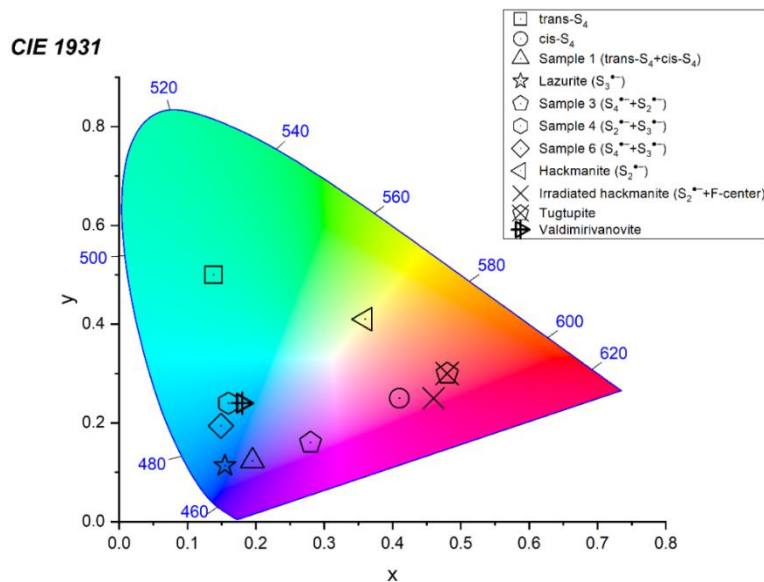


Рис. 1. Окраска некоторых микропористых минералов: Sample 1 – синий гаюин (Малобыстринское, Слюдянка), Sample 3 – лиловый гаюин (Малобыстринское, Слюдянка), Sample 4 – светло-голубой гаюин (Малобыстринское, Слюдянка), Sample 6 – слюдянкаит (Малобыстринское, Слюдянка), Lazurite – лазурит (Малобыстринское, Слюдянка), Hackmanite – гакманит (Карнасурт, Ловозеро), Valdimirivanovite – Владимиривановит (Тултуйское, Слюдянка), Tugtupite – тугтупит из месторождения Илимаусак, Исландия, trans-S₄ – обозначен гипотетический минерал группы содалита, содержащий только транс-S₄ комплексы, а cis-S₄ – гипотетический минерал группы содалита, содержащий только цис-S₄.

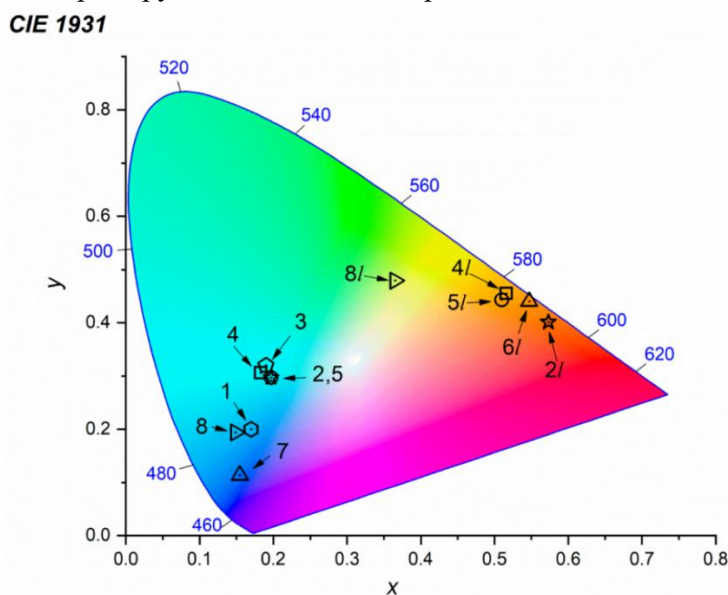


Рис. 2. Цветовые координаты окраски минералов: (1) облученного канкринита ($(\text{CO}_3)^{\bullet-}$) (Жидой, Иркутская область), (2) кианоксалита ($\text{S}_3^{\bullet-}$) (Флора, Ловозеро), (3) облученного кианоксалита ($\text{S}_3^{\bullet-} + (\text{CO}_3)^{\bullet-}$), (4) афганита из Сарисанга ($\text{S}_3^{\bullet-}$), (5) афганита из Ляджварды ($\text{S}_3^{\bullet-}$), (7) лазурита ($\text{S}_3^{\bullet-}$) (Малобыстринское, Слюдянка) и слюдянкаита (Малобыстринское, Слюдянка) ($\text{S}_3^{\bullet-} + \text{S}_4$) (8), а также люминесценции: 2l – кианоксалита; 4l – афганита из Сарисанга; 5l – афганита из Ляджварды; 6l – нозеана (Айфель, Германия); 8l – слюдянкаита [3].

Наиболее термически стабильными являются хромофоры $S_3^{\bullet-}$, наименее стабильными – S_4 , которые при нагревании переходят в $S_3^{\bullet-}$. При наличии в полостях каркаса анионных групп CO_3 и анион-радикалов $S_3^{\bullet-}$ возможен фотоперенос электрона между ними, что приводит к изменению оттенка синей окраски (рис. 2).

Показано, что комбинированный мультиметодный подход, включающий в себя колебательную (ИК и КР) и электронную спектроскопию и ЭПР, является эффективным инструментом для обнаружения и идентификации внекаркасных компонентов в микропористых материалах.

Эмпирические формулы исследованных в работе минералов:

1) канкринит: $Na_{6.47}Ca_{1.23}K_{0.01}[Al_{5.97}Si_{6.03}O_{24}](CO_3)_{1.45}(SO_4)_{0.03}Cl_{0.01} \cdot 2H_2O$ [1, 4];

2) кианоксалит: $Na_{5.42}K_{0.12}Ca_{0.11}(Si_{6.63}Al_{5.37}O_{24})(C_2O_4)_{0.20}(SO_4)_{0.07} \cdot nH_2O$ [2];

3) нозеан: $(H_3O)_xNa_{5.72}K_{0.64}Ca_{0.33}(Si_{6.43}Al_{5.51}Fe_{0.06}O_{24})(SO_4)_{1.21}Cl_{0.11}F_{0.09}(CO_2)_{0.11} \cdot nH_2O$ [2];

4) афганит (Сарисанг): $Na_{21.46}Ca_{9.19}K_{1.30}(Si_{24.08}Al_{23.65}Fe_{0.27}O_{96})(SO_4)_{6.25}Cl_{5.38} \cdot nH_2O$ [2];

5) афганит (Ляджварда):

$Na_{19.33}Ca_{10.88}K_{1.27}(Si_{23.98}Al_{23.85}Fe_{0.17}O_{96})(SO_4)_{6.85}Cl_{6.24}(CO_2)_{0.05} \cdot nH_2O$ [2];

6) синий гаюин (Sample 1):

$Na_{6.24}Ca_{1.49}K_{0.05}(Si_{5.99}Al_{6.01}O_{24})(SO_4)_{1.50}(H_2S)_{0.075}(S_4)_{0.09}Cl_{0.10}F_{0.24}(CO_2)_{0.16} \cdot nH_2O$ [1];

7) лиловый гаюин (Sample 3):

$Na_{6.39}K_{0.06}Ca_{1.57}(Si_{6.08}Al_{5.92}O_{24})(SO_4)_{1.78}(S_4)_{0.03}(S_2^-)_{0.02}Cl_{0.07}(CO_2)_{0.15} \cdot nH_2O$ [1];

8) светло-голубой гаюин (Sample 4):

$Na_{6.45}K_{0.03}Ca_{1.35}(Si_{6.07}Al_{5.93}O_{24})(SO_4)_{1.35}(SO_3^-)_{1.35}(S_2^-)_{0.02}Cl_{0.16}(CO_2)_{0.02} \cdot nH_2O$ [1];

9) слюдянкаит (Sample 6):

$Na_{27.57}Ca_{4.05}K_{0.11}(Si_{24.52}Al_{23.48}O_{96})(SO_4)_{6.06}(S_0)_{2.42}Cl_{0.12}(CO_2)_{1.43} \cdot 2.21H_2O$ [1];

10) лазурит: $(Na_{6.97}Ca_{0.88}K_{0.10})_{7.96}(Si_{6.04}Al_{5.96}O_{24})(SO_4)_{1.09}(S_3^-)_{0.55}(S_2^-)_{0.05}Cl_{0.04} \cdot 0.72H_2O$ [1];

11) владимиривановит: $Na_6Ca_2(Al_6Si_6O_{24})(SO_4, S_3, S_2, Cl)_2 \cdot H_2O$ [5];

12) тугтупит: $Na_8(Si_8Al_2Be_2O_{24})Cl_2$ [5].

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 22-17-00006).

Литература

1. Kaneva E., Shendrik R. Radiation defects and intrinsic luminescence of cancrinite // Journal of Luminescence. 2022. V. 243. P. 118628.
2. Chukanov N.V., Viganina M.F., Shendrik R.Yu., Varlamov D.A., Pekov I.V., Zubkova N.V. Nature and Isomorphism of Extra-Framework Components in Cancrinite-and Sodalite-Related Minerals: New Data // Minerals. 2022. V. 12. P. 729.
3. Chukanov N.V. et al. Crystal chemistry, isomorphism, and thermal conversions of extra-framework components in sodalite-group minerals // Minerals. 2022. V. 12. P. 887.
4. Shendrik R., Kaneva E., Radomskaya T., Sharygin I., Marfin A. Relationships between the Structural, Vibrational, and Optical Properties of Microporous Cancrinite // Crystals. 2021. V. 11. P. 280.
5. Chukanov N.V. et al. Isomorphism and Mutual Transformations of S-Bearing Components in Feldspathoids with Microporous Structures // Minerals. 2022. V. 12. P. 1456.

**ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ ПО
ГЕОДИНАМИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ И ГАЗОВОЙ ТОМОГРАФИИ
В СОСТАВЕ ЕДИНОГО ПОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ
СТРУКТУРНЫХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Шерматова С.С.¹, Хотченков Е.В.², Титов Г.И.²

¹ Горный институт НИТУ «МИСиС», Москва

² Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Очевидно, что газовые аномалии на земной поверхности связаны с высокопроницаемыми зонами недр и рассматриваются как одна из причин их геопатогенного воздействия [1]. Исследованиями по геодинамическому районированию [2] выделены активные зоны земной коры, в том числе для Московской области [3]. Отмечена приуроченность аварийных объектов к ряду границ блоков земной коры (геодинамически активным зонам), но в целом положение, признаки активности, воздействие на окружающую среду выделенных границ блоков изучено мало. С другой стороны, в Российском университете дружбы народов разработан и нашел применение в области гидрогеологии, инженерной и нефтяной геологии метод газовой томографии и метод микрогеодинамического картирования (МГДК) [4]. Метод позволяет картировать в трехмерном пространстве закрытые геологические структуры (складки, разломы по фиксируемым в почвенном воздухе аномалиям различных газов, в том числе радиоактивных – радона и торона).

Возникает задача в методической увязке упомянутых двух методов и оценки возможностей их совместного применения не только на объектах освоения недр, но и на других территориях различного назначения.

Метод геодинамического районирования недр — метод изучения блочного строения, напряженного и газогидродинамического состояния массива горных пород, выявления, оценки и контроля зон риска в нем в целях повышения геодинамической и экологической безопасности при освоении недр и земной поверхности, устойчивого развития территорий.

При полевых работах обследуются места выходов на поверхность тектонических нарушений шахтных полей и проводятся измерения элементов залегания нарушенности. Методами тектонофизики оценивается величина активных горизонтальных сил, ответственных в конечном счете за напряженное состояние земной коры и литосферы в целом, перемещение литосферных плит и силовое взаимодействие блоков разного иерархического ранга.

В практическом плане целью является определение геодинамически опасных зон – границ геодинамических блоков, характеризующихся тектоническими нарушениями различного порядка, представленных сильнотрещиноватыми дезинтегрированными породами, имеющими повышенные фильтрационные характеристики, неблагоприятные в отношении частоты негативных геологических явлений.

Метод газовой томографии – метод, основанный на регистрации радиоактивных (радон, торон) и нерадиоактивных (углекислый газ, метан, пары ртути) газов в почвенном воздухе как наиболее чувствительный и технологичный полевой метод выявления ослабленных зон горных пород, зон повышенной трещиноватости и разрывных нарушений [4].

Для построения карт используются как исходные значения содержания радона, торона, метана, углекислого газа, паров ртути, так и их нормированные значения относительно фона, полученные в процессе обработки первичных данных. Анализ планового распределения аномалий позволяет сделать выводы о простирании основных структур, наличии тектонических нарушений, блоковой строении участка.

В целях изучения возможностей комбинирования вышеописанных методов в 2022 г. были запланированы и осуществлены полевые работы на территории Московской и Кемеровской областей.

На первом этапе был заложен газохимический профиль вкрест простирания одной из границ блоков II ранга (по классификации из [2]), выделенных на карте масштаба 1:1 000 000 на юге Московской области в районе дер. Дубнево Ступинского района, выявленных по результатам геодинамического районирования в 2002 г. [5].

В мае 2022 г. проведена газохимическая съемка профилем длиной 7.5 км (шаг съемки 50 м), начинающимся от с. Сотниково и идущим на север, пересекая зону, где в 2002 г. работами по геодинамическому районированию были определены границы геоблоков.

По результатам интерпретации данных полевых работ в районе пикетов 70–80 выделена проницаемая зона, прослеживаемая до глубины 1.5 км и перекрытая поверхностными отложениями. Под зоной влияния разлома обычно понимается область деструкции, связанная с формированием разлома и движениями по нему. В ее пределах горные породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, расщепление, формирование разрывов оперения) и реологическим (изменение физических свойств по глубине или в связи с длительностью развития разлома), петрографическим (метаморфизм разных стадий), структурным (сгущение разрывов оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям [6].

Зафиксированное проведенными полевыми исследованиями по методу газовой томографии тектоническое нарушение совпадает с выделенной ранее методом геодинамического районирования границей блока II ранга, проходящей по линии Коломна – Малино – Чехов.

В практическом плане это может означать, что методы геодинамического районирования и газовой томографии успешно дополняют друг друга, имеются возможности комбинирования методов при решении вопросов геодинамической и экологической безопасности территорий различного назначения. Таким образом, первые результаты комбинирования методов открывают перспективу их дальнейшего совместного использования на территориях различного назначения.

Особенно актуальными такие исследования могут быть в шахтерских регионах, где остро стоит вопрос о снижении эмиссии шахтных газов в атмосферу [7]. В Кемеровской области, где добывается почти 60 % российского угля (в том числе 80 % ценных коксующихся марок), ситуация усугубляется еще и тем, что, в отличие от других угольных регионов, кузбасские шахты являются самыми опасными по уровню газа и угольной пыли.

Для изучения приуроченности поверхностных газовых полей к подземным горным выработкам, выявления геодинамически опасных зон на втором этапе исследований были пройдены шесть взаимно пересекающихся профилей по территории шахтного поля шахты им. Кирова в г. Ленинск-Кузнецкий Кемеровской области длиной от 3 до 6 км. Одновременно осуществлялась фиксация поверхностных геоморфологических проявлений.

Полученные результаты площадной газохимической съемки позволили построить карты газовых полей, выявить аномальные участки концентраций измеряемых газов, определить аномалии градиентного показателя газовых полей, характеризующие интенсивность изменений значений локальных участков. Кроме того, на основе построенных газотомографических разрезов по пройденным профилям, выявляющих разуплотненные зоны тектонических нарушений, построена структурно-тектоническая схема площади исследования. Сопоставление структурно-тектонической схемы с планами ведения горных работ позволяет сделать выводы о наиболее опасных участках в плане геодинамических явлений при разработке месторождения.

Полученные материалы показали, что аномалии обобщенного интегрального показателя газовых полей приурочены к границам отработки шахтного поля. Возможно, это связано с проседанием поверхности над выработанным пространством и разуплотнением пород над контуром выработанного пространства и над целиками.

Совместное применение методов геодинамического районирования и газовой томографии может быть полезно в оценке геодинамической опасности, особенно в тех регионах, где горные удары и техногенная сейсмичность являются реальностью.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 22-27-00728).

Привлечение к участию в работах учащихся образовательных учреждений осуществлено в рамках темы НИР 0119-2022-0002.

Литература

1. Мельников Е.К., Мусийчук Ю.И., Потифоров А.И. и др. Геопатогенные зоны – миф или реальность? // Знание. 1993.
2. Батугина И.М., Петухов И.М. Геодинамика недр. М.: Недра, 1996. 232 с.
3. Алексеев В.К., Батугин А.С., Батугина И.М., Гаранькин Н.В. Геодинамическое районирование территории Московской области. Ступино, 2003.
4. Диваков В.И. Метод микрогеодинамических исследований – новый метод в геологии // Вестник Российского университета дружбы народов, сер. Геол. и разв. пол. ископ. М., РУДН. 1996.
5. Батугин А.С., Хотченков Е.В., Диваков Д.В., Емельянов С.И., Шерматова С.С. Газохимические исследования границ блоков земной коры на юге Московской области // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2022. № 11. С. 163–172. DOI: 10.25018/0236_1493_2022_11_0_163.
6. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
7. Батугин А.С. О роли тектонофизических исследований в оценке промышленной и геозкологической безопасности разработки угольных месторождений // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2021. № 2–1. С. 241–250. DOI: 10.25018/0236-1493-2021-21-0-241-250.

ОСОБЕННОСТИ БЛЕКЛЫХ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУТНОВСКОЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Шишканова К.О., Округин В.М.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
lvod@kscnet.ru

Блеклые руды – сложные химические соединения, которые являются носителем группы ценных в промышленном отношении элементов. Они представляют группу сульфосолей с общей формулой $R^+_{10}R^{++}_2X_4S_{13}$, R – металлы, X – полуметаллы, S – сера. Основные катионы одновалентных металлов – Cu^+ , Ag; двухвалентных металлов – Zn, Fe, Cu^{++} , реже – Hg; полуметаллов – As, Sb, Bi, Ge, Te. Более конкретная модификация формулы характеризуется в виде $Cu_{12}(Sb,As)_4S_{13}$. Сурьмяные блеклые руды именуют тетраэдритом, мышьяковые – теннантитом. Они обладают удивительным изоморфизмом как в катионной, так и в анионной части, что, в свою очередь, важно для уточнения особенностей их химического состава и выделения различных видов и подвидов [1].

В данной работе представлены сведения о химическом составе блеклых руд, характере их распространенности и разновидностях на примере южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка). Оно отнесено к комплексному золото-серебро-полиметаллическому месторождению. Находится в 60 км к юго-западу от г. Петропавловска-Камчатского, на территории, где также располагаются Родниковое эпitherмальное золото-серебряное и Северо-Мутновское парогидротермальное месторождения.

Основная рудовмещающая структура – Жировской палеовулкан позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста, располагающийся на пересечении субмеридионального отрезка Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простирания [2, 3].

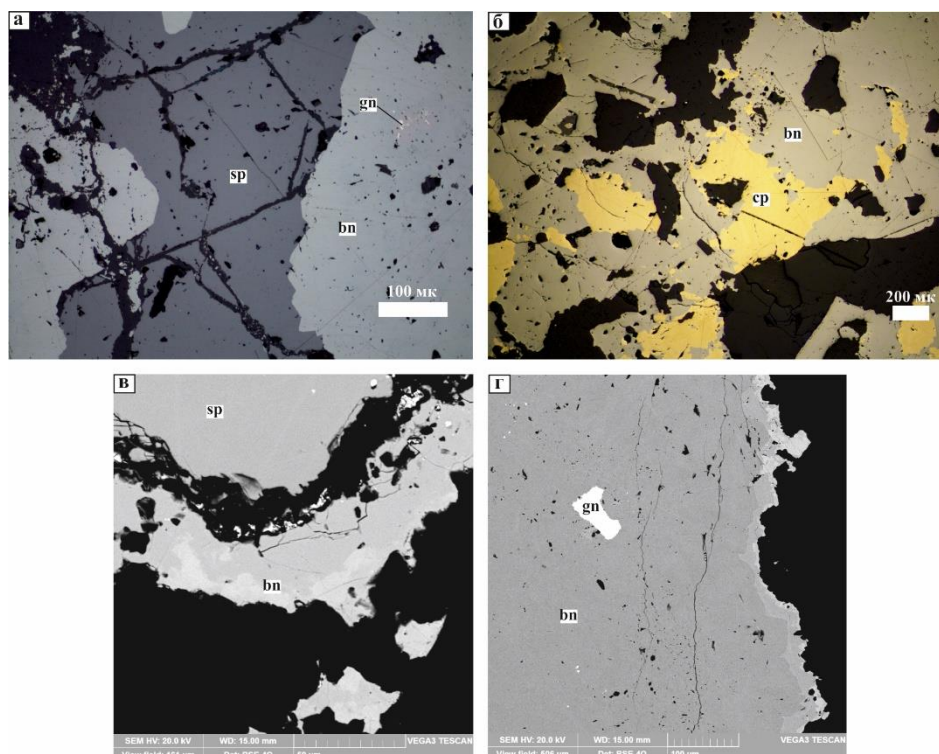
В геологическом строении принимают участие олигоцен-миоценовые, плиоценовые, плейстоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные (андезиты, андезибазальты, базальты, дациты, туфы, туфопесчаники) образования жировской, ахомтенской, мутновской толщ, асачинской свиты и алнейской серии, а также современные голоценовые отложения [3–5].

В пределах месторождения выявлено и в различной степени изучено более 160 кварцевых, кварц-карбонатных, карбонатных жил, зон прожилкования, минерализованных зон дробления, несущих золото-серебро-полиметаллическое оруденение. В главной жиле «Определяющая» сосредоточено до 80 % всех запасов месторождения. В ее пределах выделяется северный фланг с малосульфидным золото-серебряным и южный – с сульфидно-полиметаллическим (золото-серебро-полиметаллическим) типом руд. Условно можно говорить о центральном фланге, локализованном между южным и северным, на территории которого встречаются оба типа руд. Повсеместно на месторождении также распространены марганцевые, марганец-кварц-карбонатные руды.

Месторождение характеризуется удивительным разнообразием текстур и структур, неоднородным зональным строением слагающих их агрегатов.

Минеральный состав руд главной жильной зоны Определяющая крайне неоднороден, в большинстве случаев представлен зональными минералами при неравномерном распределении в них элементов-примесей. Отличается присутствием редких минералов, не типичных для классических эпитермальных объектов: энаргит, диафорит, овихиит, станноидит и др.

Блеклые руды относятся к наиболее интересному минеральному сообществу, определяющему специфику месторождения. Они входят в группу второстепенных и редких минералов. Распространены в виде сплошных масс или вкрапленников в жильной или вмещающей породе с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Наблюдаются в сфалерит-галенит-кварцевой, пирит-сфалерит-кварцевой, халькопирит-блеклорудной минеральных ассоциациях. Типичным типоморфным признаком исследуемых минералов следует вынести их крайнюю неоднородность и по составу, и по структуре. С помощью методов сканирующей электронной микроскопии выявлено неоднородное строение в виде мозаично-пятнистых и зональных обособлений с участием нескольких микрофаз, различающихся интенсивностью (рисунок).



Микрофотографии блеклых руд в отраженном свете (а, б); зональное строение блеклых руд, изображения BSE SEM (в, з). sp – сфалерит, bn – блеклые руды, gn – галенит, cp – халькопирит.

Состав существенно меняется вблизи различных ассоциирующих с ним минералов. К блеклым рудам приурочена большая часть редких рудных минералов, а именно различных теллуридов, сульфосолей серебра, висмута и др. Дендриты, сложенные блеклыми рудами, обнаружены впервые. Представлены двумя фазовыми разновидностями: срастания с сульфоселенидами свинца, висмута, серебра и содержащие теллур и висмут.

По результатам проведенных исследований блеклые руды месторождения Мутновское характеризуются сложным химическим составом со значительными вариациями концентраций слагающих их компонентов. Согласно существующим классификациям [1], по соотношению основных полуметаллов среди блеклых руд выделено несколько минеральных видов, меж- и внутривидовых разновидностей, т.е. блеклые руды со смешанным составом, а также целым рядом внутривидовых разновидностей: мышьяковистые (теннантит), сурьмянистые (тетраэдрит), промежуточные члены – мышьяк-сурьмянистые (теннантит-тетраэдрит). Существенно преобладают теннантит и теннантит-тетраэдрит с повышенными концентрациями мышьяка (12.50 %). К внутривидовым относятся: Zn-теннантиты, Ag-теннантиты, Zn-тетраэдриты, Zn-теннантит-тетраэдриты, Ag-содержащие Zn-теннантиты, Ag-содержащие Zn-тетраэдриты, Ag-содержащие Zn-теннантит-тетраэдриты, аннивит-Zn-теннантиты, Te-содержащие Zn-теннантиты, Bi-Te-содержащие Zn-теннантиты, Te-содержащие теннантит-тетраэдриты, голдфилдит-теннантит-тетраэдриты.

Почти все блеклые руды исследуемого объекта содержат цинк. Однако его количество в разных минеральных видах неравномерное и изменяется от 0.00 до 9.24 %. Повсеместно присутствует железо, содержание которого не превышает 4.37 %. Максимальные значения встречены в Ag-теннантитах.

Основной особенностью блеклых руд месторождения является нахождение серебра. Выделены две разновидности: малосеребряные (до 2.20 %) – в теннантит-тетраэдритах и высокосеребряные (до 20.26 %) – в теннантитах и тетраэдритах.

Zn-теннантиты и Zn-теннантит-тетраэдриты содержат висмут и теллур. Данные разновидности обладают неоднородным строением, при этом темные фазы – Zn-теннантиты или Zn-теннантит-тетраэдриты – содержат незначительные количества теллура или висмута, а наиболее светлым участкам соответствуют голдфилдит-теннантит-тетраэдриты в виде мелких включений в сфалерите с содержанием теллура до 17.38 %.

Особенности высокотеллуристых блеклых руд – небольшое количество цинка и железа и полное отсутствие серебра. В сростании с голдфилдит-теннантит-тетраэдритами установлены аннивит-теннантиты. Для минералов характерны значительные содержания цинка (8.29 %), они носят название аннивит-Zn-теннантиты с концентрацией висмута до 4.22 %. Ранее в голдфилдит-теннантит-тетраэдритах изученного месторождения была обнаружена примесь Se до 2.3 %.

Из редко встречающихся элементов в составе исследуемой группы минералов присутствует марганец в количестве, не превышающем 0.65 %. Он фиксируется повсеместно во всех трех разновидностях, но больше всего в тетраэдритах.

Таким образом, блеклые руды южного фланга месторождения Мутновское представляют собой сложные соединения переменного состава со значительными вариациями слагающих их химических элементов. Наиболее распространенными являются медь, серебро, цинк, железо, мышьяк, олово, теллур, висмут, сера, селен. Изучение их химического состава, строения, распределения в рудных телах и минералах может быть использовано в качестве критерия в ходе проведения геологоразведочных работ и изучения рудного процесса на месторождении.

Литература

1. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука, 1983. 279 с.
2. Округин В.М. Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В двух кн. Книга 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 712–716.
3. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
4. Артюхов В.Р., Бушуев А.С. Отчет о результатах геологических работ на Мутновском золото-серебряном месторождении (1-й этап) с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.2005 года и технико-экономическим обоснованием временных кондиций. Книга 1. Петропавловск-Камчатский: Министерство природных ресурсов РФ, СТЕППС ИСТ, Камчатгеология, 2005. 131 с.
5. Райхлин А.И., Иноземцев И.Н. Отчет о результатах геологических работ на Мутновском золото-серебряном месторождении (1-й этап) с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.2005 года и технико-экономическим обоснованием временных кондиций. М.: Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и недропользования. 2007. 180 с.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ОПОЛЗНЕВЫХ СКЛОНОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВА ОЛЬХОН

Шубин А.П., Светлаков А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, beargrils19@gmail.com

В связи с интенсивным освоением территории о. Ольхон возрастает техногенное воздействие на его геологическую среду; следовательно, необходим прогноз и анализ динамики изменения рельефа, а также оценка территории в аспекте устойчивости и пригодности их для использования. Целью работы является оценка состояния склонов в прибрежной зоне о. Ольхон на предмет устойчивости к оползневому процессам.

Остров Ольхон расположен в центральной части оз. Байкал, на границе Северобайкальской и Среднебайкальской впадин. Исследования проводились на западном берегу о. Ольхон, в районе мыса Харалдай (рис. 1). В качестве объектов исследования были выделены два оползневых участка. На первом отмечено замедление оползневых процессов, на втором идет активная фаза.

Грунты, которые слагают исследуемую толщу прибрежной зоны, относятся к четвертичным делювиально-пролювиальным и неогеновым озерным, озерно-болотным отложениям. Данные грунты являются средой развития оползней и оказывают большое влияние на формирование рельефа местности [1].



Рис. 1. Район исследования. 1 – зона с замедлением оползневых процессов; 2 – зона активного оползня.

Автоматизированный комплекс АСИС (ООО НПП «ТЕОТЕК», Россия) предназначен для определения физико-механических свойств грунтов, что позволит оценить устойчивость оползневых склонов в береговой зоне о. Ольхон. Испытания образцов дисперсных грунтов методом одноплоскостного среза с целью

исследования прочностных характеристик проходили в соответствии с ГОСТ 12248-2010 в автоматизированном режиме.

Испытание грунтов методом одноплоскостного среза проводилось по схеме неконсолидированного быстрого среза для определения таких характеристик прочности, как угол внутреннего трения (φ) и удельное сцепление (C). Данные характеристики определяют по результатам испытаний путем сдвига одной части образца относительно другой, предварительно нагрузив образец перпендикулярно плоскости среза, поэтому был проведен ряд испытаний, которые позволили определить эти характеристики на приборной базе комплекса АСИС.

Для проведения испытаний использовалось три монолита при вертикальных нагрузках 10, 100, 150 и 200 кПа. Несколько испытаний позволят наглядно определить поведение грунтов с постепенным увеличением нагрузки на них.

Образец ОБШ-22-1 отобран в верхней части первого оползневого склона в приповерхностной части разреза, суглинок тяжелый песчанистый полутвердый. Природная влажность $W=45\%$. Число пластичности $I_p=0.16$. Показатель текучести $I_L=0.03$ достигнут при влажности $W_L=60\%$. Сцепление составило $C=0.0174$ МПа, угол внутреннего трения $\varphi=13.6^\circ$. Минимальное сопротивление срезу составило 0.01 МПа при нормальном напряжении в 0.01 МПа, а максимальное составило 0.7 МПа при нормальном напряжении 0.15 МПа (рис. 2, график 1). Показатель сцепления довольно низкий, также сопротивление срезу в два раза отличается от нормального. Влажность образца близка к влажности текучего состояния. Всё это указывает на возможность возобновления оползневых процессов на данном участке.

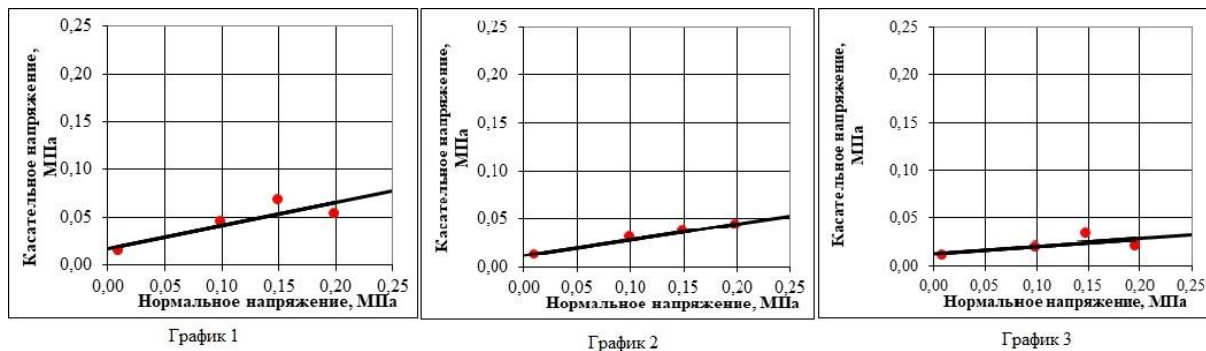


Рис. 2. Графики зависимости касательного напряжения от нормального.

Монолит ОБШ-22-2 отобран у подножья первого склона, представлен глиной тяжелой полутвердой. Природная влажность составила $W=46.5\%$. Число пластичности $I_p=0.48$, показатель текучести $I_L=0.21$ достигнут при влажности $W_L=84.46\%$. Сцепление $C=0.0119$ МПа, угол внутреннего трения $\varphi=9.35^\circ$. Минимальное сопротивление срезу составило 0.01 МПа при нормальном напряжении 0.01 МПа, а максимальное – 0.043 МПа при нормальном напряжении 0.2 МПа (рис. 2, график 2). Показатель сцепления так же довольно низкий, а сопротивление срезу в пять раз ниже нормального. Это подтверждает вывод о том, что на данном склоне возможна активизация оползневых процессов.

Монолит ОБШ-22-3 – глина тяжелая тугопластичная, отобран на активном оползневом склоне. Природная влажность $W=34.3\%$. Число пластичности $I_p=0.28$, показатель текучести $I_L=0.36$ достигнут при влажности $W_L=52.46\%$. Сцепление составило $C=0.0125$ МПа, угол внутреннего трения $\varphi=4.39^\circ$. На данном склоне схожая с первым склоном зависимость сопротивления срезу и нормального

напряжения: минимальное сопротивление составило 0.01 МПа при нормальном 0.01 МПа, а максимальное – 0.033 МПа при нормальном напряжении 0.15 МПа (рис. 2, график 3). Из-за влажности, которая ниже, чем у второго образца, показатель удельного сцепления получился немного выше. Также у данного грунта самый низкий угол трения в сравнении с другими образцами. Различия между нормальным напряжением и сопротивлением срезу в пять раз. Все эти факторы обуславливают активность оползня.

Исходя из полученных данных, можно судить об устойчивости исследуемых грунтов. Анализ графиков показал, что у грунтов второго оползня самый низкий угол внутреннего трения, самые высокие различия в зависимости касательного напряжения от нормального, а также самый высокий показатель текучести, что обуславливает его активность. Показатели сцепления грунтов очень низкие, при увеличении влажности первый склон может перейти в активную фазу, из чего можно сделать вывод о нестабильном состоянии склонов в прибрежной зоне о. Ольхон.

Литература

1. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Сергеев Д.О. Температура пород в современной природно-климатической обстановке степенного Прибайкалья (на примере о. Ольхон) // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV, №5. С. 13–20.

ОСОБЕННОСТИ НЕФРИТООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТАКТЕ СЕРПЕНТИНИТОВ С ДАЙКАМИ МЕТАДОЛЕРИТОВ (УЛАН-ХОДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФРИТА)

Шутов В.А.

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

Нефрит – типичная мономинеральная порода, состоящая из амфибола тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – актинолитового $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ряда. Нефрит является ценным ювелирно-поделочным камнем и играет особую роль в китайской культуре. Природа происхождения нефрита оставляет по сей день множество вопросов, ответы на которые можно получить только при детальном исследовании.

На территории России большинство месторождений и проявлений нефрита сосредоточено в Сибирской нефритоносной провинции. Здесь установлены нефриты апогипербазитового (Восточно-Саянская, Джидинская площади, Парамский массив) и апокарбонатного (Витимская площадь) типа [1]. Нефриты первого типа отличаются оттенками зеленого цвета, а нефриты второго типа – белого.

Улан-Ходинское месторождение является одним из первых коренных месторождений апогипербазитового нефрита в Сибирской нефритоносной провинции [2]. Нефрит на месторождении образует небольшие по размерам линзообразные тела в контактовых зонах серпентинизированных ультрамафитов с различными по составу алюмосиликатными породами.

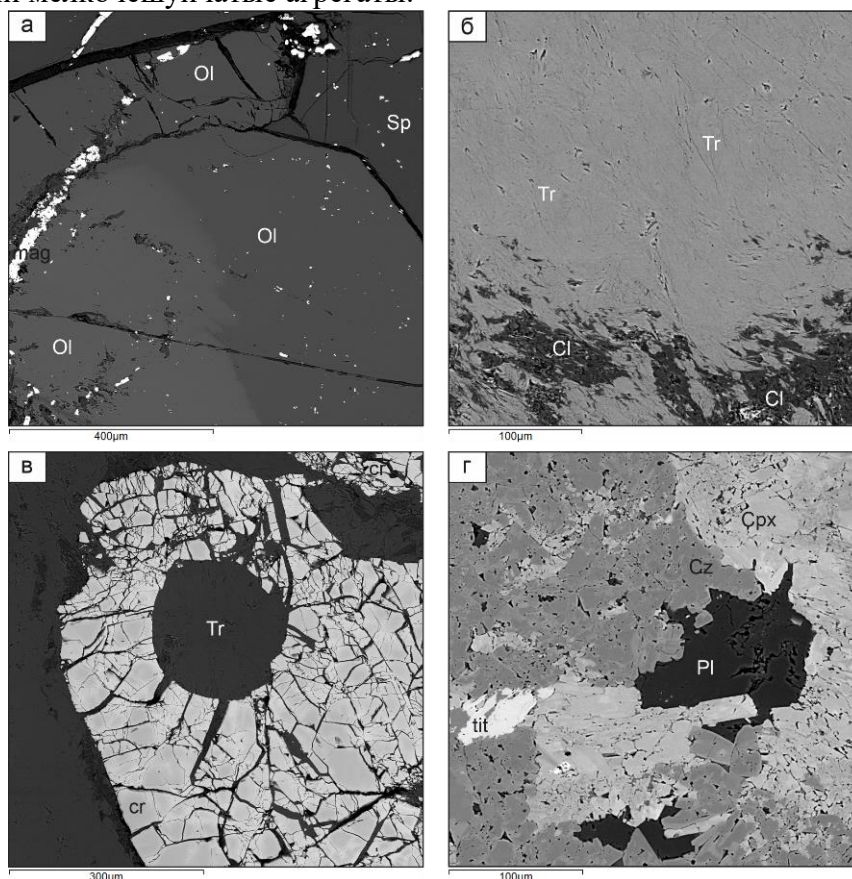
Ранее были представлены результаты изучения процессов нефритообразования на контакте серпентинитов с дайками плагиопорфиров [3]. В настоящем сообщении рассматриваются особенности нефритообразования на контакте серпентинитов с дайками долеритов. Авторами был изучен керн из скважины, включающий в себя разрез вмещающих серпентинитов, метадолеритов и нефритов. Все породы в различной степени претерпели метасоматические изменения.

Серпентиниты характеризуются наличием вторичного оливина (рисунок, *а*). Эти оливины имеют неправильные очертания или «псевдоспинифекс» структуру. Размеры зерен изменяются от 1.0 до 2.5 мм, иногда достигая 4 мм и более. Подобные оливины могут быть образованы в результате дегидратации серпентинитов при внедрении даек метадолеритов в активных тектонических зонах [4]. Из реликтовых минералов присутствует хромшпинелид и магнетит. На участках вблизи контакта с метадолеритами серпентиниты замещаются хлоритом. Это отчетливо проявляется в повышенном содержании алюминия, как на примере пробы 20–25 (таблица).

Метадолериты претерпели значительные изменения. Их состав меняется от слабоизмененного долерита с офитовой структурой до цоизит-диопсид-роговообманкового (рисунок, *з*) метадолерита. Цоизит практически полностью замещает плагиоклаз и образует зерна призматической формы. Диопсид образует неправильные, чаще округлые, зерна с заливообразными контурами, замещающиеся роговой обманкой или хлоритом. Размер зерен достигает 1 мм. Из аксессуарных встречается сфен в виде мелких зерен неправильной формы.

Нефриты состоят преимущественно из волокнистого тремолитового агрегата (рисунок, *б*). Кроме того, они содержат характерный для замещаемых ультрамафитов реликтовый хромшпинелид (рисунок, *в*), в котором по трещинам катаклаза развивается магнетитовая оторочка с высокими содержаниями цинка и ванадия (до

1.90 и 0.32 мас. % соответственно). Также в нефритах содержится хлорит, образующий мелкочешуйчатые агрегаты.



Изменения пород на контакте с нефритом: *а* – вторичные оливины в серпентинитах с реликтами магнетита; *б* – нефрит с участками чешуйчатого хлорита; *в* – реликты катаклазированного хромшпинелида в нефрите; *г* – метадолерит цоизит-диопсидового состава.

Tr – тремолит, Cl – хлорит, Pl – плагиоклаз (альбит), Cz – цоизит, Cpx – пироксен (диопсид), tit – сфен, cr – хромшпинелид, mag – магнетит, Ol – оливин, Sp – серпентин.

Химический состав пород метасоматической зоны с нефритом (мас. %)

Компоненты	20-25	20-32	20-35	20-38	20-42	20-43	20-54	20-58
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33.23	52.47	50.26	42.09	52.14	52.11	39.26	39.10
TiO ₂	0.07	0.37	0.35	0.35	0.01	0.01	–	–
Al ₂ O ₃	5.66	14.77	16.61	20.26	3.00	3.43	0.12	–
Fe ₂ O ₃	12.09	9.49	8.58	9.33	5.05	5.15	6.30	7.13
MnO	0.07	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.05	0.04
MgO	34.34	6.10	5.53	5.21	24.65	24.91	39.53	39.30
CaO	0.99	10.89	11.60	18.42	10.48	10.18	0.23	0.79
Na ₂ O	–	3.50	3.23	0.43	–	–	–	–
K ₂ O	–	0.25	0.29	0.75	0.05	0.06	–	–
P ₂ O ₅	–	0.07	0.06	0.06	–	–	–	–
Сумма	99.25	99.47	98.46	100.18	100	100.61	98.6	100

Примечание. Анализы 1, 7, 8 – серпентиниты; 2–4 – метадолериты; 5–6 – нефриты. Прочерк – содержание элементов ниже предела обнаружения.

Нефриты, образующиеся на контакте серпентинитов и измененных в различной степени долеритов, считаются лучшими по качеству среди остальных типов. Такие нефриты состоят из мономинеральных агрегатов тремолит-актинолитового ряда и обладают спутанно-волокнистой микроструктурой. Широкое развитие высокотемпературных минеральных ассоциаций показывает, что температурный режим образования нефрита, вероятнее всего, значительно выше зеленосланцевой фации метаморфизма, что противоречит выводам предыдущих исследователей [5, 6].

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0006.

Литература

1. Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.
2. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. 149 с.
3. Шутов В.А., Мехоношин А.С. Гранит-порфиры и альбититы Харанурского массива: роль в нефритообразовании // Петрология и рудоносность магматических формаций: Материалы научной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР и РАН Г.В. Полякова и профессора А.Г. Владимирова (Новосибирск, 25–29 апреля 2022 года). Новосибирск: Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 2022. С. 231–232.
4. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Шутов В.А., Белозерова О.Ю. Оливины реститовых гипербазитов юга Сибири // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (Иркутск, 21–25 ноября 2022 года). Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук, 2022. С. 55–57.
5. Harlow G.E., Sorensen S.S. Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections // International Geology Review. 2005. 47. P. 113–146.
6. Сутурин Н.А., Замалетдинов Р.С. Нефриты. М.: Наука, 1984. 292 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ «МАЛЬТИНСКОЙ ТЕРРАСЫ» Р. БЕЛОЙ

Щипанова Е.А.¹, Шитов М.В.²

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

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

Мальтинский геoarхеологический полигон включает в себя комплекс верхнепалеолитических памятников мальтинского типа, расположенных в нижнем течении р. Белой (левый приток р. Ангары) в Усольском районе Иркутской области. Известная из них мировому научному сообществу стоянка Мальта была открыта М.М. Герасимовым в 1928 г. в с. Мальта на левом берегу р. Белой, культурный горизонт которой связан с 16–20-метровой «мальтинской террасой» [2].

Самое детальное на сегодняшний день описание разреза 16–20-метровой «мальтинской террасы» привел Г.И. Медведев с соавторами [5], сопоставив выделенные слои и пачки с подразделениями Региональной стратиграфической шкалы. Оказалось, что в изученном разрезе представлена последовательность отложений в объеме всего верхнего звена неоплейстоцена. Согласно их данным, в разрезе «мальтинской террасы» первая ступень верхнего неоплейстоцена представлена погребенной почвой, являющейся коррелятом игетейской почвы «казанцевского»¹ межледниковья мощностью до 0.5–1.0 м, в основании которой встречается галька, гравий и песок из нижележащей грубообломочной пачки руслового аллювия 16–20-метровой террасы р. Белой. Отложения второй ступени верхнего неоплейстоцена представлены «делювиально-эоловыми» палевыми лессовидными суглинками «муруктинского» времени мощностью 0.8–1.0 м. Образования третьей и четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена представлены «делювиально-солифлюкционными» бурыми и темно-серыми, иногда сизоватыми (оглееными) тонкослоистыми суглинками «позднекаргинского – раннесартанского возраста» с фрагментами гумусовых и иллювиальных горизонтов «позднекаргинских» почв общей мощностью от 0.2 до 1.5 м. Четвертая ступень неоплейстоцена представлена эолово-делювиальными лессовидными суглинками «среднесартанского» (до 1 м) и «позднесартанского» возраста мощностью 0.4–0.6 м. Венчают разрез раннеголоценовые красно-бурые карбонатные лессовидные суглинки, по которым развита современная почва с хорошо выраженными генетическими горизонтами; общая мощность составляет 0.6–1.0 м.

Таким образом, согласно Г.И. Медведеву с соавторами [5], в разрезе «мальтинской террасы» толща мощностью не более 7 м имеет стратиграфический объем всего верхнего неоплейстоцена, причем впервые для мальтинского страторегiona были выделены отложения первой ступени, представленные «казанцевскими» палеопочвами. Ранее все исследователи относили мощную почву в

¹ Поскольку стратотипы региональных подразделений Западной и Средней Сибири после работ В.И. Астахова и Д.В. Назарова признаются большинством исследователей невалидными, а горизонты шкалы – утратившими первоначальное содержание, сохраняя авторскую терминологию здесь и ниже, мы используем термины «казанцевские», «муруктинские», «каргинские» и «сартанские», имея в виду отложения, соответственно, первой, второй, третьей и четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена.

основании мальтинского разреза к отложениям третьей ступени верхнего неоплейстоцена – «каргинскому» горизонту [7–9]. Столь значительное удревание этой почвы авторы никак не обосновали. Возможно, аргументом в пользу такой стратификации являются находки мустьерского облика на расположенном рядом археологическом памятнике Георгиевское-I [4]. Предполагаемая авторами полнота разреза представляется невообразимой, так как некоторые из ступеней (!) представлены отложениями мощностью всего 0.2–0.3 м, как, например, «каргинские» суглинки. Вместе с тем геохронометрических данных по погребенным почвам авторами не получено, а возраст костей представителей мамонтовой фауны оказался крайне молодым, не подходящим для обоснования «докаргинского» возраста отложений.

Никак не доказан авторами генезис лессовидных суглинков – по их мнению, золово-делювиальный, делювиально-оловый и делювиально-солифлюкционный, а также генезис «делювиально-солифлюкционных» тонкослоистых суглинков «позднекаргинского – раннесартанского возраста» со следами оглеения. Эти тонкослоистые суглинки нетипичны для склоновых и оловых отложений.

Установление генезиса проблематичных отложений «мальтинской террасы» (лессовидных и тонкослоистых суглинков) играет ключевую роль при атрибуции верхнепалеолитических памятников и реконструкции природных условий позднего палеолита.

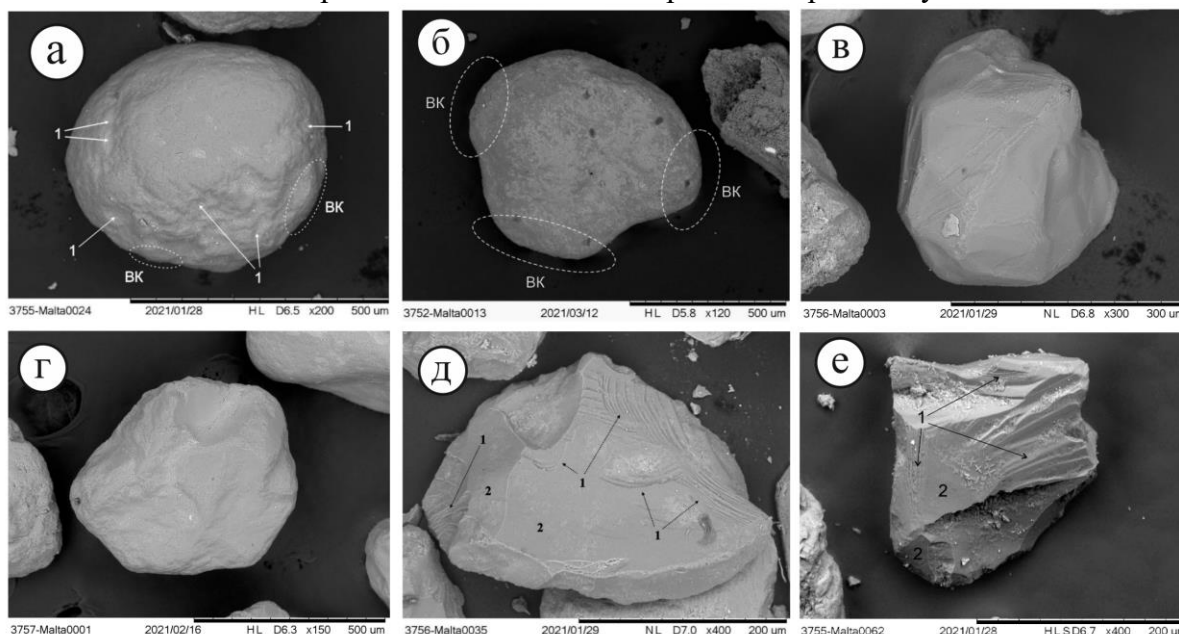
Полевое описание разрезов позднеплейстоценовых отложений проводилось с 2020–2021 гг. на объекте археологического наследия Мальта Мост-3 (правый берег р. Белой) в ходе охранно-спасательных археологических работ под руководством Г.В. Туркина и А.С. Козырева. Дальнейшая их корреляция между собой и другими, известными по литературным данным, разрезами Мальтинского геоархеологического полигона при помощи лито- и хроностратиграфических методов позволила установить, что существующие представления о распространении плейстоценовых аллювиальных отложений р. Белой на относительной высоте не более 20–25 м над урезом воды [3] являются ошибочными. В разрезах археологического памятника Мальта-Мост 3 они обнаружены на относительной высоте до 30–35 м и представлены сложно построенной толщей преимущественно пойменных отложений (песчанистые алевроиты) и отложений прирусловых отмелей (мелко- и среднезернистые пески) с погребенными почвами и маломощными горизонтами субаэральных отложений, фиксирующими многолетнюю изменчивость уровня воды древней р. Белой.

Для установления генезиса проблематичных позднеплейстоценовых отложений (водноосадочные/оловые) и палеогеокриологических условий их формирования применялся гранулометрический анализ и морфоскопический метод. Морфоскопический метод проводился на базе научного парка СПбГУ в Ресурсном центре микроскопии и микроанализа с помощью СЭМ Hitachi TM3000, при 40–400-кратном увеличении, во фракциях 0.315–0.125 мм и 0.50–0.63 мм, что позволило выявить наложенные следы оловой [1] и криогенной [6] переработки песчаных зерен.

Рельеф поверхности кварцевых зерен из лессовидных суглинков и мелкозернистого алевроитистого песка обладает рядом признаков, характерных для оловых отложений – на их поверхности встречаются многочисленные выбоины, микроямчатость и сильновыпуклые округлые края, возникшие в результате сальтации песчаного материала (рисунок, *а, б*); также на частицах присутствуют и следы криогенного воздействия (рисунок, *е*). Субугловатые и округлые зерна

характерны для потоковых условий, в которых происходило сильное истирание, образующее округлые края песчаных частиц (рисунок, в, з). Поверхность песчинок имеет, кроме того, явные следы криогенного воздействия в виде раковистых сколов (рисунок, д), что указывает на периодическое промерзание.

Судя по вещественному и гранулометрическому составу, форме геологических тел, структурно-текстурным и морфоскопическим особенностям изученных покровных субаэральных отложений, нет никаких оснований приписывать им делювиальный или смешанный – делювиально-солифлюкционный, делювиально-эоловый, эолово-делювиальный генезис. Они являются типичными эоловыми отложениями областей развития многолетней мерзлоты в аридных условиях.



Морфоскопия песчаных зерен: а – песчаное зерно с микроямчатой поверхностью (1), эоловые отложения; б – окатанные зерна с выпуклыми краями (BK), водноосадочные (?) отложения со следами эоловой обработки; в, з – субугловатые зерна со следами криогенных изменений, водноосадочные отложения; д – следы криогенных изменений водноосадочных отложений; е – следы криогенных изменений эоловых отложений. 1 – раковистые сколы, 2 – гладкие поверхности сколов.

Исследования проведены с использованием оборудования Ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

Литература

1. Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2014. № 128. P. 93–104.
2. Абрамова З.А., Аникович М.В., Бадер Н.О. и др. Палеолит СССР / Под ред. Б.А. Рыбакова. М.: Наука, 1984. 381 с.
3. Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Низкие террасы долин рек Байкало-Енисейской Сибири и оз. Байкал // *Генезис рельефа*. Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН, 1998. С. 144–153.

4. Липнина Е.А. Мальтинское местонахождение палеолитических культур: современное состояние изученности и перспективы исследования: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Иркутск, 2002. 284 с.
5. Медведев Г.И., Воробьева Г.А., Липнина Е.А. и др. Мальтинский геoarхеологический полигон // Каменный век Южного Приангарья: путеводитель междунар. симп. «Современные проблемы палеолитоведения Евразии». Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. Т. 2: Бельский геoarхеологический район. С. 19–28.
6. Рогов В.В. Особенности морфологии частиц скелета криогенного элювия // Криосфера Земли. 2000. Т. 4, № 3. С. 67–73.
7. Цейтлин С.М. Некоторые вопросы геологии и геологическая периодизация памятников палеолита Сибири // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1972. № 38. С. 116–125.
8. Цейтлин С.М. Геология палеолита Верхнего Приангарья // Древняя история народов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1975. Вып. 3. С. 59–73.
9. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 287 с.

МОНИТОРИНГ ДИНАМИКИ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ БПЛА: РАЗРАБОТКА МЕТОДИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ

Юрьев А.А., Мазаева О.А., Тарасова Ю.С., Бабичева В.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, zuzua2016@gmail.com

В настоящее время беспилотные летательные аппараты (БПЛА) широко используются в различных областях и рассматриваются как стандартный исследовательский инструмент для картографирования и создания детальных 3D моделей и ортофотопланов [1]. Однако универсальной методической технологии для решения различных задач не существует.

Имеющиеся литературные данные касаются сравнительной оценки точности моделей рельефа, получаемых с помощью БПЛА и лазерного сканирования, лидарной съемки [2], тахеометра и БПЛА [3], создания высокоточных цифровых моделей высот (ЦМВ) с использованием съемки ГНСС-БПЛА [1].

В 2020 г. рабочая группа комиссии Международной ассоциации инженерной геологии (IAEG C35) "Методы и подходы мониторинга в инженерной геологии" представила обзор БПЛА и их потенциальные возможности в таких областях инженерной геологии, как сбор аэрофотоснимков опасных природных явлений, обследование оползней, оперативное картирование селевых потоков, структурный анализ и классификация массива горных пород, картирование поверхности и трещин в естественных и открытых карьерах, анализ устойчивости склонов, мониторинг водных объектов, затопления, измерение уровня воды, мониторинг снежного покрова для мониторинга ледников и снижения риска наводнений, связанных с их прорывами [4].

Квадрокоптер DJI Phantom 4 RTK – уникальная модель дрона из серии DJI Phantom 4, оснащенная модулем RTK, для выполнения геодезических, картографических и других задач. С помощью дополнительного ПО (DJI GS RTK), встроенного в пульт управления дроном, пилотом осуществляется управление Phantom 4 RTK в режимах «Фотограмметрия» (2D и 3D). Это обеспечивает высокую точность и производительность: Phantom 4 RTK предоставляет данные с точностью до сантиметра с использованием небольшого количества точек маршрута.

При выполнении маркшейдерских съемочных работ на открытых разработках было установлено, что все результаты фототриангуляции отвечают требованиям к точности создания планов масштаба 1:500 с сечением рельефа 0.5–1.0 м. В зависимости от масштаба плана была определена максимальная высота полета [5]. На примере оврагов центра Восточно-Европейской равнины была выполнена оценка возможности применения БПЛА для проведения мониторинга их линейного и объемного прироста [3].

Накопленный опыт применения БПЛА доказывает высокую эффективность их использования, но для решения каждой конкретной задачи требуется разработка индивидуальной методической схемы, т. е. детального плана последовательности действий и процедур, которые должны быть выполнены, чтобы получить гарантированно достаточный объем точных данных. Перед авторами стояла цель разработать методическую схему получения достоверных рядов данных по динамике различных форм овражной эрозии с применением БПЛА.

Исследования были проведены в прибрежной зоне Братского водохранилища. Объектом съемки стали различные формы проявления овражной эрозии. Съемка была произведена на участках Хадахан, Рассвет, Улей, Мамонтов, Бараний летом и осенью 2021–2022 гг. На ключевых участках представлены следующие проявления овражной эрозии:

- карстово-эрозионный овраг (уч. Хадахан),
- первичные овраги пологих береговых склонов на участках абразионных берегов, сложенных песчано-глинистыми грунтами (уч. Рассвет),
- вторичные донные овраги долинно-балочных систем (уч. Мамонтов, уч. Бараний),
- овраги на крутых прибрежных склонах водохранилища, сложенных терригенно-красноцветными породами кембрия и продуктами их выветривания (уч. Улей).

При полевых и камеральных работах решались следующие задачи:

- отработка параметров съемки (высота, дальность, время полета);
- распределение и установка постоянных контрольных реперов на ключевых участках для повторных мониторинговых съемок с помощью квадрокоптеров;
- планирование полета;
- съемки с БПЛА;
- создание ортофотоплана и цифровой модели местности (ЦММ);
- выбор на модели расположения естественных опорных точек;
- выявление динамики форм овражной эрозии, а именно получение точных морфометрических параметров форм процессов и рельефа, их динамики (плановое, объемное приращение, продольные и поперечные профили береговых склонов и оврагов).

Эрозионные формы ключевых участков мониторинговых исследований характеризуются различной протяженностью и площадью оврагов, длиной, крутизной, формой, залесенностью берегового склона, крутизной берегового уступа. Задаваемые параметры съемки выбирались таким образом, чтобы отражать геоморфологические особенности каждой из форм проявления овражной эрозии (таблица).

Основные параметры съемки оврагов на ключевых участках

Участок	Режим полета	Высота полета, м	Кол-во снимков, шт	Разрешение орто, см/пикс.	Разрешение ЦММ, см/пикс.	Кол-во контрольных точек, шт
Хадахан	2 D	350	348	8.16	16.3	2
	3 D	50	888	1.3	2.6	2
Мамонтов	2 D	350	143	8.12	32.5	2
	2 D	50	349	1.11	4.45	2
Бараний	2 D	50	668	2.09	4.18	2
Улей	2 D	60	587	2.21	4.41	2
	3 D	60	836	2.12	4.24	2
Рассвет	2 D	60	731	2.2	4.39	3
	3 D	60	836	1.36	5.43	3

Продольное и поперечное перекрытие снимков при съемке составило 70 %. Основным режимом съемки на участках были режимы «Photogrammetry» (фотограмметрия) (2D и 3D). Режим фотограмметрии 3D использовался:

– для детального изучения склоновых процессов на бортах оврагов и последующего точного построения детальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) овражных форм и измерения морфометрических характеристик;

– для детального изучения труднодоступных участков и мест повышенной опасности (высокий абразионный уступ, оползневой склон, абразионный нестабильный уступ в песчаных рыхлых отложениях и т. п.). В условиях уровня водоема 2021 и 2022 гг., приближенных к нормальному подпорному горизонту (НППГ), такими стали участки высоких и низких абразионных берегов.

Режим «Block Segmentation» (разделение на блоки) использовался на участке Бараний и отлично подошел для детальной съемки протяженных (до 3 км) долинно-балочных систем с небольшой высоты (60 м).

Режим «Waypoint Flight» (полет по точкам) использовался в тестовом режиме и далее не применялся вследствие несоответствия решаемым задачам.

Из существующих трех видов точек привязки (GCP) авторы использовали естественные и искусственные. В качестве естественных точек, которые легко обнаружить на снимках, а их координаты измерить, использовались углы постоянных деревянных строений на берегу и бетонных заграждений. Для создания искусственной контрольной точки на ключевом участке в землю забивается железный репер, на который одевается щит, геометрия и центр которого идеально определены и их можно правильно измерить с высокой точностью. Контрольный репер – это контрольная точка съемки (ground control point, GCP), представляющая белый квадрат из фанеры размером 60×60 см, с отверстием в центре для установки на репер и красным крестом для центрирования. Как показали проведенные полевые исследования, такой тип маркера хорошо виден на снимках при высоте полета 60 м (уч. Рассвет) и 350 м (уч. Мамонтов). План полета загружался в программу DJI GS RTK.

Собранный материал выгружался в ПО Agisoft Metashape для проведения фотограмметрических работ. Для построения ЦМР использовался набор точек класса «поверхность», прочие точки исключались из выборки. Оставшиеся точки использовались для построения ЦМР с шагом сетки 0.05 м [6].

В результате выполненных полевых и камеральных работ разработана методическая схема проведения мониторинга комплекса экзогенных геологических процессов в береговой зоне Братского водохранилища с применением БПЛА с целью получения достоверных рядов данных по динамике основных процессов.

Для каждой эрозионной формы были определены оптимальные параметры съемки, которые позволили получить цифровую 3D модель высокого разрешения с минимальными трудозатратами.

Литература

1. Gafurov A.M., Yermolayev O.P., Usmanov B.M., Khomyakov P.V. Creation of high-precision digital elevation models using the GNSS UAV // Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территории. 2021. С. 328.
2. Elsner P., Dornbusch U., Thomas I., Amos D., Bovington J., Horn D. Coincident beach surveys using UAS, vehicle mounted and airborne laser scanner: Point cloud inter-comparison and effects of

surface type heterogeneity on elevation accuracies // Remote Sensing of Environment. 2018. Т. 208. Р. 15–26.

3. Гафуров А.М. Возможности использования беспилотного летательного аппарата для оценки почвенной и овражной эрозии // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2017. Т. 159, № 4. С. 654–667.

4. Giordan D. et al. The use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for engineering geology applications // Bulletin of Engineering Geology and the Environment. 2020. Т. 79. Р. 3437–3481.

5. Колесатова О.С., Красавин А.В. Использование БПЛА для съемки объектов открытых горных работ // Технический университет УГМК. 2020. Верхняя Пышма, Россия.

6. Agisoft (2022) Metashape user manual: professional edition, Version 1.8.5. 118 p.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ

Юрьев А.А., Рыбченко А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, zuzua2016@gmail.com

Цель исследования состояла в определении гранулометрического и минерального состава заполнителя рыхлых несвязных пород в зонах формирования, питания и аккумуляции селевых потоков Тункинских Гольцов в районе пос. Аршан. Сход селевых потоков с южного склона Тункинских Гольцов произошел 28 июня 2014 г. Из семи сформировавшихся потоков в данной работе изучены отложения двух селевых бассейнов: один в бассейне ручья 1-й Безымянный, а второй в бассейне ручья 1-я Шихтолайка. Различие бассейнов заключается в разном геоморфологическом строении бассейнов. В бассейне ручья 1-й Безымянный расположена троговая долина с большим количеством ледниковых отложений, а в бассейне ручья 1-я Шихтолайка троговая долина отсутствует [1].

Для выполнения гранулометрического анализа и количественного минерального анализа заполнителя производился отбор проб в зоне аккумуляции, транзитной зоне и зоне срыва отложений селевого бассейна ручья 1-й Безымянный и зоне аккумуляции, транзитной зоне отложений селевого бассейна ручья 1-я Шихтолайка. Пробы были отобраны из различных микроформ рельефа. Всего была отобрана 61 проба.

Ситовой гранулометрический анализ состоял в разделении заполнителя, частиц на фракции по крупности от <0.25 мм до >3 мм (табл. 1, 2).

По данным ситового гранулометрического анализа определено количественное содержание фракций. Заполнитель, отобранный в зоне аккумуляции отложений селевого бассейна ручья 1-я Шихтолайка, отличается наибольшим содержанием песчаных и пылеватых частиц (менее 0.5 мм) – 37.58 %, а в отложениях селевого бассейна ручья 1-й Безымянный – 27.57 %, что подтверждается более сильным разрушительным эффектом селевого потока по 1-й Шихтолайке.

Таблица 1. Среднее процентное содержание фракций в заполнителе в бассейне ручья 1-й Безымянный

Зоны/ед. из. мм	<0.25	0.25-0.5	0.5-1	1-2	2-3	>3
Транзитная зона	15.36 %	13.72 %	22.60 %	22.63 %	9.84 %	15.80 %
Зона аккумуляции	12.89 %	14.68 %	24.67 %	17.56 %	14.92 %	15.22 %

Таблица 2. Среднее процентное содержание фракций в заполнителе в бассейне ручья 1-я Шихтолайка

Зоны/ед. из. мм	<0.25	0.25-0.5	0.5-1.0	1-2	2-3	>3
Зона срыва	17.06 %	17.36 %	12.93 %	16.85 %	10.57 %	25.21 %
Транзитная зона	11.98 %	17.57 %	23.09 %	18.62 %	15.85 %	12.85 %
Зона аккумуляции	15.71 %	21.87 %	18.01 %	19.63 %	14.08 %	10.67 %

Количественный минералогический анализ позволил определить минералы заполнителя при помощи микроскопа с привлечением специального программного обеспечения (табл. 3, 4).

Таблица 3. Среднее процентное содержание минералов в заполнителе в бассейне
ручья 1-й Безымянный

Зоны/ед. из. мм	Кварц	Слюды	Полевые шпаты	Карбонаты	Сульфиды	Прочие
Транзитная зона	59 %	7 %	6 %	13 %	3 %	1 %
Зона аккумуляции	74 %	6 %	7 %	5 %	2 %	1 %

Таблица 4. Среднее процентное содержание минералов в заполнителе в бассейне
ручья 1-я Шихтолайка

Зоны/ед. из. мм	Кварц	Слюды	Полевые шпаты	Карбонаты	Сульфиды	Прочие
Зона срыва	76 %	7 %	6 %	4 %	2 %	1 %
Транзитная зона	59 %	5 %	5 %	14 %	2 %	1 %
Зона аккумуляции	73 %	6 %	6 %	6 %	2 %	1 %

Сравнение отложений селевых бассейнов ручьев 1-я Шихтолайка и 1-й Безымянный показало, что карбонатного заполнителя содержится больше в отложениях селевого бассейна ручья 1-я Шихтолайка. Это объясняется тем, что селевой поток по бассейну ручья 1-я Шихтолайка имел более сильный разрушительный эффект на карбонатные породы, что подтверждается расчетными данными более высокой скорости и расхода селевого потока [1].

Сложный минеральный состав селевых отложений на склонах Тункинских Гольцов характеризуется в основном стабильным содержанием основных породообразующих минералов. Распределение тяжелых минералов имеет широкий спектр: гранат, дистен, рутил, турмалин и магнетит.

Литература

1. Kadetova A.V., Rybchenko A.A., Kozireva E.A., Pellinen V.A. Debris flows of 28 June 2014 near the Arshan village (Siberia, Republic of Buryatia, Russia) // Landslides. 2016. 13(1). P. 129–140.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ПО ДАНЫМ МНГОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Яварова Т.М.¹, Крупнова Н.А.¹, Сакулина Т.С.²

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, tatyana_yavargova@vsegei.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Повышенный интерес к изучению шельфов восточно-арктических морей, прежде всего, связан с перспективами их нефтегазоносности, в особенности Северо-Чукотского прогиба с мощным осадочным чехлом, по данным разных авторов достигающим от 14–16 до 20–24 км [1, 7]. Расположение прогиба в зоне перехода от континентальной окраины Евразии к поднятию Менделеева в Северном Ледовитом океане и недостаточная геолого-геофизическая изученность, по сравнению с западно-арктическим сектором Российской Федерации, обуславливают сложность расшифровки истории геологического развития региона в целом. Существуют различные мнения о мощности, возрасте пород осадочного чехла и фундамента, о природе коры Северо-Чукотского прогиба [1, 6, 7]. Под вопрос ставится непрерывность прослеживания верхнего слоя консолидированной коры в наиболее погруженной части прогиба.

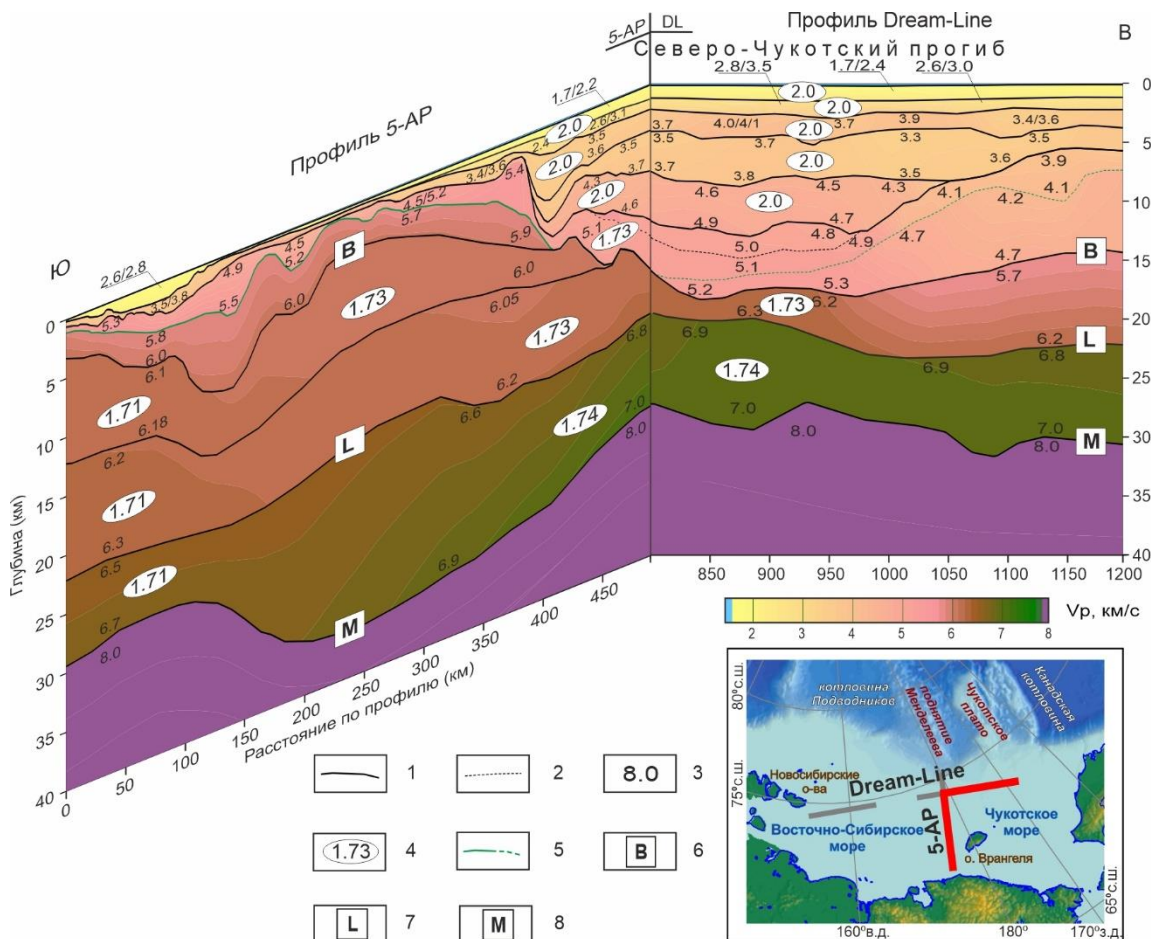
С целью изучения глубинного строения земной коры и верхов мантии в Восточно-Сибирском и Чукотском морях в результате лучевого кинематического моделирования построены скоростные глубинные модели земной коры по двум пересекающимся региональным сейсмическим профилям ГСЗ [1, 3, 7], отработанным ФГУ НПП Севморгео в 2008–2010 гг. (рисунок). Профиль 5-AP протяженностью 560 км расположен в Восточно-Сибирском море – вкост простирания Северо-Чукотского прогиба [5]. Профиль Dream-Line, общей протяженностью 925 км (западная расстановка 295 км и восточная расстановка 540 км), расположен в Восточно-Сибирском и Чукотском морях – вдоль простирания Северо-Чукотского прогиба [4]. Сейсмические работы ГСЗ с многокомпонентными донными станциями проведены по системе наблюдений с шагом между станциями 10 км и 250 м между точками возбуждения. Верхняя часть моделей, включающая осадочный чехол, построена с учетом глубинных сейсмических разрезов по данным МОВ-ОГТ по профилям 5-AP и Dream-Line.

Трехкомпонентная регистрация (X-, Y-, Z-геофоны) волнового поля на сейсмических записях ГСЗ позволяет применить многоволновой подход при построении скоростных глубинных моделей. Анализируются сейсмические скорости не только продольных (V_p), но поперечных и обменных (V_p, V_s) волн. Информативность геолого-геофизических моделей существенно повышается за счет получения параметра отношения сейсмических скоростей V_p/V_s , который может быть использован для верификации типа земной коры [3, 7].

Профиль 5-AP. Мощность осадочного чехла вдоль профиля меняется от 2–4 км до 15–16 км под прогибом, значения скоростей V_p находятся в пределах от 1.8 до 5.5 км/с, значения $V_p/V_s = 2.0$ (рисунок).

Выделен промежуточный комплекс мощностью до 8 км со скоростью сейсмических волн $V_p = 5.7–6.0$ км/с и значениями $V_p/V_s = 1.8$, отличающийся от осадочных толщ по характеру сейсмической записи на разрезе МОВ-ОГТ.

Анализ волнового поля позволил разделить консолидированную кору вдоль профиля на три части с изменяющейся по простиранию профиля мощностью: верхняя кора мощностью до 8 км со скоростью $V_p = 6.1–6.2$ км/с и значениями $V_p/V_s = 1.71–1.73$, средняя кора мощностью до 10 км со скоростью $V_p = 6.2–6.3$ км/с и значениями $V_p/V_s = 1.71–1.73$, нижняя кора мощностью от 8 км под прогибами до 15 км под поднятиями. Общая мощность земной коры (глубина границы М) вдоль профиля меняется по профилю от 27 до 37 км.



Взаимоувязанная модель земной коры и верхов мантии по профилям ГСЗ 5-AP и Dream-Line.

1 – уверенно прослеживаемые границы; 2 – границы, введенные по данным МОВ-ОГТ; 3 – значения скоростей V_p в км/с ($\pm 0.10–0.15$ км/с); 4 – значения отношения скоростей V_p/V_s ; 5 – кровля промежуточного слоя; 6 – подошва осадочного чехла (поверхность фундамента);

7 – кровля нижней коры; 8 – подошва земной коры (граница М).

Профиль Dream-Line. Мощность осадочного чехла меняется от 7–8 км в западной части профиля до 15–16 км – в восточной. Скорость V_p в осадочном чехле возрастает с глубиной от 1.6 до 4.9–5.3 км/с, значения $V_p/V_s = 2.4–1.9$. В пределах осадочного чехла на двух участках профиля Dream-Line и в северной части профиля 5-AP выделен слой с относительно пониженной скоростью.

По аналогии с профилем 5-AP выделен промежуточный комплекс со скоростью $V_p = 4.6–6.0$ км/с и $V_p/V_s = 1.8$. Кровля промежуточного комплекса уверенно

прослеживается на сейсмических записях на профиле 5-AP и западной расстановке профиля Dream-Line. На восточной расстановке профиля в нижней части осадочного чехла в скоростную модель введены границы (рисунок, пунктирные линии), которые прослеживаются на разрезах МОВ-ОГТ, но не всегда выделяются в волновых полях ГСЗ.

Кровля кристаллической коры моделировалась по рефрагированным/ преломленным волнам, которые уверенно прослеживаются в первых вступлениях (Pg) со скоростью $V_p = 5.7\text{--}6.3$ км/с. Мощность верхней коры в западной части профиля Dream-Line составляет 7–12 км, в восточной части – порядка 6–10 км, существенно уменьшается до 2–4 км в районе 800–1050 км профиля под Северо-Чукотским прогибом. Нижняя часть коры имеет мощность 7–12 км, скорость в кровле слоя $V_p = 6.6\text{--}6.9$ км/с, в подошве слоя $V_p = 6.9\text{--}7.2$ км/с и значения $V_p/V_s = 1.74$.

Общая мощность земной коры вдоль профиля составляет 27–30 км с отдельными локальными увеличениями мощности в восточной части профиля до 31–32 км. Это больше, чем для типичной океанической коры, но меньше, чем для типичной континентальной коры. Скорость продольных волн в верхах мантии составляет 8.0 км/с.

Построенные глубинные скоростные модели земной коры и верхов мантии по профилям ГСЗ 5-AP и Dream-Line хорошо увязываются. Наблюдается совпадение разрезов в месте пересечения профилей как по глубине залегания основных границ, так и по значениям скоростей V_p и отношению скоростей V_p/V_s . Мощность осадочного чехла в пределах Северо-Чукотского прогиба составила 15–16 км. По данным сейсмических многоволновых исследований ГСЗ получены следующие значения V_p/V_s для консолидированной коры Северо-Чукотского прогиба: в верхней части консолидированной коры $V_p/V_s = 1.73\text{--}1.75$, в нижней части консолидированной коры $V_p/V_s = 1.73\text{--}1.74$.

Скоростные параметры и соотношения мощностей основных слоев земной коры позволяют сделать вывод о том, что консолидированная кора Северо-Чукотского прогиба соответствует утоненной континентальной земной коре глубоких впадин [1, 2, 4, 5, 7]. С юга на север по профилю 5-AP наблюдается постепенная смена трехслойной консолидированной коры континентального типа на двухслойную утоненную континентальную кору, что соответствует переходному типу земной коры, характерной для шельфовых зон Циркумполярной Арктики [1, 2].

Литература

1. Кашубин С.Н. и др. Структура земной коры зоны сочленения поднятия Менделеева с Евразийским континентом (по геофизическим данным) // Региональная геология и металлогения. 2018. № 74. С. 5–18.
2. Кашубин С.Н. и др. Типы земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.
3. Кашубин С.Н. и др. Поперечные и обменные волны при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях. 2019. 155 с.
4. Сакулина Т.С. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Чукотского прогиба по профилю ГСЗ Dream-line // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 52–65.
5. Сакулина Т.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-AP в Восточно-Сибирском море // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 17–23.

6. Петров О.В., Смелрор М. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. 152 с.
7. Яварова Т.М. Глубинное строение Северо-Чукотского прогиба по данным морских многоволновых сейсмических исследований: Дис. ... канд. геол.-мин. наук: 1.6.9. Геофизика. СПб. 2022. 184 с. URL: <https://spmi.ru/yavarova-tatyana-mikhaylovna>.

ПЛАНОВАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И БЛОКОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБВОДНЕННОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЗОН ДИНАМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА

Янников А.М.

Якутнипроалмаз, Мирный, yannikov90@mail.ru

Оценка и расчет прогнозных водопритоков, а также их изменение как в плане, так и в разрезе напрямую зависят от коэффициента водопроницаемости, характеризующего единичный расход на метр ширины потока подземных вод. Практическая применимость его вариаций заключается в учете наиболее проницаемых и флюидообильных блоков при строительстве как инфраструктуры рудника, так и непосредственно самих подземных горных выработок [1]. Имеющиеся в настоящее время исследования указывают на тесную взаимосвязь проницаемости карбонатных коллекторов и разрывных нарушений [2, 3, 5–7]. Рассмотрим влияние структурно-тектонического фактора на примере кимберлитовых трубок – Айхал, Интернациональная, Удачная и Юбилейная.

Трубка Айхал характеризуется сложной разломной структурой, обусловленной взаимодействием разноориентированных разрывных нарушений. Межразломные блоки представлены трех-, четырех- и, реже, пятиугольниками различной формы. Их размеры существенно варьируются, причем наиболее крупные блоки имеют место в западной части участка, а мелкие – на востоке. Влияние разрывных нарушений на обводнение трубки Айхал сводится к увеличенной емкости пластов-коллекторов вскрываемых нижнеордовикского и верхнекембрийских водоносных комплексов непосредственно в зонах динамического воздействия и на небольшом удалении от них (до 10–15 м). Незначительные мощности выделяемых зон обусловлены в первую очередь низкоранговым характером изучаемых разломов, а также физико-механическими свойствами вмещающих пород [8, 10].

По результатам исследований в пределах шахтного поля месторождения Интернациональная в интервале толбачанского газоводоносного комплекса выделено четыре различных блок-зоны. Блок-зона № 1 характеризует зону сложного структурно-тектонического строения, приуроченного к малоамплитудному тектоническому нарушению, фиксируемому по наличию сближенных кимберлитовых жил, ступенчатых сбросов и флексурным перегибам слоев. Данная зона характеризуется наибольшей величиной $KM = 0.0125–0.0310 \text{ м}^2/\text{сут}$. Блок-зона № 2 характеризует зону оперяющих разломов, зафиксированного малоамплитудного тектонического нарушения. Отличается величиной $KM=0.0079–0.0087 \text{ м}^2/\text{сут}$. Блок-зона № 3 характеризует зону сложного структурно-тектонического строения, приуроченного к малоамплитудному тектоническому нарушению, фиксируемому по наличию сближенных кимберлитовых жил, ступенчатых сбросов (до 1.5 м) и флексурным перегибам слоев. Имеет величину $KM = 0.0064–0.0072 \text{ м}^2/\text{сут}$. Блок-зона № 4 характеризует зону, не осложненную оперяющими разломами или малоамплитудными тектоническими нарушениями. Характеризуется наименьшей величиной $KM = 0.0057 \text{ м}^2/\text{сут}$ [9, 11].

Структурно-тектоническое строение шахтного поля трубки Удачной в рамках проведенных исследований было уточнено по результатам глубокого бурения гидрогеологических, структурных, нефтеразведочных скважин, структурных

поисково-разведочных скважин в сочетании с комплексом ГИС, наземными геофизическими исследованиями, а также инструментальными замерами элементов залегания основных и оперяющих тектонических нарушений, выполненными на стадии открытой отработки месторождения [3, 6]. В результате сопоставления выявленных разрывных нарушений и коэффициента водопроницаемости, определенного по сети опытных скважин, шахтное поле месторождения Удачная было разделено на три блока зоны: зона № 1 – вмещающие породы западного кимберлитового тела, данная зона характеризуется наименьшим $T = 1.6 \text{ м}^2/\text{сут.}$ В данной зоне зафиксировано наименьшее количество оперяющих разломов (4 шт.), также для зафиксированных разломов характерна наименьшая альтитуда смещения, большинство наблюдаемых разрывных нарушений залечены гипсом и сульфидами; зона № 2 – вмещающие породы восточного кимберлитового тела, данная зона характеризуется $T = 2.9\text{--}8.4 \text{ м}^2/\text{сут.}$ Столь значимая разница, по всей видимости, обусловлена влиянием литолого-фациального и тектонического факторов, выделявшихся предыдущими исследователями. В пределах выделяемой зоны зафиксировано восемь взаимно пересекающихся оперяющих разломов, причем для точек узлового пересечения характерна потеря геофизической корреляции, а также обычны карбонатные брекчии, с большим количеством систем субвертикальных открытых трещин, достигающих 10–15 см; зона № 3 – вмещающие породы межтрубного блока, данная зона характеризуется наибольшим $T = 9.7 \text{ м}^2/\text{сут.}$ Зона отличается наибольшей тектонической нарушенностью, причем для наблюдаемых разломов характерны альтитуды смещения (до 5 м), а также существенная открытая тектоническая трещиноватость вмещающих пород.

Проведенные исследования, последующая корреляция и выполненные расчеты позволяют сделать вывод, что на проводимость коллекторов изучаемого интервала оказывает непосредственное воздействие малоамплитудная тектоника, проявленная в виде оперяющих разломов и блоковых дислокаций, непосредственно связанных со структурно-тектоническим строением участка, а также литолого-фациальных особенностей изучаемых толщ. Указанные факторы достаточно тесно связаны со строением самой трубки Удачной, образованной в результате многофазных внедрений ультрабазитовых тел. Восточное тело, вмещающие породы которого характеризуются большей водопроницаемостью, сложено пятью типами кимберлита, а также является уникальным по соотношению ксенолитов глубинных пород как в массовом, так и в процентном соотношении. Западное тело, вмещающие породы которого характеризуются меньшей проводимостью, сложено тремя типами кимберлита, образовавшимися в результате самостоятельных фаз внедрения. Породы межтрубья испытали наибольшее влияние от фаз внедрения при формировании кимберлитовых тел, что, по всей видимости, привело к формированию дополнительной открытой трещиноватости и дополнительной «свободной емкости» коллекторов данной зоны. Перечисленные факторы, вероятно, и сформировали условия по повышенному обводнению северного и северо-восточного флангов месторождения (45 % притока природных рассолов приходится на северо-восточную часть ВРТ, составляющую порядка 20 % от площади шахтного поля месторождения).

Влияние выявленных тектонических нарушений на толщину вмещающих пород трубки Юбилейной определялось при помощи планового изменения параметра водопроницаемости. Определение проводилось при анализе гидродинамического режима и проницаемости пластов-коллекторов нижнеордовикского и верхнекембрийского водоносных комплексов по причине отсутствия подземных или

открытых горных выработок в отметках коллекторов. Выделение зон проводимости было выполнено на результатах опытно-фильтрационных работ, проведенных по скважинам разведки глубоких горизонтов месторождения. Непосредственно в околотрубочном пространстве месторождения было выделено несколько различных блоков-зон. Для выделения блоков-зон были проведены расчеты коэффициента проводимости по сети скважин, пробуренных на разных стадиях разведки. Необходимо отметить, что наиболее проницаемые блоки были приурочены к северо-восточному флангу месторождения, в зоне динамического влияния северо-восточного кимберлитоконтролирующего разлома [4, 6, 8]. Повышенные коэффициенты водопроводимости обусловлены тем, что нарушения данных направлений представляют собой сдвиговые структуры, зоны которых состоят из серии кулис протяженных сколовых трещин, представленных зонами дробления. Все это приводило к формированию дополнительной емкости карбонатных пластов-коллекторов за счет повышения открытой трещиноватости.

Проведенные исследования подтвердили приуроченность наиболее обводненных и проницаемых зон вмещающих пород к северо-северо-восточным флангам месторождений, причем на крупных трубках (Мир, Удачная и Юбилейная) данные зависимости более выраженные, чем на мелких (Айхал и Интернациональная). Данный факт, по всей видимости, обусловлен не только количеством, рангом разрывных нарушений в пределах шахтного поля месторождения, но и общими региональными особенностями структурно-тектонического строения Западной Якутии.

Литература

1. Акишев А.Н., Дроздов А.В., Колганов В.Ф. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный: Мирнинская типография, 2013. 568 с.
2. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. и др. Изотопный состав (Н, О, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 291–304.
3. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Трифонов Н.С., Павлов С.С., Ильин А.В. Рассолы глубоких горизонтов кимберлитовой трубки Удачная // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Новосибирск, 2018. С. 47–52.
4. Гладков А.С. Отчет «Уточнить разломно-блоковое строение вмещающих пород трубок «Юбилейная» и «Комсомольская» по обнаженным откосам карьера в 2011–2012 гг. Фонды ЯНА. Мирный, 2013.
5. Дроздов А.В. Горно-геологические особенности глубоких горизонтов трубки Удачная // Горный информационно-аналитический бюллетень. М. 2011. С. 153–165.
6. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: ИрГТУ, 2008. 507 с.
7. Дроздов А.В., Мельников А.И. Роль разрывных дислокаций в обводнении алмазодобывающих рудников Якутии // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск. 2014. С. 71–81.
8. Янников А.М. Гидрогеология Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Мирный: Изд-во ЗЯНЦ/ЯНА, 2022. 132 с.
9. Янников А.М. Гидрогеология Мирнинского кимберлитового поля. Мирный: Изд-во ЗЯНЦ/ЯНА, 2021. 240 с.

10. Янников А.М., Лепокурова О.Е., Трифонов Н.С. Влияние разрывных нарушений на обводнение и газоносность глубоких горизонтов трубки «Айхал» (Республика Саха (Якутия)) // Вестник ВГУ. Серия геология. 2021. № 1. С. 104–113.

11. Янников А.М., Янникова С.А., Зырянов И.В. Глубинные разломы – определяющий фактор формирования гидрогеологических условий коренных месторождений алмазов // Наука и техника в Якутии. 2021. № 1. С. 14–17.

ВАРИАЦИИ КОЭФФИЦИЕНТА ВОДОПРОВОДИМОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ШАХТНОГО ПОЛЯ ТРУБКИ МИР

Янникова С.А.

Якутнипроалмаз, Мирный, yannikovaSA@yandex.ru

Возобновление добычи алмазов на месторождении Мир требует всестороннего изучения его горно-геологических условий, причем особого внимания заслуживает подробное и детальное изучение гидрогеологических условий и флюидонасыщенности пород в отметках планируемой отработки. Наличие в разрезе проницаемых карбонатных коллекторов, сложной флюидной насыщенности, а также достаточно сложное структурно-тектоническое строение карьерного поля предопределяют сложные гидрогеологические условия [1–7]. Для определения закономерностей влияния разрывных нарушений на коэффициент водопроводимости в пределах шахтного поля трубки Мир в интервале метегеро-ичерского водоносного комплекса были использованы фондовые материалы по результатам работы системы опережающего водопонижения, а также новая информация, полученная в процессе проведения режимных наблюдений и одиночных откачек [3, 6–9]. Выделение отдельных блоков-зон выполнялось по результатам первичного анализа удельных дебитов эксплуатационных скважин и их сопоставления с выделенными системами разрывных нарушений. В результате проведенных исследований, схематично в плане, по параметру водопроводимости, в пределах шахтного поля трубки Мир в интервале метегеро-ичерского водоносного комплекса выделяется семь блоков-зон.

Блок-зона № 1 приурочена к зоне динамического воздействия Параллельного разлома (его северной части). Площадь зоны ~ 1.24 млн м². Контролируется и прослеживается развитием зон брекчирования мощностью от 10 до 15 м. Характеризуется простиранием 10–20° и углом падения 80–85°. Для рассматриваемой зоны характерны пять групп разрывных нарушений, фиксирующихся по смещению пластов, с суммарной альтитудой смещения от 2 до 10–20 м. Наиболее амплитудное тектоническое нарушение контролируется дайкой долеритов и флексурным перегибом слоев, подчиненные разрывные нарушения, как правило, – ступенчатыми сбросами. В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 11 в/п, 12 в/п, 13 в/п, 14 в/п, 17 в/п, 20 в/п, 31 в/п, 32 в/п, 3 нс, 4 нс и 5 нс, имеющие высокие (для объекта изучения) значения КМ = 100–125 м²/сут. Необходимо отметить, что в период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали от 500 до 550 м³/час или 40 % от суммарной производительности.

2-я зона содержит единичные разрывные нарушения без смещений или прочих проявлений складчатой тектоники. Площадь зоны ~ 1.26 млн м². В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 3 в/п, 7 в/п, 8 в/п, 9 в/п, 10 в/п и 36 в/п, имеющие значения КМ = 50–60 м²/сут. В период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали порядка 60 м³/час или 5 % от суммарной производительности.

3-я зона содержит четыре системы разрывных нарушений, причем только две зоны характеризуются незначительными амплитудами смещения (1–2 м). Все разрывные нарушения представлены малоамплитудными взбросами или системами

субвертикальной трещиноватости, проявлений складчатой тектоники в рамках зоны не зафиксировано. Площадь зоны ~ 1.18 млн м^2 . В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 1 нв, 2 нв, 5 нв, 4 в/п, 5 в/п и 6 в/п, характеризующиеся средним значением КМ ~ 40 $\text{м}^2/\text{сут}$. В период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали порядка 40 $\text{м}^3/\text{час}$, или 3 % от суммарной производительности.

4-я зона приурочена к зоне динамического воздействия кимберлитоконтролирующего разлома (его юго-восточной части). Площадь зоны ~ 0.92 млн м^2 . Контролируется и прослеживается развитием зон брекчирования мощностью от 2 до 5 м. Характеризуется азимутом простирания от 50 до 60° и углом падения 70 – 85° . Для рассматриваемой зоны характерны шесть групп разрывных нарушений, фиксирующихся по смещению пластов, с суммарной альтитудой смещения от 2 до 5 м. Наиболее амплитудные тектонические нарушения контролируются, как правило, флексурными перегибами слоёв и надвигами, подчиненные разрывные нарушения, как правило, ступенчатыми сбросами. В качестве опорных в данной зоне использованы эксплуатационные и наблюдательные скважины № 1 в/п, 15 в/п, 27 в/п и 28 в/п, имеющие наибольшие (для объекта изучения) значения КМ = 120 – 150 $\text{м}^2/\text{сут}$. Необходимо отметить, что в период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали от 400 до 430 $\text{м}^3/\text{час}$, или 33 % от суммарной производительности системы осушения.

5-я зона приурочена к зоне динамического воздействия Параллельного разлома (его южной части). Площадь зоны ~ 0.95 млн м^2 . Контролируется и прослеживается развитием зон брекчирования мощностью от 5 до 10 м. Характеризуется простиранием 10 – 20° и углом падения 80 – 85° . Для рассматриваемой зоны характерны шесть групп разрывных нарушений, фиксирующихся по смещению пластов, с суммарной альтитудой смещения от 2 до 10 м. Наиболее амплитудное тектоническое нарушение контролируется дайкой долеритов и флексурным перегибом слоев. Подчиненные разрывные нарушения, как правило, представлены ступенчатыми сбросами. В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 16 в/п, 18 в/п, 19 в/п, 24 в/п, 25 в/п, 26 в/п и 29 в/п, имеющие значения КМ = 40 – 60 $\text{м}^2/\text{сут}$. В период эксплуатации системы опережающего водопонижения, скважины, расположенные в данной зоне, откачивали порядка 140 $\text{м}^3/\text{час}$, или 12 % от суммарной производительности.

6-я зона содержит две системы разрывных нарушений. Все разрывные нарушения представлены малоамплитудными взбросами (до 1 м) или системами субвертикальной трещиноватости, проявлений складчатой тектоники в рамках зоны не зафиксировано. Площадь зоны ~ 1.52 млн м^2 . В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 22 в/п, 23 в/п, 30 в/п, 33 в/п, 1 ню, 2 ню, 3 ню и 3 нз, характеризующиеся средним значением КМ ~ 20 $\text{м}^2/\text{сут}$. В период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали порядка 50 $\text{м}^3/\text{час}$, или 4 % от суммарной производительности.

7-я зона приурочена к зоне динамического воздействия кимберлитоконтролирующего разлома (его северо-западной части). Площадь зоны ~ 1.15 млн м^2 . Контролируется и прослеживается развитием зон брекчирования мощностью от 2 до 5 м. Характеризуется азимутом простирания от 50 до 60° и углом

падения 70–85°. Для рассматриваемой зоны характерны две группы разрывных нарушений, фиксирующихся по смещению пластов, с суммарной альтитудой смещения не более 5 м. Наиболее амплитудные тектонические нарушения контролируются, как правило, флексурными перегибами слоев и надвигами. В качестве опорных в данной зоне выступают эксплуатационные и наблюдательные скважины № 34 в/п и 1 нз, имеющие значения $KM = 50\text{--}60 \text{ м}^2/\text{сут}$. В период эксплуатации системы опережающего водопонижения скважины, расположенные в данной зоне, откачивали порядка $40 \text{ м}^3/\text{час}$, или 3 % от суммарной производительности.

Наибольшей водопроницаемостью и, как следствие, водообильностью обладают зоны № 1 и № 4. Суммарно на них приходится 75 % притоков природных рассолов метегеро-ичерского водоносного комплекса к карьерному полю трубки Мир. Отличительной особенностью данных зон является наличие систем оперяющих разрывных нарушений с незначительными амплитудами или вообще с полным отсутствием смещения пластов. Данный факт позволяет утверждать, что крупные тектонические нарушения, развитие которых сопровождалось в различные геологические периоды возникновением зон, характеризующихся формированием зон вторичной минерализации, повлиявших на общее ухудшение фильтрационных параметров, особенно в осевых частях разрывных нарушений, играют определяющую роль в формировании емкостных запасов трещиноватых коллекторов. Системы разрывных нарушений более низкого порядка являлись в данном случае зоной активизации массопереноса как в плане (с юга на север), так и в разрезе (при внедрении магматических тел основного и ультраосновного состава). Другими словами, главным и определяющим фактором при формировании емкости в карбонатных коллекторах является наличие систем оперяющих разрывных нарушений, представленных малоамплитудными взбросами или системами субвертикальной трещиноватости, при наличии крупного разлома.

Наименьшими фильтрационными параметрами характеризуются зоны № 2, 3, 6 и 7. Причем данные зоны несколько отличны по структурно-тектоническим условиям. Формирование более низких параметров можно связать со следующими условиями: отсутствием в зоне разрывных нарушений, наличием разломов без формирования систем оперяющих разрывных нарушений, особенно при условии заполнения их осевой части магматическими образованиями или зонами вторичной минерализации, фиксируемыми разломами, не представленными малоамплитудной складчатой тектоникой сбросово-надвигового характера.

Литература

1. Акишев А.Н., Дроздов А.В., Колганов В.Ф. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный: Мирнинская типография, 2013. 568 с.
2. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. и др. Изотопный состав (Н, О, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 291–304.
3. Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 319 с.
4. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. Природные и техногенные процессы в криолитозоне Якутской алмазоносной провинции // Материалы второй конференции геокриологов России. М.: МГУ, 2001. Т. 2. С. 3–9.

5. Гладков А.С. Научно-технический отчет «Детальное картирование разломно-блоковой структуры месторождения трубки «Мир» для прогнозирования водопроялений в подземные горные выработки рудника и развития гидрогеомеханических процессов». Мирный: Якутнипроалмаз, 2014.
6. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: ИрГТУ, 2008. 507 с.
7. Янников А.М. Гидрогеология Мирнинского кимберлитового поля. Мирный: Изд-во ЗЯНЦ/ЯНА, 2021. 240 с.
8. Янников А.М., Янникова С.А., Зырянов И.В. Глубинные разломы – определяющий фактор формирования гидрогеологических условий коренных месторождений алмазов // Наука и техника в Якутии. 2021. № 1. С. 14–17.
9. Янников А.М., Янникова С.А., Корепанов А.Ю. Изменение коэффициента водопроницаемости метегеро-ичерского водоносного комплекса в пределах Мирнинского кимберлитового поля (Якутия) // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2021. № 3. С. 96–103.

ВЛИЯНИЕ РЕЖИМА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА УДЕЛЬНУЮ АКТИВНОСТЬ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Ярошук Е.И., Чаркин А.Н., Горячев В.А.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, e.yaroshchuk@poi.dvo.ru

Геохимия естественных радионуклидов и их перераспределение между водной и твердой фазами широко изучаются в течение многих лет. Геохимические различия между природными радиоактивными элементами (Th, U, Ra, K) позволяют использовать их в качестве индикаторов различных геологических и биогеохимических процессов. В породообразующих минералах, которые остаются геохимически нетронутыми, все естественные радионуклиды относительно друг друга остаются в состоянии, известном как вековое равновесие. В этом состоянии активность всех членов ряда одинакова, а отношение активности (AR) равно определенной величине. Однако из-за различных химических свойств нуклидов в природе под влиянием различных биогеохимических процессов в каждой серии возможны изменения векового равновесия [1]. Подвижность радионуклидов в водной среде определяется их геохимическими характеристиками, такими как растворимость, способность к комплексообразованию и способность к адсорбции на минеральных поверхностях [2, 3].

За последнее время опубликован ряд работ, описывающих поступление и распределение растворенных и взвешенных естественных радионуклидов в моря Восточно-Сибирского арктического шельфа [4, 5], в том числе за счет субмаринной разгрузки грунтовых вод [6, 7]. Абсолютно нет никакой информации об уровнях и особенностях адсорбции/десорбции естественных радионуклидов в поверхностных морских осадках Восточно-Сибирского арктического шельфа (ВСАШ). На фоне возникших в ВСАШ уникальных биогеохимических условий, связанных с поступлением огромного количества терригенного материала за счет термоабразионных процессов, возникает вопрос, как данные процессы могут влиять на поступление и накопление естественных радионуклидов в поверхностных осадках.

Таким образом, целью данной работы является установление особенностей транспорта и адсорбции/десорбции естественных радионуклидов ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K в условиях мелководного шельфа и массивованного поступления терригенного материала в прибрежные воды ВСАШ.

Материалом для исследования послужили 54 пробы поверхностных отложений, отобранные в ходе нескольких отдельных экспедиций в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море на гидрографическом судне «Яков Смирницкий» (2008 г.), научно-исследовательском судне «Академик М.А. Лаврентьев» (2011, 2016 г.) и маломерном судне «Анатолий Жилинский» (2019 г.).

Проведенные исследования показали, что особенности распределения естественных радионуклидов в донных осадках ВСАШ отражают совокупное влияние геологических, гидрологических и биогеохимических факторов, характерных для данного региона. В прибрежных донных осадках изотопный сигнал ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K контролируется минеральной компонентой берегового источника. По мере удаления от берега и изменения режима осадконакопления и биогеохимических

условий на распределение естественных радионуклидов (увеличение удельной активности) в донных осадках начинают влиять сорбционные процессы, связанные с аккумуляцией естественных радионуклидов на поверхности глинистых частиц в процессе их транспорта на внешний шельф и за счет увеличения вклада биогенного сорбента (планктонных сообществ) в баланс ОС донных осадков. Также установлено, что существует дополнительный источник растворенного ^{226}Ra в затопленных палеодолинах сибирских рек. Одним из возможных источников данного радионуклида может быть разгрузка субмаринных грунтовых вод.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00058).

Литература

1. Hancock G.J. et al. The effect of salinity on the concentrations of radium and thorium in sediments. 1993. <https://doi.org/10.25911/5d74e36c30421>.
2. Chabaux F., Riotte J., Dequincey O. U-Th-Ra fractionation during weathering and river transport // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Т. 52, № 1. P. 533–576.
3. Jurina I. et al. Activity concentrations and distribution of radionuclides in surface and core sediments of the Neretva Channel (Adriatic Sea, Croatia) // *Geologia Croatica*. 2013. Т. 66, № 2. P. 143–150. <https://doi.org/10.4154/GC.2013.11>.
4. Rutgers van der Loeff M. et al. ^{228}Ra and ^{226}Ra in the Kara and Laptev seas // *Continental Shelf Research*. 2003. Т. 23, № 1. P. 113–124. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00169-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00169-3).
5. Rutgers van der Loeff M. et al. Radium isotopes across the Arctic Ocean show time scales of water mass ventilation and increasing shelf inputs // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. Т. 123, № 7. P. 4853–4873. <https://doi.org/10.1029/2018JC013888>.
6. Charkin A.N. et al. Discovery and characterization of submarine groundwater discharge in the Siberian Arctic seas: a case study in the Buor-Khaya Gulf, Laptev Sea // *The Cryosphere*. 2017. Т. 11, № 5. P. 2305–2327. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2305-2017>.
7. Charkin A.N. et al. Hydrochemistry and isotopic signatures of subpermafrost groundwater discharge along the eastern slope of the Lena River Delta in the Laptev Sea // *Journal of Hydrology*. 2020. Т. 590. P. 125515. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125515>.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агашева Е.А.	278	Декабрёв И.К.	74	Латышев А.В.	17
Агашева Е.В.	13	Денисенко И.А.	78	Лебедева Н.М.	137
Акулова В.В.	87	Денисова А.П.	178	Лебеденко А.В.	140
Алфимова Н.А.	98, 262	Джуманиязов Д.И.	81	Ломова А.А.	144, 246
Андросов Е.А.	66	Добрынина А.А.	40	Лунина О.В.	37, 78
Аносова М.Б.	17	Донская Т.В.	94	Лыхота Н.И.	285
Анохина А.Ю.	303	Дуданова В.И.	84	Лычагин Д.В.	134
Арапов В.В.	20	Душкин Е.П.	87	Мазаева О.А.	349
Арестова Н.А.	90	Егорова Ю.С.	90	Мазукабзов А.М.	43, 94
Артамонова И.Е.	235	Еделев А.В.	274	Макарова И.В.	144, 246
Асафов Е.В.	24	Еманов А.А.	20	Мальшев С.В.	209, 262
Бабич В.В.	195	Еманов А.Ф.	20	Мальцев А.С.	97
Бабичева В.А.	349	Еременко Е.А.	178	Марфин А.Е.	262
Базай А.В.	216	Ерофеева К.Г.	231	Маслов Е.А.	147
Баталева Е.А.	188	Ефимова Н.Н.	59	Матрёничев А.В.	262
Баталин Г.А.	119,166,181	Ефремова У.С.	94, 209	Матреничев В.А.	113
Батанова В.Г.	24	Жиличева А.Н.	97	Матреничев Н.В.	113
Башкова А.А.	212	Захаров А.С.	288	Медведь И.В.	117, 151
Беляев В.А.	27, 110	Зубрицкий А. С.	98	Мезин А.А.	154
Большакова Н.Ю.	30	Иванов А.В.	94	Мезина К.А.	144,158,162
Борисенко А.А.	34, 46	Игнатъев Г.В.	227	Мельгунов М.С.	144, 158, 162, 246
Бочалгин А.В.	37	Кадетова А.В.	40	Минаев К.М.	288
Брыжак Е. В.	105	Казенова Ф.	102	Миннебаев К.Р.	166
Брянский Н.В.	94, 209	Какоурова А. А.	105	Мисюркеева Н.В.	40, 170, 321, 325
Буддо И.В.	40, 170, 310, 321, 325	Калашникова Г.О.	216	Михеев Е.И.	174
Будяк А.А.	303	Калугин И.А.	195	Мороз Е.А.	178
Бульбак Т.А.	313	Канева Е.В.	329	Мороз Е.Н.	184
Буслов М.М.	117	Карагёзова Н.Р.	108	Музафаров Р.Н.	181
Бусс Ю.Ю.	235	Каримов А.А.	24,110,209	Муравьев Ф.А.	119
Бычков А.Ю.	252	Каримова Ф.Б.	81	Нарьжнова А.В.	184
Ванин В.А.	43	Кашубина Т.В.	59	Нежданов А.А.	170
Василенко Л.Н.	203	Клепиков И.В.	140	Непеина К.С.	188
Васильев Е.А.	140	Климова Е.В.	113	Нечаев И.О.	192
Веселовский Р.В.	84	Комзелева В.П.	117	Нилов С.П.	209
Вигасина М.Ф.	329	Коньшев А.А.	56	Новиков В.С.	195
Викентьев И.В.	268	Коптев Е.В.	46	Новикова А.С.	197, 200
Вишневский А.В.	174	Королева Е.С.	212	Носова А.А.	137
Возняк А.А.	137	Корольков А.Т.	128, 250	Обрезкова М.С.	203
Володина Е.А.	46	Котлер П.Д.	166, 223, 257, 300	Обут О.Т.	125
Волосов А.С.	49	Кохан А.В.	178	Округин В.М.	335
Воробей С.С.	53, 56	Кошлякова А.Н.	24	Осипова П.С.	274
Врублевский В.В.	102	Краев Г.Н.	40	Охремчук Е.Е.	206
Вяткина Д.В.	59	Красильников П.А.	119	Пазухина А.А.	209
Гаврилова А.А.	62	Кривовичев С.В.	216	Паламарчук В.А.	212
Гаинцев И.А.	34	Кронрод В.А.	122	Паникоровский Т.Л.	216
Гаранин В.К.	53	Кронрод Е.В.	122	Панкрушина Е.А.	329
Гареев Б.И.	119,166,181	Кропачева М.Ю.	246	Панова Е.Г.	306
Гибшер Н.А.	313	Крук Н.Н.	184	Пасенко А.М.	220
Гладков А.А.	78	Крупнова Н.А.	355	Пеков И.В.	329
Гладкочуб Д.П.	94	Крутикова А.К.	125	Пеллинен В.А.	242
Глухова С.А.	65	Крылов Д.П.	110	Пенкина В.А.	223
Гойчук О.Ф.	216	Кудрявцев И.В.	66	Перовский И.А.	227
Головин А.В.	278	Кузнецов В.И.	214, 229	Перфилова А.А.	125
Гольшева Ю.С.	66	Кузнецов Н.А.	128	Пестерев А.В.	288
Гончаров А.А.	212	Кулаков И.Ю.	117	Пилицына Т.А.	231
Горбач Н.В.	282	Кулакова Е.П.	130	Пинигин О.В.	65
Горнова М.А.	110	Куликова А.В.	166,184,257	Полтавцева Е.В.	235
Горячев В.А.	367	Кунгулова Э.Н.	134	Портнягин М.В.	282
Гуськов А.Н.	70	Курбанов Р.Н.	130	Прушковская И.А.	239
Дарьин А.В.	195	Кусков О.Л.	122	Пухтель И.С.	24
Дарьин Ф.А.	195	Кучеровский Г.А.	90		

**XXX Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 16–21 мая 2023 г.**

Радомская Т.А.	329	Спектор В.В.	285	Чугунов А.В.	24
Ракша Н.А.	242	Старостин С.А.	274	Чуканов Н.В.	329
Ракшун Я.В.	195	Старостина С.И.	274	Шапаренко Е.О.	313
Рахимов И.Р.	174	Страшко А.В.	200	Шаповалова М.О.	317
Редькин А.С.	244	Сухих Е.А.	178	Шарьгин И.С.	24, 278
Репина А.В.	246	Тарасов А.А.	278	Шарлов М.В.	310
Реутов Д.А.	250	Тарасова Ю.И.	303	Шашкеева Л.П.	321
Рогозин А.Н.	282	Тарасова Ю.С.	349	Шеин А.Н.	40, 212
Рогозин Д.Ю.	195	Тевелев А.В.	34	Щекина Т.И.	252
Русак А.А.	252	Тевелев Ал.В.	46	Шелепаев Р.А.	317
Рыбченко А.А.	40, 297, 353	Титов Г.И.	332	Шелковникова Ю.С.	324
Рыжов Ю.В.	265	Тишин П.А.	102, 134	Шелохов И.А.	40, 170, 310, 321, 325
Рященко Т.Г.	147	Тобелко Д.П.	282	Шендрик Р.Ю.	329
Савинский И.А.	125	Толстых Н.Д.	317	Шерматова С.С.	332
Савченко В.А.	255	Томиленко А.А.	134, 313	Шестаков П.А.	46
Саетгалеева Я.Я.	257	Торговкин Н.В.	285	Шитов М.В.	345
Саева О.П.	274	Уколов А.И.	288	Шишканова К.О.	335
Сазонов А.М.	313	Филиппова А.И.	117, 291	Штельмах С.И.	147
Сакулина Т.С.	355	Фомочкина А.С.	291	Шубин А.П.	339
Саньков В.А.	40	Хагай Д.Э.	293	Шумскайте М.Й.	154
Сафонова И.Ю.	125	Харитоновна Н.А.	65	Шутов В.А.	342
Светлаков А.А.	242, 260, 339	Ходоров И.С.	293	Шушков Д.А.	227
Семенова Л.П.	262	Хомчановский А.Л.	297	Щекина Т.И.	249
Семенова Н.М.	27	Хотченков Е.В.	332	Щербаков В.Д.	282
Сидкина Е.С.	56	Хромых С.В.	49, 184, 300	Щипанова Е.А.	345
Силантьев В.В.	166	Худолей А.К.	209	Юркевич Н.В.	274
Сильянов С.А.	313	Царева М.Д.	300	Юрьев А.А.	349, 353
Скузоватов С.Ю.	24, 110	Цой И.Б.	239	Яварова Т.М.	355
Смирнов А.С.	40, 170	Чаркин А.Н.	367	Яковенчук В.Н.	216
Смирнов М.В.	265	Чекулаев В.П.	90	Якубович О.В.	270
Соболев А.В.	24	Червяковский В.С.	268	Янников А.М.	359
Соболев И.Д.	268	Черемных А.В.	74	Янникова С.А.	363
Собослаи М.Г.	293	Черкашина Д.А.	303	Ярощук Е.И.	367
Соколова Л.А.	270	Чернова И.Г.	306		
Сороколетов Д.С.	195	Черных А.А.	40, 310		

Научное издание

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXX Всероссийской молодежной конференции,
Иркутск, 16–21 мая 2023 г.

Ответственный редактор
чл.-корр. Скляр Евгений Викторович

Составители сборника
к.г.-м.н. Каримова Анастасия Алексеевна
к.г.-м.н. Денисенко Иван Александрович

Литературные редакторы
Е.А. Балукова, Н.Г. Балукова
Компьютерная верстка
А.А. Юрьев

Подписано в печать 05.06.2023 г.
Гарнитура Times New Roman.
У.-изд. л. 46,37. Усл. печ. л. 43,28. Тираж 75 экз. Заказ № 281.

Отпечатано в ИЗК СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128