

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА



XXIX Всероссийская
молодежная конференция



Институт земной коры СО РАН, Иркутск,
11-16 мая 2021 г.

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

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции
Иркутск, 11–16 мая 2021 г.

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

ИРКУТСК
2021

УДК 551.243
ББК Д211.1 я431+Д38 я438+Д9(2Р2)21 я431
С86

Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11–16 мая 2021 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – 306 с.

В сборнике представлены материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (11–16 мая 2021 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

Заместитель председателя Оргкомитета
к.г.-м.н. А.М. Дымшиц

Ученый секретарь
А.А. Каримова

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

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН

ISBN 978–5–9908560–8–0

© Коллектив авторов, 2021
© ИЗК СО РАН, 2021



СОДЕРЖАНИЕ

ИСТОЧНИКИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ ОСОБЕННОСТИ. Алентьев Ю.Ю.	12
РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОЙ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., Латышев А.В., Зайцев В.А., Томсон С.	15
ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВ МЫШЬЯКОМ В Г. СВИРСКЕ ПОСЛЕ ЛИКВИДАЦИИ АНГАРСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА Баенгуев Б.А., Белогорова Г.А.	17
ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ) Бакай Е.К.	19
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ МОХО ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ ПО ДАНЫМ МЕТОДА ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ Баланков А.С., Kaviani A.	21
МОДЕРНИЗАЦИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ НЕДР НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ Балобаненко А.А., Кокорев О.Н., Щипков А.А.	23
ВЫСОКАЯ ТЕРРАСА Р. ВОЛГИ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ТВЕРИ Баранов Д.В.	26
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЕССЕНТУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД Барановская Е.И.	29
СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНОМ КАМБАЛЬНЫМ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М.	32
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СРЕДЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД ПАЛЕОБАССЕЙНА НА О. ВРАНГЕЛЯ Белошей В.Э., Тучкова М.И.	35
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРБОНЕ НА КУУЛЬСКОМ ПОДНЯТИИ (МЫС КИБЕРА) ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ Белошей В.Э., Тучкова М.И.	38
ВАРИАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ИГНИМБРИТОВ ВЕРХНЕАВАЧИНСКОЙ КАЛЬДЕРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ УСЛОВИЙ МАГМОГЕНЕРАЦИИ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ Бергаль-Кувикас О.В., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н.	41
ВЫЯВЛЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ ПОД ВУЛКАНОМ БЕЗЫМЯННЫМ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЕМ 20.12.2017 Г. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОРРЕЛЯЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА Бережнев Я.М., Беловежец Н.Н., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Сенс-Шёнфельдер К. ...	43



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПУЛЬСОВ И ОЦЕНКИ ТЕМПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ: ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС, ВЫСОКИЕ ШИРОТЫ Бобровникова Е.М., Лебедев И.Е.	46
ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ СПЕКТРАЛЬНОГО СОСТАВА КОЛЕБАНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В РАЗЛИЧНЫХ СЕЙСМОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ БАЙКАЛО- МОНГОЛЬСКОГО РЕГИОНА Брыжак Е.В., Джурик В.И.	49
ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО ДАННЫМ НАЗЕМНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ Буддо И.В., Поспеев А.В.	50
ОЦЕНКА НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ СО СЛОЖНОЙ СТРУКТУРОЙ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ Бурносова И.А., Окс Л.С.	52
СВЯЗЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА С УСЛОВИЯМИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИНЗОВИДНОГО ПЛАСТОВОГО ЛЬДА В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРЕ П-ВА ГЫДАН Бутаков В.И., Слагода Е.А.	55
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГАЗОДИНАМИЧЕСКИЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ "МИР" Валеев П.В., Макарова Ю.С., Смоленский Д.Н.	58
ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ВЯЗКИХ РАЗЛОМОВ В ВЫСОКОПЛАСТИЧНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА Ванин В.А.	60
ИСПЫТАНИЯ ГРУНТОВ Г. СЫКТЫВКАРА ВИБРОДИНАМИЧЕСКИМИ НАГРУЗКАМИ Вихоть А.Н., Лютоев В.А.	63
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЙКОВЫХ ПОРОД КЕРЕГЕТАССКОГО ПОЯСА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН Волосов А.С., Хромых С.В.	65
ПРИРОДНАЯ СРЕДА В ДОЛИНЕ Р. СЕНЦА В ФИНАЛЕ СРЕДНЕГО – ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА (РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЙМЕННОГО ТОРФЯНИКА) Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Амосова А.А., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Левина О.В., Щетников А.А., Филинов И.А., Кербер Е.В., Иванов Е.В.	68
ПЕРВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ МИОЦЕНОВЫХ ЧЕРЕПАХ (ОСАДОЧНЫЙ РАЗРЕЗ ТАГАЙ, О. ОЛЬХОН, ОЗ. БАЙКАЛ, РОССИЯ) Габдрахимова Е.Р.	71
РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕРЛОВАЯ ГОРА, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л.	74
ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА ЮС2 В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СУРГУТСКОГО СВОДА Галеев Р.И.	77



ДАННЫЕ ВОЗРАСТА РУДООБРАЗОВАНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ ДАТИРОВАНИЕМ СЛЮД В ПИРИТАХ $^{39}\text{AR}/^{40}\text{AR}$ МЕТОДОМ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЯ Горовой В.А., Ванин В.А., Иванов А.В.	80
ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ПЛОЩАДЕЙ ОЗЕР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ НА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКАХ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ Данько М.М., Хомутов А.В.	82
МАКРОУГОЛЬКОВЫЙ АНАЛИЗ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ «МУХРИНО», ХАНТЫ-МАНСКИЙ Дегтярева М.А., Бляхарчук Т.А., Maarten van Hardenbroek.	85
ГЕОРАДАРНЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ Денисенко И.А.	88
РЕЗУЛЬТАТЫ ОПТИЧЕСКОЙ МИКРОСКОПИИ И СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ ОБСИДИАНА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАЮКОВО (БАКСАН), ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ Дороничева Е.В., Цельмович В.А., Корзинова А.С.	91
О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКЕ ПРИНЕВЬЯ Дуданова В.И., Шитов М.В.	94
СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ Егорушкин И.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Гордеев Е.И., Яковлев А.В., Абкадыров И.Ф.	97
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ Ефремова У.С.	100
РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО ПРОЯВЛЕНИЯ ЭВЕВПЕНТА (КАМЧАТСКИЙ ПЕРЕШЕЕК) Жегунов П.С., Московский А.С., Швейгерт П.Е.	103
АВТОМАТИЗАЦИЯ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ Забелин А.В., Константинов К.М.	106
МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР ГОРНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ: АМФИБОЛИТЫ КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА Захарова А.А., Войтеховский Ю.Л.	109
ПОСТКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАДЫМ-ПУРОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ Иванов В.И., Слагода Е.А.	112
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б.	114
ИМИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ТЕРРИТОРИИ Какоурова А.А.	117



ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСТАНЦИОННОЙ ТЕПЛОВОЙ СЪЕМКИ В ИССЛЕДОВАНИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД Калиничева С.В.	120
СПЕЦИФИКА ОЦЕНКИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ (ГРАНАТ, ПИРОКСЕН, ОЛИВИН) С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А.	123
ПРИМЕРЫ СЕГМЕНТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ В ПРИРОДНЫХ СДВИГОВЫХ ЗОНАХ Каримова А.А., Борняков С.А.	126
ПЕТРОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ТРУБКА КОМСОМОЛЬСКАЯ (ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ) Киргуев А.А., Хороших М.С., Константинов К.М.	128
ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А.	131
ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНА АКУТАН С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ Комзелева В.П., Кулаков И.Ю., Смирнов С.З., Бортникова С.Б.	134
ОРГАНИЧЕСКИЕ ПЯТНА-МЕДАЛЬОНЫ В ТОРФЯНИКАХ АРКТИКИ: ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ Королева Е.С., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В.	136
ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ Король С.А., Саньков А.В., Добрынина А.А.	139
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФОВ В ПРЕДЕЛАХ ПОЛИГОНАЛЬНОГО ТОРФЯНИКА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (РАЙОН С. ГАЗ-САЛЕ) Кузнецова А.О., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Афонин А.А.	142
МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ИНДУЦИРОВАННЫХ РАЗРАБОТКОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВЕРХВЯЗКИХ НЕФТЕЙ Кузьмин Д.К.	145
ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОСМОГЕННОГО ДАТИРОВАНИЯ В ИЗУЧЕНИИ СУБАЭРАЛЬНОЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ Кулакова Е.П. Курбанов Р.Н.	148
НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КИТОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД Кураличева А.И., Ланкин Ю.К.	151
МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ РОССЫПНОГО УЗЛА АДАМСФИЛД И ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ХЕЗЛВУД РИВЕР, ТАСМАНИЯ Кутырев А.В., Каменецкий В.С., Крючкова Л.Ю.	153
ИЗМЕНЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ КАК ОТРАЖЕНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО- АНИОУСКОЙ СТРУКТУРЫ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ЕЕ КОМПЛЕКСОВ Лебедев И.Е., Моисеев А.В., Бобровникова Е.М.	156



ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАДОНОВОГО ПРЕДВЕСТНИКА Лопатин М.Н.	159
ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР БАЗИСА ЦИРКУЛЯЦИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ Лямина Л.А., Айдаркожина А.С., Челноков Г.А.	161
ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АПАТИТА МЕТОДОМ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА С ПОЛНЫМ ВНЕШНИМ ОТРАЖЕНИЕМ Мальцев А.С., Иванов А.В., Пашкова Г.В., Марфин А.Е.	164
ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЛЕЙКОГРАНИТОВ БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ Мамыкина М.Е.	165
СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГНСС-ИЗМЕРЕНИЙ Маневич А.И., Лосев И.В., Шевчук Р.В.	167
ВЫСОКОТОЧНОЕ ИЗМЕРЕНИЕ СЕЛЕНА В ПОРОДАХ И РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-1: ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОТНОШЕНИЯ $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$ Марфин А.Е., Кёнинг С., Иванов А.В., Пашкова Г.В., Радомская Т.А., Жиличева А.Н. ...	170
ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ Медведь И.В., Кулаков И.Ю.	173
ДЕТАЛИЗАЦИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР ПРИ ОБОСНОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Буддо И.В., Горлов И.В., Смирнов А.С.	176
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАРБОНАТСОДЕРЖАЩЕГО МЕТАПЕЛИТА ПРИ 10 КБАР Митяев А.С., Сафонов О.Г., Варламов Д.А.	179
РЕКОНСТРУКЦИЯ «КЛИНОПИРОКСЕНОВОЙ» ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКОЙ ОБНАЖЕННАЯ (КУОЙКСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН) Муравьева Е.А., Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Логвинова А.М., Головин А.В., Олейников О.Б.	182
НОВЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ДАЕК ИЙОЛИТ-ПОРФИРОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С УНИВЕРСИТЕТСКИМ ПЛУТОНОМ (СВ КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ, СИБИРЬ) Мустафаев А.А., Гертнер И.Ф.	185
ПЛАНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА ЗАТО СЕВЕРСК ДЛЯ ПЕРЕОЦЕНКИ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД Набокова А.Н., Гордеев Д.Н.	188
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛЬНИЧНО-СОСНОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (РУДНЫЙ АЛТАЙ) Нарыжнова А.В., Куйбида М.Л., Мурзина Т.Н., Яковлев В.А., Михеев Е.И.	191
СВЯЗЬ СЕЙШЕВЫХ КОЛЕБАНИЙ С РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ СЕЙСМИЧНОСТИ ВБЛИЗИ ОЗЕРА БАЙКАЛ Никитина М.А., Шмаков И.Г.	194



УЧЕТ СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Окс Л.С.	196
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА ОНГУРЭНЫ (ПРИМОРСКИЙ ХРЕБЕТ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) Охремчук Е.Е., Дорошков А.А.	199
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ П-ОВА ЯМАЛ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ 3D ЗСБ Оцимик А.А., Буддо И.В., Шелохов И.А., Смирнов А.С.	202
НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (АНАБАР-ОЛЕНЕКСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ) Пасенко А.М., Малышев С.В., Пазухина А.А.	205
КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ МАЛОГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С ЦЕЛЬЮ ОПТИМИЗАЦИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Переплеткин И.А., Кузнецов В.И.	208
ПРИРОДНАЯ ЗАЩИЩЕННОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА НА ТЕРРИТОРИИ Г. КАЗАНИ Петрова Д.И.	211
ФЛЮИДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ Петрова М.А., Шапаренко Е.О., Хоменко М.О.	214
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ) Потапов С.В., Шарыгин И.С., Хороших М.С., Константинов К.М.	216
РИФТОГЕННЫЙ ЭТАП ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОКРАИННО- КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО- ВОСТОК АЗИИ) Прийменко В.В., Глухов А.Н., Акинин В.В., Котов А.Б., Ползуненков Г.О.	219
ГЕОХИМИЯ ТОЛЕИТОВ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА) Румянцева Н.А., Ванштейн Б.Г., Скублов С.Г.	221
ПЛАВЛЕНИЕ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СОСТАВА, ОТВЕЧАЮЩЕГО СРЕДНЕМУ СОСТАВУ СИЛИКАТНОЙ ЗЕМЛИ, В СИСТЕМЕ SiO_2 -MGO-FEO В ПРИСУТСТВИИ ГРАФИТА ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ Русак А.А., Луканин О.А., Каргальцев А.А., Кононкова Н.Н.	223
КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ИЗ МОДЕЛЬНОГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ ОТ 1250 ДО 400 °С (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ) Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О., Бычков А.Ю., Котельников А.Р.	226
ПОВЕДЕНИЕ REE ПРИ АМФИБОЛИЗАЦИИ ЭКЛОГИТОВ ИЗ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВОВ КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА) Салимгараева Л.И.	229



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

АНАЛИЗ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ В СОВРЕМЕННОЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ (НА ПРИМЕРЕ О. ОЛЬХОН) Светлаков А.А., Козырева Е.А., Пеллинен В.А.	232
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В КСЕНОЛИТАХ ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЮБИЛЕЙНАЯ И СЫТКАНСКАЯ, ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ Селютин Н.Е., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., Варламов Д.А., Шарыгин И.С., Константинов К.М.	233
ОРДОВИКСКИЙ ВЫСОКОГРАДИЕНТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК СЛЕДСТВИЕ СИНКОЛЛИЗИОННОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА – НА ПРИМЕРЕ ГЛУБИННОГО ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОРЕОЛА БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А.	236
ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ Семинский А.К.	239
ГЕОХИМИЯ И U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД САЛТАХСКОГО МАССИВА, АНАБАРСКИЙ ЦИТ Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И., Скублов С.Г.	242
ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ МАНТИЙНОГО ГЕНЕЗИСА Серебрянников А.О., Логвинова А.М.	245
О ВЫДЕЛЕНИИ БОТОМСКОГО ЯРУСА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ В БАССЕЙНЕ РУЧ. УЛЬДЗУЙТУЙ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ АРХЕОЦИАТ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) Скрипников М.С., Ветлужских Л.И.	247
ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ МАССИВА Г. МЕДВЕДКА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА Смирнов Ю.В.	249
ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕНДСКИХ (?) МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БЕЛЁТУЙСКОЙ СВИТЫ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА Смирнова Ю.Н.	251
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ И ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНОДИОРИТАХ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА) Смолякова А.Е., Владимиров В.Г.	254
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО НИЗКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО ОЛИВИНА В КСЕНОЛИТЕ ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН) Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Головин А.В., Тарасов А.А.	257
СОСТАВ ДОЧЕРНИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ВТОРИЧНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БУЛТФОНТЕЙН (КААПВААЛЬСКИЙ КРАТОН, АФРИКА) Тарасов А.А., Шарыгин И.С., Головин А.В., Дымшиц А.М.	260



ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРИОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОСЛ-ДАТИРОВАНИЯ) Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курчатова А.Н.	263
ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) Ташлыков В.С., Минина О.Р.	266
СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГНСС И НИВЕЛИРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СВЕРХВЯЗКОЙ НЕФТИ Фаттахов Е.А.	269
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН Филиппова А.И., Соловей О.А.	272
МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ) Хороших М.С., Потапов С.В., Константинов К.М., Шарыгин И.С., Фахретдинов Э.А., Киргуев А.А.	275
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮЖНО- КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ Царегородцева Т.К.	278
СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОМЕНТЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ С РАЗЛИЧНЫМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ Чепцов В.В., Добрынина А.А.	280
РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА РИФЕЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ИВАНОВСКОГО ГРАБЕНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): НИЖНЕЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В.	283
СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ПАРСЕТТЕНСИТА, БАННИСТЕРИТА, СТИЛЬПНОМЕЛАНА И ГАНОФИЛЛИТА Шагова А.К., Верещагин О.С., Бочаров В.Н.	286
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТНОЕ И ДОБРОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ) Шапаренко Е.О., Хоменко М.О.	289
КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ И МИНИМИЗАЦИИ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Шелохов И.А., Буддо И.В., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В.	291
ПОЗДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КРИОГЕНЕЗ В РАЙОНЕ ВЕРХНЕГО ПРИАНГАРЬЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ МАЛЬТА-МОСТ 3) Щипанова Е.А., Козырев А.С.	294
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ ГОРОДА КАЗАНИ Яббарова Е.Н., Латыпов А.И., Яббаров Р.Р.	297



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

ГЕОХИМИЯ, Sm-Nd И Rb-Sr ИЗОТОПИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕЮРСКИХ ДАЕК ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ) Яковлева К.Ю., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е.	299
ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УДАЧНИНСКОЙ СВИТЫ В ОКОЛОТРУБОЧНОМ МАССИВЕ ТРУБКИ УДАЧНОЙ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)) Янников А.М.	302
Авторский указатель.....	305



ИСТОЧНИКИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Алентьев Ю.Ю.

Научно-инновационный центр мониторинга природной среды ООО «НИЦ МПС»,
п. Глебовский, Истринский район, Московская область, alentev49@mail.ru

Согласно нормативным документам, источники водоснабжения подразделяются на два типа: централизованного и нецентрализованного водоснабжения [1]. Источниками водоснабжения могут быть поверхностные или подземные воды. На подземные воды в разные годы приходилось от 80 (2019 г.) до 90 (2013 г.) % водоснабжения Московской области. На сегодняшний день утвержденные запасы подземных вод для Московской области составляют 8739.01 тыс. м³/сут [2, 3].

Подземными источниками нецентрализованного водоснабжения чаще всего являются ближайшие к поверхности водоносные горизонты. Для Московской области это, в первую очередь, воды четвертичных отложений, представленные современными аллювиальными водоносными горизонтами, горизонтами надпойменных террас, московским флювиогляциальным горизонтом, донско-московским водно-ледниковым горизонтом, сетуньско-донским водно-ледниковым горизонтом. Для данных водоносных горизонтов характерна невысокая минерализация – от 0.1 до 0.9 мг/л, и, как правило, гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный магниевый состав [3].

Реже в качестве источников нецентрализованного водоснабжения используются водоносные горизонты мезозойских отложений: сеноман-альбский, волжско-барремский, бат-келловейский и др. Крайне редко в качестве данных источников используются водоносные горизонты карбона. Во-первых, это связано с тем, что для нецентрализованного водоснабжения используются, как правило, водозаборные сооружения, представленные шахтными или трубчатыми колодцами и каптированными родниками (рис. 1), а водоносные горизонты карбона имеют достаточно глубокое залегание и практически не вскрываются родниками, что сильно затрудняет захват подземных вод.



Рис. 1. Коптерованный родник (Истринский район, Московская область).



Во-вторых, это связано с более строгими правилами использования данных горизонтов подземных вод, поскольку они используются в качестве источников централизованного водоснабжения.

В качестве источников централизованного водоснабжения в Московской области в основном используются водоносные горизонты, приуроченные к отложениям карбона (гжельским, касимовским, подольско-мячковским, каширским, протвинским, окским, яснополянским и уптским). Данные водоносные горизонты эксплуатируются 1485 водозаборами (рис. 2) на 738 месторождениях (участках).



Рис. 2. Водозаборная скважина централизованного водоснабжения на подольско-мячковском водоносном горизонте.

На диаграммах, представленных на рисунках 3 и 4, построенных по данным ФГБУ «Гидроспецгеология», показаны изменения количества добываемых подземных вод на территории Московской области и количества эксплуатируемых месторождений (участков) в разные годы [2, 3, 4–6].

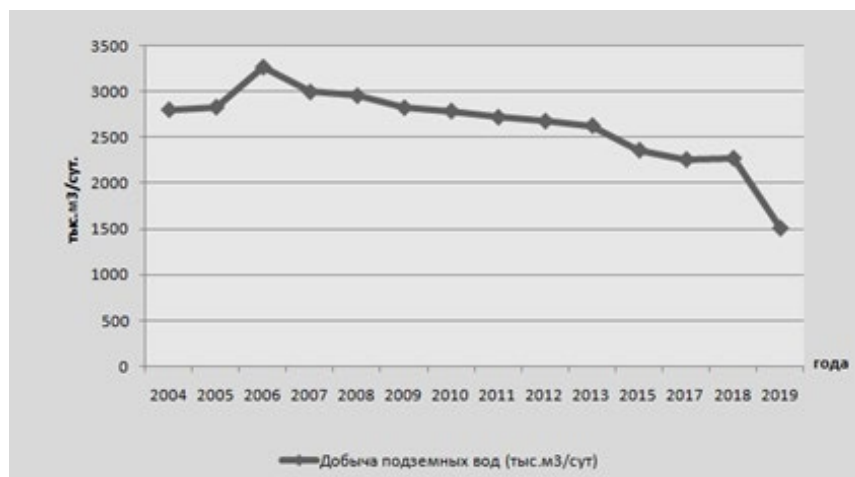


Рис. 3. График изменения добычи подземных вод на территории Московской области.

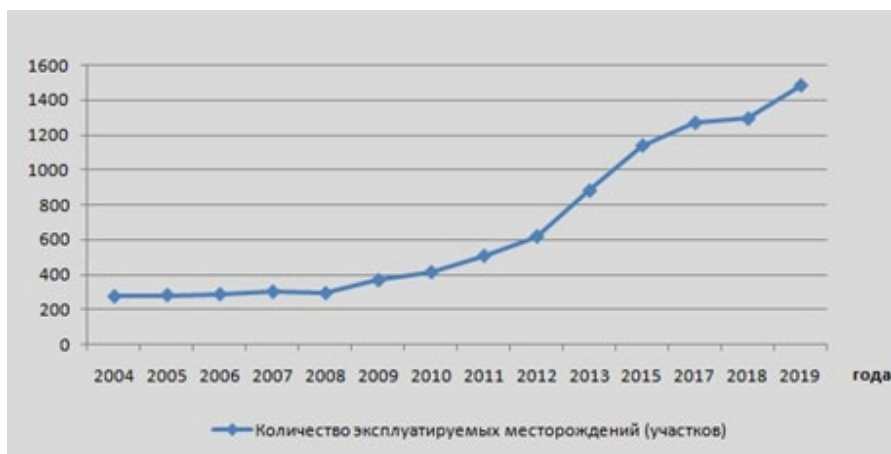


Рис. 4. График изменения количества эксплуатируемых месторождений (участков) подземных вод на территории Московской области.

Основным водоносным горизонтом, используемым для централизованного водоснабжения в Московской области, является подольско-мячковский водоносный горизонт. Реже используются касимовский, каширский и протвинский водоносные горизонты. Практически не используются гжельский, окский и яснополянский по причине невыдержанности залегания и незначительной мощности на территории Московской области и большой глубины залегания (упинский водоносный горизонт).

Несмотря на то, что на сегодняшний день запасов подземных вод на территории Московской области достаточно, за счет постоянно увеличивающейся антропогенной нагрузки и наличия Московской депрессионной воронки при бесконтрольном использовании подземных вод существует высокая вероятность их постепенного загрязнения и перехода в разряд некондиционных (которые невозможно использовать для хозяйственно-питьевого водоснабжения).

Литература

1. *Гигиенические требования к охране подземных вод от загрязнения*: СП 2.1.5.1059-01. М.: Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 2001.
2. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Центрального федерального округа в 2018 г.* Вып. 24. Тверь: Талант Групп, 2019. 158 с.
3. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Центрального федерального округа в 2019 г.* Вып. 25. М., 2020. 157 с.
4. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2004 г.* Вып. 28. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. 176 с.
5. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2006 г.* Вып. 30. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 256 с.
6. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2008 г.* Вып. 32. М.: ООО «Геоинформмарк», 2009. 236 с.
7. *Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Центрального федерального округа в 2017 г.* Вып. 23. М.: Красногорский полиграфический комбинат, 2018. 184 с.



РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОЙ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Багдасарян Т.Э.^{1, 2}, Веселовский Р.В.^{1, 2}, Латышев А.В.^{1, 2}, Зайцев В.А.³, Томсон С.⁴

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

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

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

⁴ Аризонский университет, Тусон, США

В пределах Сибирской платформы на рубеже палеозоя и мезозоя в результате масштабного магматического события сформировалась Сибирская трапповая провинция. При этом образование основного объема магматических пород, согласно U-Pb определениям изотопного возраста, произошло около 252–250 млн лет назад [1–4]. Помимо этого, для Сибирских траппов имеется большое количество Ar/Ar определений изотопного возраста, которые группируются около значений 250 и 240 млн лет [5]. Кроме этого, в ряде исследований отмечаются единичные относительно молодые U-Pb и Ar/Ar изотопные возрасты в интервале ~240–224 млн лет [3, 5–7].

Несмотря на относительно хорошую геохронологическую изученность Сибирских траппов, изучение их постмагматической термальной истории практически не проводилось. Для решения этой задачи мы используем современные методы термохронологии, в основе которых лежат понятия температур закрытия изотопных систем в разных минералах, а также температура частичного и полного отжига треков спонтанного деления урана в апатите. В качестве высокотемпературных термохронометров используются уже опубликованные результаты U-Pb определений, как среднетемпературные – опубликованные Ar/Ar определения изотопного возраста, и как низкотемпературные – трековые данные по апатиту (apatite fission track, AFT), преимущественно полученные авторами этой работы. В данной работе мы используем следующие температуры закрытия: 900 °C для U-Pb системы в цирконе [8], 510 °C для K-Ar в амфиболе, 390 °C для K-Ar в флогопите, 320 °C для Ar/Ar в биотите, 300 °C для K-Ar в плагиоклазах [9] и 110 °C для трековых определений по апатиту [10].

Все оценки трекового возраста апатита, полученные по магматическим породам в пределах Сибирской трапповой провинции, находятся в диапазоне 250–173 млн лет [11–13]. Длины треков имеют унимодальное распределение, что свидетельствует о том, что породы достаточно быстро остыли с 110 до 60 °C (температура частичного отжига треков в апатите). С учетом того, что большинство Ar/Ar возрастов для Сибирских траппов получено по плагиоклазу (температуры закрытия ~300 °C), можно полагать, что большинство комплексов после внедрения около 250 млн лет достаточно быстро остыли ниже ~300 °C. Распределение трековых возрастов свидетельствует о том, что к интервалу 208–173 млн лет исследованные породы остыли ниже 110 °C и в дальнейшем не испытывали вторичного прогрева. Однако предположить остывание с температуры закрытия Ar/Ar системы (~300 °C) до температуры отжига треков в апатите (~110 °C) на протяжении десятков млн лет представляется маловероятным без предположения о вторичном прогреве и, как следствие, отжиге треков. В качестве потенциальных источников вторичного прогрева траппов можно рассматривать эндогенные события 231–215 и 171–156 млн лет назад, приведшие к формированию



полей кимберлитовых трубок [14]. Однако их распространение ограничено Анабаро-Оленекской антеклизой, и, несмотря на ожидаемое повышение теплового потока [11], этот прогрев, скорее всего, был незначителен для прогрева пород выше 110 °С (температура отжига трекков в апатите). Также источником вторичного прогрева Сибирских траптов могло являться погружение пород ниже изотермы 110 °С вследствие накопления мощного вулканогенно-осадочного чехла, сформированного в ходе траппового магматизма. В раннеюрское время, вследствие тектонической эксгумации и прохождения изотермы 110 °С, изученные нами магматические породы остыли ниже 110 °С, что и зафиксировали трекковые определения. Наши результаты согласуются с существующими представлениями об общем воздымании Сибирской платформы в позднем триасе [15].

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 20-35-90066, 18-35-20058, 18-05-00590 и 18-05-70094).

Литература

1. Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45. 2016.
2. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Science Advances*. 2015. V. 1, № 7. P. e1500470.
3. Kato S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al. Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75–92.
4. Svensen H., Planke S., Polozov A. et al. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 490–500.
5. Иванов А.В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Дис.... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 329 с.
6. Гусев Н.И. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траптов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // *Региональная геология и металлогения*. 2019. № 79. С. 49–67.
7. Sereda E., Belyatsky B., Krivolutsкая N.A. Geochemistry and Geochronology of Southern Norilsk Intrusions, SW Siberian Traps // *Minerals*. 2020. V. 10, № 2. P. 165.
8. Oriolo S., Oyhançabal P., Wemmer K. et al. Timing of deformation in the Sarandídel Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny // *Tectonics*. 2016. V. 35. P. 754–771.
9. Schaen A.J., Jicha B.R., Hodges K.V. et al. Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data // *GSA Bulletin*. 2020. 10.1130/B35560.1.
10. Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (eds). Fission-track thermochronology and its application to geology. Springer, 2019. 393 p.
11. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных треккового датирования апатитов из керна глубоких скважин // *Физика Земли*. 2009. № 10. С. 79–96.
12. Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С. и др. Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам треккового датирования апатита и компьютерного моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11, № 1. С. 75–87.
13. Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., Зайцев В.А. и др. Термохронология пермско-триасовых интрузий Сибирской платформы по результатам треккового анализа апатита // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. 2020. Вып. 18. С. 28–29.
14. Sun J., Liu C.-Z., Tappe S. et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283–295.
15. Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В. Тектоническая история Сибирской платформы в венде – фанерозое // *Вестник Московского университета*. 2010. Серия 4. Геология. № 1.



ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВ МЫШЬЯКОМ В Г. СВИРСКЕ ПОСЛЕ ЛИКВИДАЦИИ АНГАРСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА

Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А.

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

Загрязнение окружающей среды, в частности почв, является одной из наиболее актуальных проблем в наше время. Антропогенное изменение почв приводит к быстрой деградации земель и, как следствие, к потере ее протекторных свойств. Существенную опасность представляют отходы предприятий металлургии и горно-перерабатывающей промышленности, содержащие разные соединения мышьяка. Одним из таких предприятий являлся Ангарский металлургический завод (АМЗ), расположенный в г. Свирске Иркутской области. Завод функционировал с 1934 по 1949 г. в целях оборонной промышленности и занимался выпуском веществ, созданных на основе триоксида мышьяка. Мышьяк, как и тяжелые металлы, относится к элементам, воздействие которых оценивается 1-м классом опасности. После закрытия АМЗ в 1949 г. здание завода, оборудование, а также отходы производства были брошены без дальнейшей их ликвидации. Около 130 тыс. т арсенопиритовых огарков, расположенных на территории бывшего АМЗ, находились в опасной близости от р. Ангары и частного сектора, что представляло большую угрозу здоровью местного населения.

В 2013 г. завершился комплекс мероприятий по ликвидации и захоронению объектов высокого класса опасности АМЗ г. Свирска в рамках федеральной государственной целевой программы «Национальная система химической и биологической безопасности Российской Федерации». После обезвреживания и захоронения объектов на полигоне «Северный 5» были проведены меры рекультивации нарушенных земель, включающие сбор и вывоз «зараженной» почвы, затем внесение удобрений в привезенный плодородный грунт [1].

На территории, расположенной в непосредственной близости от АМЗ, находится частный сектор, поэтому загрязнение почв мышьяком и другими токсическими элементами приводит к их накоплению в культурах, выращиваемых на участках.

Цель данной работы заключалась в геоэкологической оценке почвенного покрова территории бывшего АМЗ г. Свирска после его ликвидации и рекультивации нарушенных земель.

Исследования территории проводились в июле 2019 г. Для оценки пространственного распределения мышьяка в поверхностном слое почвы на территории бывшего АМЗ были заложены 70 пробных площадок на приблизительно равном удалении друг от друга. Также были выбраны два участка для дальнейшей закладки почвенных разрезов: первый участок находился на территории бывших мышьяковистых отвалов, второй – на территории бывшего здания завода.

Образцы почв высушивались до воздушно-сухого состояния. Химический анализ валового содержания мышьяка в почвенных образцах проводили с использованием научного оборудования Центра коллективного пользования изотопно-геохимических исследований Института геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук. Почвы анализировали методом



рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Измерения проводили при помощи рентгеновских спектрометров S4 Pioneer и S8 Tiger.

Оценка степени загрязнения почв мышьяком проводилась сравнением его содержания с ПДК.

Диапазоны содержания концентрации As в почве, мг/кг

1		2		3		ПДК
min	max	Min	Max	min	max	
11	122	43	8394	19	1720	10

Примечание. 1 – территория, на которой непосредственно находился АМЗ; 2 – территория, на которой располагались мышьяковые отвалы АМЗ; 3 – остальная территория.

Анализ почвенных образцов показал (таблица), что в исследуемых почвах на территории бывшего АМЗ г. Свирска концентрация мышьяка значительно превышает значение ПДК. Концентрации данного элемента варьируются от 11 до 8394 мг/кг, что значительно превышает значение ПДК.

По полученным данным можно сказать, что основное загрязнение мышьяком приходится на зону бывших мышьяковистых отвалов. Именно здесь содержание мышьяка достигает 8394 мг/кг. Территорию, где непосредственно находился завод, после рекультивации можно отнести к «условно чистой». По данным ранее проведенных исследований [2], концентрации мышьяка в почвах на территории мышьяковистых отвалов достигали 21400 мг/кг, а на территории АМЗ – до 36700 мг/кг, тогда как сейчас максимальная концентрация As на территории здания бывшего АМЗ достигает 122 мг/кг.

После ликвидации отвалов осталась их корневая часть. Это видно по распределению As в почвенном разрезе. Содержание этого элемента с поверхности и до глубины 40 см остается очень высоким и составляет 4650–8250 мг/кг. Далее оно снижается, а на глубине 60–70 см концентрация As возрастает. Причиной мог служить развитый на глубине глинистый горизонт, который создает геохимический барьер, способствующий иммобилизации концентраций мышьяка до 259 мг/кг. Такая же закономерность наблюдается и в почвенном профиле на месте бывшего АМЗ. Содержания As в этом случае характеризуются меньшими значениями и накоплением его также на глубине 60–70 см. Это указывает на наличие подвижных соединений мышьяка в почвенном разрезе, способных закрепляться на глинистом горизонте, который служит геохимическим барьером для дальнейшего его распространения.

Таким образом, несмотря на ликвидацию АМЗ и рекультивацию нарушенных земель, почвы г. Свирска остаются загрязненными и представляют опасность для населения, так как концентрация мышьяка по-прежнему значительно превышает значение ПДК.

Литература

1. Богданов А.В., Качор О.Л., Федотов К.В., Чайка Н.В. Ликвидация последствий деятельности мышьякового производства горно-перерабатывающей промышленности // Экология и промышленность России. 2014. № 5. С. 31–35.
2. Гордеева О.Н., Белоголова Г.А., Гребенищикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе "почва – растение" в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 3. С. 108–113.



ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ)

Бакай Е.К

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ebakay@bk.ru

Доманиковые отложения Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна – это высокоуглеродистая тонкослоистая формация, способная производить углеводороды собственными нефтегазоматеринскими толщами и концентрировать их в отдельных пластах и зонах, выполняющих роль резервуара [1]. Доманиковые отложения являются индикаторами особых палеогеографических условий бассейна седиментации [2].

В работе было выполнено исследование литологических и геохимических характеристик пород доманиковой формации: изучены литологические характеристики пород в шлифах, состав породообразующих минералов и элементный состав благодаря результатам рентгеноструктурного и рентгенофлуоресцентного анализа. Результаты дают возможность достаточно точно оценить минеральную составляющую данных отложений, позволяя выделять отдельные литотипы по макро- и микроописанию и соотношениям основных петрогенных оксидов.

Выделяются группы: 1) породы с содержанием органического вещества (ОВ) более 1 %; 2) породы с содержанием ОВ менее 1 %. К первой группе отнесены породы смешанного состава, соотношение минеральных компонентов которых затрудняло высокое содержание Сорг. Внутри первой группы выделены подгруппы: а) высокоуглеродистые кремнистокарбонатные породы с ракушняковым детритом ($C_{орг} > 5\%$); б) углеродистые карбонатокремнистые породы с остатками радиолярий ($C_{орг} 1–5\%$). Во второй группе выделяются известковые и кремневые породы: а) известняки биокластовые, б) известняки глинисто-доломитистые разномерные, в) известняки пелитоморфные глинистые с терригенной тонкопесчано-алевритистой примесью, г) кремнистые породы с реликтовой биоморфной структурой.

После макро- и микроописания литотипов пород была построена литологическая колонка с учетом распределения литотипов по разрезу, после чего был сделан вывод о преимущественном кремнисто-известковом составе пород с незначительной долей глинистой и алевро-песчаной примесью. Кластический материал представлен преимущественно биокластами, характерно микропористое строение пород доманикового типа.

Для образования нефтематеринских пород важны не только благоприятные условия среды, обеспечивающие продукцию большого количества органики, но и последующая бактериальная деструкция. Кроме того, необходима определенная временная задержка до захоронения в осадке. Накопление осадков в условиях бескислородной среды, способствующей сохранению органического вещества, оптимально для формирования нефтематеринских пород. Для диагностики климатических обстановок литогенеза широко используются различные индикаторы и модули породообразующих элементов или их оксидов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na, K) [3].



По результатам проведенных исследований были подтверждены переходы отложений доманикового горизонта к выше- и нижележащим породам. Высокие значения оксидов V, Cu, U и Mn напрямую связаны с аноксидными условиями, с ТОС (появление организмов, накопление органического вещества). При увеличении биопродуктивности выделяются эксинные условия осадконакопления с повышенными содержаниями микроэлементов, бассейн осадконакопления был изолированным. Вероятно, эксинные обстановки возникали в относительно мелководном (ниже волнового базиса) бассейне доманикового времени в результате увеличения продуктивности радиоларий, появление которых связано с активизацией вулканических процессов. Разрез характеризуется незначительными содержаниями органического вещества и неравномерным распределением в нем обогащенных прослоев, органическое вещество представлено керогеном II типа, степень преобразованности находится на уровне начала нефтяного окна (МК1, МК1-2).

Подобное исследование осадков позволяет более точно проводить их классификацию, восстанавливать петрогенетический характер источников сноса, реконструировать геодинамические условия осадконакопления. Если литологические данные хорошо подтверждают геохимические данные, то последние можно использовать для существенной детализации разрезов доманиковой формации. На основании проведенного исследования можно предполагать полезность использования комплекса литологических и геохимических данных при изучении высокоуглеродистых отложений.

Литература

1. *Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А., Богомолов А.Х., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Шарданова Т.А., Сулова А.А. Сауткин Р.С., Полудеткина Е.Н., Козлова Е.В., Митронов Д.В., Коркоц Ф.В.* Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2(61). С. 77–86.
2. *Шарданова Т.А., Фадеева Н.П., Хомяк А.Н., Косоруков В.Л.* Особенности строения и формирования высокоуглеродистых комплексов // Отечественная геология. 2017. № 3. С. 74–84.
3. *Юдович Я.Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.



ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ МОХО ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ ПО ДАННЫМ МЕТОДА ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

Баланков А.С.¹, Ayoub Kaviani²

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

² Университет Франкфурта, Франкфурт, Германия

Вулканическая активность – опасное и всё еще недостаточно изученное природное явление. Изучение вулканически активных областей не теряет своей актуальности уже многие годы. Информация о глубинном строении земной коры и мантии данных регионов имеет большое значение для понимания механизма образования вулканических структур и создания геодинамических моделей. Эта информация может быть получена с помощью интерпретации данных геофизических исследований. На данный момент наиболее эффективными для изучения глубинного строения считаются сейсмологические методы. Записи далеких землетрясений сейсмическими станциями могут использоваться как для детальной сейсмической томографии, так и для исследования регионального строения резких границ раздела в земной коре и мантии.

Ключевская группа вулканов (КГВ) была выбрана в качестве объекта исследований благодаря ее уникальному разнообразию и интенсивности вулканического проявления. На территории 80×50 км находятся 13 вулканов, три из которых крайне активные: вулкан Ключевская сопка (Ключевской вулкан), вулканы Безымянный и Толбачик. Эти близкорасположенные вулканы обладают принципиально различными составами лав и режимами извержений. Это может быть обусловлено сложной системой магматических очагов в земной коре и мантии. Данная работа является небольшим вкладом в изучение сложной структуры Ключевской группы вулканов.

В 2015–2016 гг. совместными усилиями научных институтов России (ИНГГ СО РАН), Франции и Германии был осуществлен проект KISS, в котором удалось развернуть сеть из 83 сейсмостанций в области КГВ [1]. Целью исследования являлось определение глубины залегания и геометрии сейсмических границ земной коры и верхней мантии под КГВ. Для решения поставленной задачи был выбран метод приемных функций (МПФ). Этот метод ранее не применялся к данным проекта KISS. Результаты применения МПФ позволят более детально изучить строение и природу КГВ.

Основы метода приемных функций впервые были разработаны и представлены в статье Л.П. Винника [2] в 1977 г. Метод приёмных функций применяется для определения геометрии границ в коре и верхней мантии. Он основан на анализе разницы времен прихода прямых и обменных фаз сейсмических волн от далеких сейсмических событий. Обмен фаз происходит на контрастных сейсмических границах, что позволяет маркировать их глубину. Для анализа используются записи удаленных землетрясений. Эффективность применения МПФ для маркирования границы Мохо уже была показана: например исследование А. Никулина [3] на территории Центральной Камчатки.



В рамках применения МПФ была проведена адаптация имеющихся алгоритмов расчета приемных функций для набора данных по проекту KISS, включая создание собственных программ на базе имеющихся. Для обработки данных использовались программные модули на языке программирования Python в среде разработки Spyder, а также использовался код Аюба Кавиани в MATLAB (Университет Франкфурта) для применения МПФ и «N-k stacking». Применение МПФ позволило получить приемные функции для полевых сейсмологических измерений. Затем к ним был применен метод «N-k stacking» [4] для трансформации из временной области приемных функций в глубину границы Мохо.

Для анализа были выбраны 77 из 83 станций. Анализ этих данных показал, что граница Мохо под КГВ располагается на глубине около 35 км от дневной поверхности. Такой результат согласуется с исследованиями В. Левина [5], согласно которым глубина Мохо в Камчатском регионе варьируются от 30 до 40 км.

Полученные результаты показали применимость метода приемных функций для детальных исследований в районе Ключевской группы вулканов. Маркирование границы Мохо является важным вкладом в изучение глубинного строения региона. Дальнейшие исследования будут направлены на выделение контрастных сейсмических границ земной коры, что позволит получить новую информацию о строении вулканических структур.

Литература

1. *Shapiro N.M. et al.* Understanding Kamchatka's extraordinary volcano cluster // *Eos. Transactions American Geophysical Union*. 2017. №. 98.
2. *Vinnik L.P.* Detection of waves converted from P to SV in the mantle // *Physics of the Earth and planetary interiors*. 1977. Т. 15, №. 1. С. 39–45.
3. *Nikulin A. et al.* Evidence for two upper mantle sources driving volcanism in Central Kamchatka // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 321. P. 14–19.
4. *Zhu L., Kanamori H.* Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. V. 105. №. B2. P. 2969–2980.
5. *Levin V. et al.* Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // *Tectonophysics*. 2002. V. 358, №. 1–4. P. 233–265.



МОДЕРНИЗАЦИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ НЕДР НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Балобаненко А.А.¹, Кокорев О.Н.^{2,3} Щипков А.А.³

¹ «Сибирский региональный центр ГМСН», филиал ФГБУ «Гидроспецгеология», Томск, baa@sfo.geomonitoring.ru

² филиал «Северский» ФГУП «НО РАО», Северск, ONKokorev@norao.ru

³ СТИ НИЯУ МИФИ, Северск

Томская область является крупным промышленным регионом. Состояние геологической среды (недр) на территории Томской области определяется воздействием на нее как природных, так и техногенных факторов, причем роль последних неуклонно возрастает. Более половины промышленных предприятий области функционируют в сфере обрабатывающей промышленности, около трети – в сельском и лесном хозяйстве. Широко развиты нефтегазовая, химическая и нефтехимическая отрасли, атомная промышленность, машиностроение, электроэнергетика, лесопромышленный комплекс и пищевая промышленность [1–3].

Источники техногенной нагрузки по территории области распределены неравномерно, основная нагрузка приходится на наиболее освоенную южную часть – Томскую агломерацию (г. Томск, г. Северск и Томский район), где сосредоточены практически все промышленные производства, сельскохозяйственные комплексы и проживает более 60 % населения [4].

На территории Томской области располагается крупнейший в России пункт захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО», эксплуатация которого волнует население.

В этой связи для обеспечения устойчивого развития территории области проводятся работы по государственному (ГМСН) и региональному мониторингу состояния недр.

Система ГМСН предназначена для информационного обеспечения органов управления государственным фондом недр и других органов государственной власти на региональном и территориальном уровне, в том числе в оперативном режиме, данными, необходимыми для принятия решений по рациональному и безопасному недропользованию, планированию геологоразведочных работ и управлению фондом недр.

ГМСН является составной частью государственного геологического изучения недр. Кроме того, в соответствии с рядом нормативно-правовых актов, ГМСН входит в состав государственного экологического мониторинга, государственного мониторинга водных объектов, является функциональной подсистемой единой государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций [5].

Для ведения ГМСН на территории Томской области создана государственная опорная наблюдательная сеть (ГОНС), включающая 87 скважин, расположенных по всей территории области и в основном приуроченных к крупным населенным пунктам и техногенным объектам. В настоящее время наблюдения на пунктах выполняются в ручном режиме и лишь на одном пункте выполняется опытная эксплуатация телеметрического измерительного комплекса. В перспективе планируется максимально полно оборудовать наблюдательную сеть телеметрическими



измерительными комплексами. Это позволит получать более подробную и точную информацию в режиме онлайн.

Региональный мониторинг выполняется в районе расположения ПГЗ ЖРО по пунктам, расположенным непосредственно в пределах горного отвода недр ПГЗ ЖРО, принадлежащих ФГУП НО «РАО» и за его пределами (фоновые пункты).

Развитие региональной системы мониторинга связано, в первую очередь, с расширением сети наблюдений, путем использования наблюдательных скважин регионального контроля недр ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» на территории г. Северска и прилегающей к нему территории. Кроме этого, в перспективе планируется внедрение новых регистраторов замера уровней подземных вод с автономным питанием. Для оптимизации управления оборудованием (фиксирование показаний уровня подземных вод и передача данных оператору) предлагается использовать автоматизированную систему контроля с беспроводной связью [6, 7].

Учитывая значительный разброс наблюдательных скважин по территории Томской области, для передачи информации с контрольно-измерительных приборов уровня подземных вод целесообразно использовать как проводные, так и беспроводные каналы передачи данных. В качестве способа беспроводной передачи данных используется GSM (расстояние до ~ 30 км от БС, скорость до 384 кБит/с) [8].

Первичные результаты наблюдений за положениями уровней подземных вод представляются в виде таблиц и графиков изменения абсолютных отметок уровней в зависимости от времени и техногенного влияния промышленных предприятий [7, 9]. Планируется доработать способы передачи данных, а также разработать следующий уровень автоматизации и реализовать его средствами SCADA-системы [10].

В рамках модернизации региональной системы мониторинга состояния недр планируется увеличение количества проб пластовых вод из наблюдательных скважин ГОНС с целью использования их как фоновых при оценке пространственного влияния площадок ПГЗ ЖРО.

Модернизация государственной и региональной системы мониторинга состояния недр на территории Томской области позволит осуществлять более эффективный контроль изменения состояния геологической среды под воздействием техногенных объектов, чтобы оперативно реагировать на любые негативные изменения состояния компонентов геологической среды и принимать эффективные решения по минимизации этих изменений [6].

Литература

1. *Балобаненко А.А., Егоров Б.А.* Информационный бюллетень о состоянии недр Сибирского федерального округа за 2018 год. Вып. 15. Томск: Филиал «Сибирский региональный центр ГМСН» ФГБУ «Гидроспецгеология», 2019.
2. *Камнева О.А., Иванчура А.Л.* Государственный мониторинг состояния недр территории Сибирского федерального округа (Томская область). Информационный бюллетень за 2015 г. Вып. 21. Томск: ООО «Сибгеомониторинг», 2016.
3. Промышленность Томской области (2005–2012 гг.): Статистический сборник / Ответ. за выпуск А.В. Левашкина. Томск: Томскстат, 2013. 224 с.
4. *Льготин В.А., Макушин Ю. В., Плевако Г.А.* Мониторинг геологической среды как информационная основа управления состоянием недр на территории Сибирского Федерального округа // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2007. Т.3. С. 98–103.
5. *Анненков А.А., Спектор С.В.* Государственный мониторинг состояния недр – современное состояние и перспективы развития // Всероссийское совещание «Государственный мониторинг состояния недр» (4–5 июня 2019 г.): сборник тезисов. М., 2019. С. 5–6.



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

6. Кокорев О.Н., Козлов А.Е., Носков М.Д., Щипков А.А. Концепция умного полигона глубинного захоронения ЖРО // Известия высших учебных заведений. Физика. 2018. Т. 61. № 12-2. С. 45–49.
7. Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Козлов А.Е. Концепция автоматизированной системы контроля уровня пластовых вод, с целью управления технологическим процессом эксплуатации ПГЗ ЖРО // IX Школа-конференция молодых атомщиков Сибири: (17–19 октября 2018 г.): сборник тезисов докладов. Томск, 2018. С. 150.
8. Гибадулина Т.А., Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А. Система мониторинга уровня пластовых вод в наблюдательных скважинах ПГЗ ЖРО // IX Школа-конференция молодых атомщиков Сибири: (17–19 октября 2018 г.): сборник тезисов докладов. Томск, 2018. С. 150.
9. Кокорев О.Н., Гибадулина Т.А. Система гидродинамического мониторинга пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов // XVI Международная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Перспективы развития фундаментальных наук»: (23–26 апреля 2019 г.): сборник трудов конференции. Северск, 2019.
10. Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Гибадулина Т.А. Модернизация системы гидродинамического мониторинга ПГЗ ЖРО // Актуальные проблемы инновационного развития ядерных технологий: научная сессия НИЯУ МИФИ: (8–12 апреля 2019 г.): материалы конференции. Северск, 2019.



ВЫСОКАЯ ТЕРРАСА Р. ВОЛГИ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ТВЕРИ

Баранов Д.В.

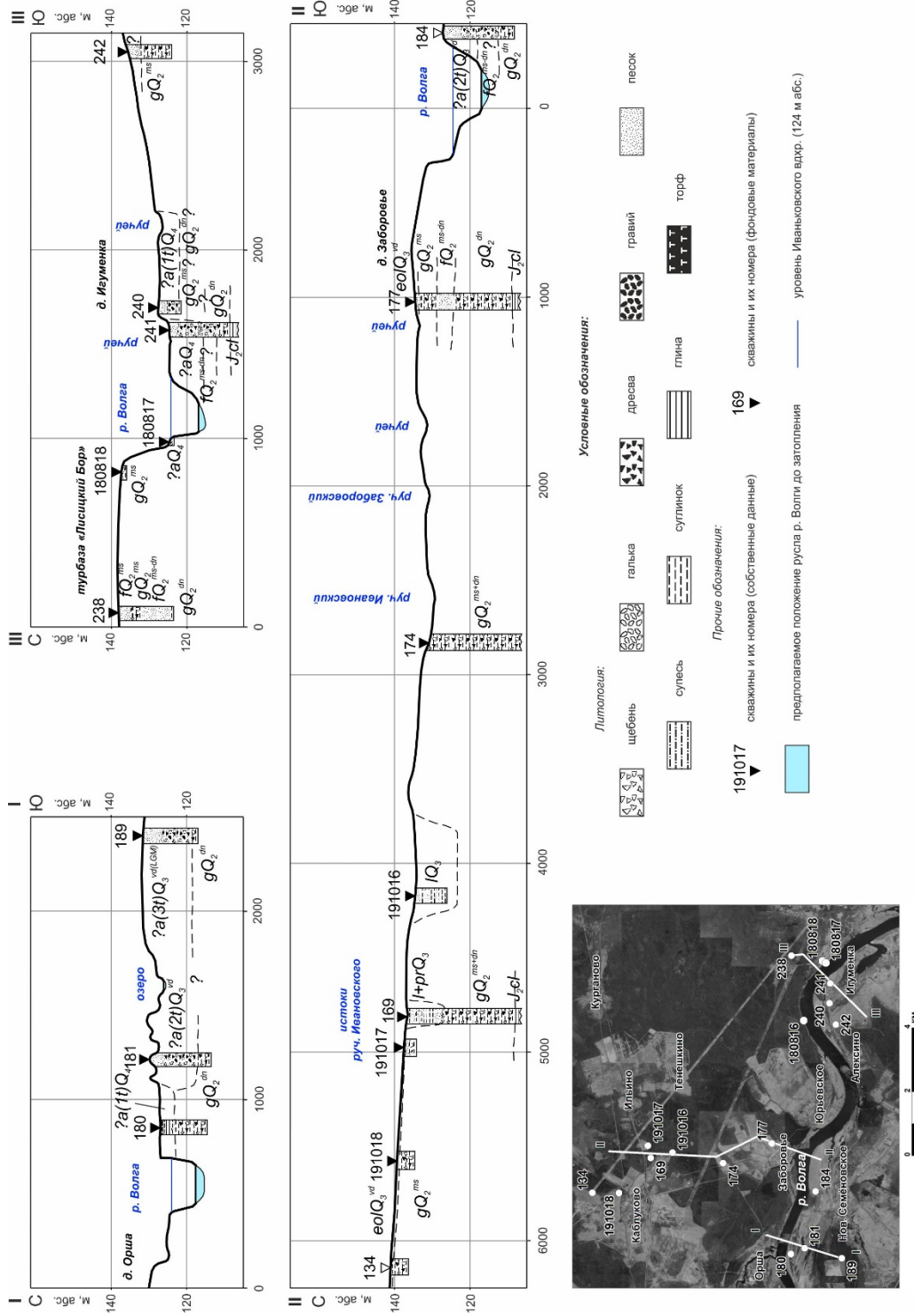
Институт географии РАН, Москва, dm_baranov@igras.ru

К настоящему времени единого мнения о положении в пространстве, особенностях строения и возрасте наиболее высокой террасы р. Волги в окрестностях г. Твери не сложилось [1]. Н.Е. Дик [2], первым описавший долину р. Волги под Тверью, наиболее высокую террасу выделяет на высоте 12–14 м над урезом (здесь и далее относительные высоты приведены от уреза р. Волги до затопления Иваньковского вдхр.). Г.В. Обедиентова [3] наиболее высокий (135–140 м абс.) уровень относит к московско-валдайскому времени и оконтуривает его относительно широкой полосой вдоль р. Волги практически на всем протяжении Тверского Поволжья. На геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (четвертичные отложения) [4] этот уровень (18–20 м над урезом) рассматривается как аллювиально-флювиогляциальная третья терраса стадии деградации московского оледенения. Согласно концепции Д.Д. Квасова [5], на обширных пространствах в окрестностях г. Твери во время поздневалдайского оледенения существовало подпрудное приледниковое Тверское озеро с максимальным уровнем 145 м абс. В то же время работами последних лет [6, 7] установлено, что для долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности наиболее высокий террасовый уровень располагается на высоте 15–17 м относительно уреза, а его формирование относится к времени максимальной фазы поздневалдайского оледенения.

В данном исследовании отражены результаты полевых работ на поверхностях, рассматриваемых в качестве высокой террасы р. Волги в окрестностях г. Твери на левобережье. По собственным данным, существенно дополненным фондовыми материалами [8], построены геолого-геоморфологические профили (рисунок) через долину р. Волги в створах деревень Орша, Заборовье и Игуменка (25–30 км вниз по течению от г.Твери).

Левобережье р. Волги на исследуемом участке представляет собой пологоволнистую равнину с высотами 132–136 м абс. (15–19 м над урезом), осложненную ложбинообразными понижениями. С поверхности эта территория сложена плотными суглинками с большим количеством обломочного материала – мореной московского оледенения (это установлено собственными данными и подтверждается архивными материалами).

Некоторыми скважинами с поверхности обнаружены маломощные (до 0.5 м) глинистые пески и супеси, которые следует рассматривать как эоловые (или нивейно-эоловые) отложения времени деградации поздневалдайского оледенения. В скв. 191016 и 169 вскрыто переслаивание суглинистого и песчаного материала. Исходя из расположения этих скважин – в понижениях рельефа – образование этих толщ, вероятнее всего, связано с локальными условиями заполнения депрессий первичного ледникового рельефа московского времени. Таким образом, отложения, которые можно бы было интерпретировать как озерные приледникового подпрудного озера (в поддержку гипотезы Д.Д. Квасова [6]), в ходе настоящего исследования обнаружены не были.



Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги в створе деревень Орша, Заборовье, Изюменка. Слева внизу – положение профилей на местности (космический снимок <https://www.google.ru/maps/>).



Толщи, которые можно однозначно рассматривать в качестве аллювиальных, вскрыты фондовыми скв. 180, 181, 184, 189, 240, 241. Они слагают поверхности с высотами 7–8, 10–11 м, 12–14 м над урезом р. Волги соответственно. Ограниченность геолого-геоморфологической информации в настоящий момент не позволяет достоверно выделить террасовые уровни в долине, понять особенности их строения и, как следствие, реконструировать развитие долины р. Волги на данной территории. Тем не менее имеющиеся данные позволяют уверенно заявить, что наиболее высокий террасовый уровень располагается не выше 14 м над урезом (132–133 м абс.). Таким образом, уровень наиболее высокой террасы р. Волги в окрестностях г. Твери чуть ниже, чем в пределах Валдайской возвышенности, где он составляет 15–17 м над урезом [6, 7].

В ходе проведенного геолого-геоморфологического исследования установлено, что поверхность 132–136 м абс. на левобережье р. Волги в окрестностях г. Твери является пологоволнистой моренной равниной, а значит, рассматривать ее в качестве наиболее высокой аллювиально-флювиогляциальной террасы р. Волги ошибочно. Отсутствие на рассматриваемой поверхности озерных или озерно-ледниковых отложений является еще одним аргументом, ставящим под сомнение гипотезу Д.Д. Квасова [5] о существовании подпрудного приледникового Тверского озера. Результаты настоящего исследования позволяют уверенно утверждать, что бровка долины р. Волги располагается на более низких, чем предполагалось ранее [3, 4], гипсометрических отметках, а высота наиболее высокой надпойменной террасы не превышает 14 м над урезом.

Исследование проведено при поддержке РНФ (проект №17-17-01289).

Литература

1. Баранов Д.В. К вопросу о возрасте террас р. Волги в Верхневолжье // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 27–28.
2. Дик Н.Е. Геоморфология юго-восточной части Калининской области // Ученые записки МГУ. Вып. 23, география. М.: Изд-во МГУ, 1938. С. 158–173.
3. Геоморфологическая карта долины Волги и прилегающих территорий / Сост.: Г.В. Обедиентова. М.: Институт географии АН СССР, 1965.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Карта четвертичных отложений. Лист О-37-XXV. М.: ГУЦР, 1966.
5. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
6. Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И. и др. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2019. № 6, С. 90–101.
7. Panin A., Baranov D., Moska P. Rates of postglacial incision of the upper Volga river estimated by luminescence dating of the terrace staircase // Practical Geography and XXI Century Challenges. International geographical union thematic conference dedicated to the centennial of the Institute of geography of the Russian academy of sciences. Moscow: Institute of geography RAS, 2018, P. 626–631.
8. Отчет Конаковской партии о геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200 000, проведённой на территории листа О-37-XXV в 1963–1964 гг. Калининская область. Авт.: П.А. Дворцов, Н.Г. Бородин, Г.Д. Родионова. М.: ГУЦР, 1965.



СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЭССЕНТУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Барановская Е.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
baranovskaya_kat@mail.ru

Регион Кавказских Минеральных Вод (КМВ) представляет собой уникальный природный объект, где сформировались различные по химическому составу и бальнеологическим свойствам углекислые минеральные воды.

В центральной части этого региона расположено Эссентукское месторождение минеральных вод, отличающееся большим разнообразием типов вод. В то же время наибольший интерес представляют углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, широкоизвестные как «Эссентуки-4» и «Эссентуки-17», которые издавна используются в бальнеологии, а также для розлива в качестве лечебно-столовых.

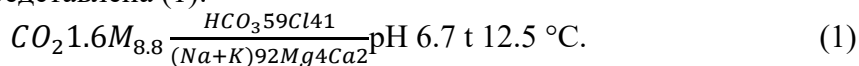
В связи с высокими лечебными свойствами этих углекислых вод, курорт Эссентуки очень быстро приобрел широкую известность в России, а воды аналогичного состава, встречающиеся в других местах, стали называться водами эссентукского типа.

Большое разнообразие вод по ионному и газовому составу и их лечебным свойствам объясняется сложными гидрогеологическими условиями Эссентукского месторождения, которое располагается на большой площади и включает в себя несколько водоносных горизонтов с различными гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими условиями, геотермическими условиями, современным магматизмом, наличием многочисленных разрывных нарушений и зон повышенной трещиноватости.

Эссентукское месторождение минеральных вод находится в центральной части региона КМВ, расположенного в северо-восточной части Минераловодского предгорного артезианского бассейна, представленного чередованием слоев карбонатно-терригенных отложений мезокайнозойского возраста, которые постепенно погружаются в северо-восточном направлении и содержат подземные воды различного состава и разных физико-химических свойств [1]. Областью питания подземных вод бассейна является южная горная часть и кристаллический фундамент, а областью транзита и их бокового оттока за границу бассейна – северный и северо-восточный районы. По многочисленным разрывным нарушениям, а также зонам повышенной трещиноватости происходят внутренние, меж- и внутрипластовые перетоки подземных вод [2]. По тектонически ослабленным зонам на локальных участках осуществляется разгрузка подземных вод на поверхность земли [3].

По химическому составу воды эссентукского типа соляно-щелочные (бессульфатные) углекислые, характеризуются приблизительно равным содержанием гидрокарбонат- и хлор-ионов.

Воды типа «Эссентуки-4» содержат растворенную угольную кислоту в количестве 1.6–2.7 г/дм³, минерализация составляет от 8.5 до 9.4 г/дм³, pH 6.6–6.8. Формула химического состава представлена (1):





Воды типа «Ессентуки-17» в центральной части Ессентукского месторождения содержат углекислоту в количестве 1.8–2.6 г/дм³, минерализация этих вод изменяется от 10.1 до 13.0 г/дм³, рН 6.8–7.0.

Формула химического состава (2):

$$CO_2 1.86M_{12.5} \frac{HCO_3 59Cl41}{(Na+K)93Ca5Mg2} pH 7 t 14.2 \text{ } ^\circ C. \quad (2)$$

Такие минеральные воды, имеющие широкий спектр лечебных показателей, используют для наружного и внутреннего применения [4]. Показаниями для направления на курорты с углекислыми ваннами являются болезни системы кровообращения, также при внутреннем применении воды благоприятно влияют на работу органов ЖКТ, в частности на желудок, печень и почки.

В ходе исследований был собран обширный и уникальный фактический материал, включающий современные режимные гидрогеохимические и гидрогеодинамические данные.

Рассмотрение содержания специфических компонентов в минеральных водах (газы, микроэлементы, радиоэлементы, органическое вещество, щелочность, кислотность) позволило охарактеризовать химический состав и типы ценных минеральных вод района Ессентукского месторождения.

В северной части Ессентукского месторождения минеральные воды приурочены к верхнемеловому водоносному горизонту, вскрыты скважиной на глубине порядка 679 м. Воды горизонта в рассматриваемом районе соляно-щелочные, близкие к типу «Ессентуки-4» – хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 6.8–7.0 г/дм³, практически безуглекислые. Газовый состав метаново-азотно-углекислый. Воды содержат в повышенных концентрациях йод (3.2 мг/дм³), бром (5 мг/дм³), борную кислоту (68 мг/дм³), фтор (3 мг/дм³).

На востоке Ессентукского месторождения воды характеризуются хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым составом с минерализацией 2.4–2.6 г/дм³, без специфических компонентов и свойств, с повышенным содержанием фтора от 2 до 6 мг/дм³. Температура воды в устье 28–30 °С. Воды приурочены к датско-зеландскому (эльбурганскому) водоносному горизонту.

В южной части месторождения минеральные воды приурочены к верхнемеловому водоносному горизонту и являются безуглекислыми слабоминерализованными, гидрокарбонатного натриевого состава, со щелочной реакцией, холодные. Воды подобного состава, как правило, используются в питьевых целях, в том числе и для промышленного розлива в бутылки в качестве природных столовых вод.

В пределах юго-западной части Ессентукского месторождения единственным продуктивным на углекислые минеральные воды является титонско-валанжинский водоносный горизонт, залегающий непосредственно на палеозойском фундаменте. Здесь распространены углекислые воды гидрокарбонатного типа, а также смешанного сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного. В катионном составе вод преобладают кальций и натрий. Минерализация вод составляет 6.2–7.9 г/дм³, достигая 11.5 г/дм³ из-за чрезвычайного перенасыщения вод углекислотой (газовый фактор по скважине в начальный период опытного выпуска превышал 1000 дм³/дм³).

В северо-центральной части Ессентукского месторождения продуктивным на минеральные воды является верхнемеловой водоносный горизонт и водоносная пачка песчаников, залегающих в средней части танетского относительно водоупорного горизонта, к которым приурочены метановые высокоминерализованные (19–20 г/дм³)



хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием брома (20–70 мг/дм³), йода (3–11 мг/дм³) и борной кислоты (41–96.7 мг/дм³). Подземные воды верхнемелового водоносного горизонта по химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные, типа «Ессентуки-4» и гидрокарбонатно-хлоридные типа «Ессентуки-17» натриевые воды с минерализацией от 7.5–8.4 до 12.1–13.3 г/дм³.

В центральной части Ессентукского месторождения минеральные воды приурочены к датско-зеландскому (эльбурганскому) и верхнемеловому водоносным горизонтам. К эльбурганскому горизонту приурочены углекислые холодные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые средне- и высокоминерализованные питьевые и лечебно-питьевые воды «Ессентуки-4» и «Ессентуки-17». Содержание углекислоты в воде типа «Ессентуки-17» составляет от 1.7 до 2.0 г/дм³, минерализация 11.6–12.5 г/дм³, рН 6.30–7.35. Воды типа «Ессентуки-4» содержат углекислоту в количестве 0.67–1.10 г/дм³, минерализация их от 8.2 до 8.8 г/дм³, рН 6.2–6.7. По химическому составу воды верхнемелового водоносного горизонта углекисло-сероводородные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, теплые, мало- и среднеминерализованные (3.2–5.8 г/дм³). Содержание углекислоты в них от 0.63 до 1.00 г/дм³, сероводорода 17.0–19.4 мг/дм³, рН 6.4–6.6. По газовому составу верхнемеловые воды близки к углекисло-сероводородным водам Пятигорского месторождения [5, 6], а по химическому составу это типичные соляно-щелочные ессентукские воды, но с более низкой минерализацией.

В рамках исследований были получены современные результаты гидрогеохимических условий, оценены глубинные температуры формирования вод на основе геотермометров, использованы аналитические, лабораторные методы, которые позволили выявить общие закономерности и механизмы формирования углекислых минеральных вод Ессентукского месторождения.

Литература

1. *Filimonova E., Lavrushin V., Kharitonova N. et al.* Hydrogeology and hydrogeochemistry of mineral sparkling groundwater within Essentuki area (Caucasian mineral water region) // *Environ Earth Science*. 2020. V. 79. P. 15.
2. *Потапов Е.Г., Данилов С.Р., Гаджиханова С.У.* Генезис углекисло-сероводородных минеральных вод Ессентукского месторождения по данным гидрохимических, микробиологических и изотопных исследований // *Курортная медицина*. 2017. № 1. С. 11–16.
3. *Иванов В.В.* Кавказские минеральные воды. М.: ЦНИИКФ, 1972. Т. 21. 158 с.
4. *Потапов Е.Г., Данилов С.Р.* История изучения углекислых минеральных вод Ессентукского месторождения // *Курортная медицина*. 2012. № 3. С. 9–12.
5. *Лаврушин В.Ю.* Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Тр. ГИН РАН. Вып. 599 Отв. ред. Б.Г. Поляк. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
6. *Лаврушин В.Ю., Лисенков А.Б., Айдаркожина А.С.* Генезис Ессентукского месторождения углекислых вод (Северный Кавказ) // *Геохимия*. 2020. Т. 65, № 1. С. 77–91.



30 мин с шагом 15 мин. Кроме указанных выше типов нормализации были рассмотрены другие, а именно: клипирование (clipping), которое подразумевает приведение всех амплитуд во временной области, превышающих в полтора раза стандартное отклонение всего сигнала, к этому значению и нормализацию в плавающем окне, предельным случаем которой является однобитная нормализация [4]. Однако улучшений от применения этих типов нормализации замечено не было, поэтому было решено использовать менее ресурсозатратные процедуры.

Ниже представлены получившиеся кросс-корреляции по нескольким парам станций:

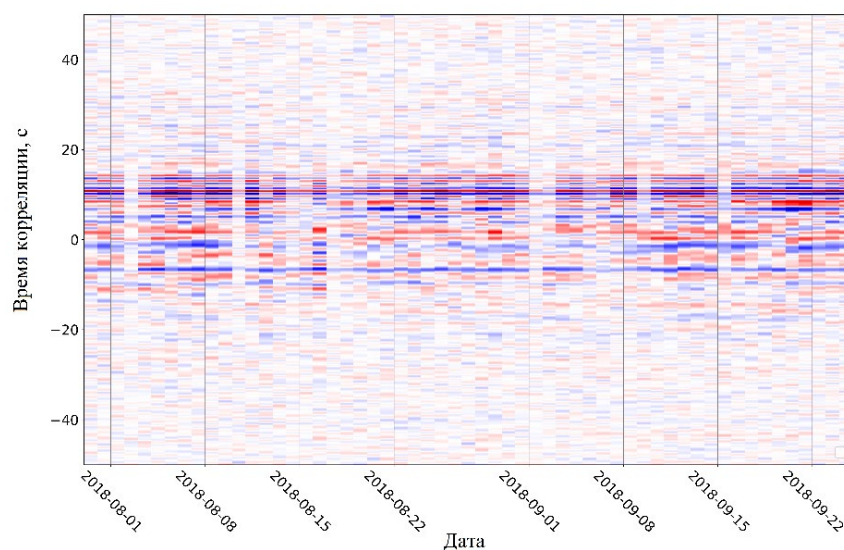


Рис. 2. Станции KM01-KM03.

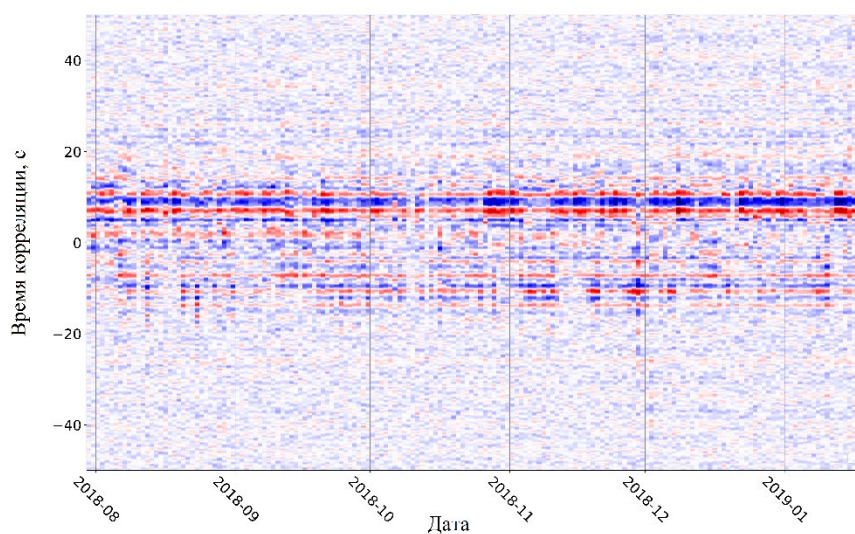


Рис. 3. Станции KM01 и KM05.



Построение дисперсионных кривых поверхностных волн Рэлея происходило с помощью алгоритма FTAN, который применялся к усредненным за весь период записи кросс-корреляциям. FTAN включает в себя [5, 6]: прямое Фурье-преобразование, вычисление от него аналитического сигнала, к которому применяются узкие фильтры Гаусса, после чего групповая скорость определяется как отношение расстояния между станциями ко времени, соответствующему максимуму огибающей на центральной частоте соответствующего фильтра. Далее вычисляется фазовая поправка (ϕ), после чего сигнал фильтруют косинусоидальным фильтром во временной области, берут от него прямое Фурье-преобразование, умножают на $\exp(-i\phi)$ и берут обратное Фурье-преобразование. В результате получают «чистый сигнал», к которому опять применяют процедуры FTAN, получая «чистую» кривую групповых скоростей. Среди кривых, которые движутся вдоль локальных максимумов амплитуды, выбранная кривая групповой скорости максимизирует сумму амплитуд, сохраняя при этом некоторую гладкость. В процессе построения дисперсионных кривых вычисляется соотношение сигнал/шум на периодах FTAN и ошибка построения «чистой» кривой групповых скоростей.

По получившимся дисперсионным кривым были построены непрерывные двумерные распределения групповой скорости волн Рэлея при помощи итеративной томографической инверсии в алгоритме SURF_TOMO_work. И, наконец, была построена трехмерная модель распределения скорости, с использованием непрерывных двумерных распределений групповой скорости волн Рэлея.

Литература

1. *Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P. et al.* Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169. P. 1239–1260.
2. *Huajian Y., D. van Der Hilst R., V. de Hoop M.* Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis — I. Phase velocity maps // *Geophysical Journal International*. 2006. V. 166. P. 732–744.
3. *Levshin A.L., Ritzwoller M.H.* Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves // *Pure and Applied Geophysics*. 2001. V. 158. P. 1531–1545.
4. *Bensen G. D., Ritzwoller M. H., Shapiro N. M.* Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2008. V. 113.
5. *Levshin A.L., Pisarenko V.F., Pogrebinsky G.A.* On a frequency-time analysis of oscillations // *Annales de Géophysique*. 1972. V. 28. P. 211–218.
6. *Levshin A.L., Ratnikova L.I., Berger J.* Peculiarities of surface wave propagation across Central Asia // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. V. 82. P. 2464–2493.



ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СРЕДЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД ПАЛЕОБАССЕЙНА НА О. ВРАНГЕЛЯ

Белошей В.Э., Тучкова М.И.

Геологический институт РАН, Москва, beloshei@ginras.ru, tuchkova@ginras.ru

В составе Чукотской складчатой области выделяется Новосибирско-Врангелевская складчатая система, которая включает Новосибирский, Котельный и Врангелевский террейны [1]. К Врангелевскому террейну относится о. Врангеля, на территории которого выделены три тектонические зоны [2]: Северная (СЗ), Центральная (ЦЗ) и Южная (ЮЗ), характеризующиеся определенными структурными и стратиграфическими особенностями.

Были изучены каменноугольные карбонатные породы тектонических ЦЗ и ЮЗ. В задачи исследования входил анализ опубликованного и фондового литературного материала и проведение литолого-петрографического, геохимического (ICP MS), силикатного (РФА) анализа с интерпретацией полученных данных для последующей реконструкции обстановок осадконакопления.

ЦЗ на севере надвинута на структуры СЗ, а на юге на нее надвинуты комплексы ЮЗ [3–5]. Раннекаменноугольные и среднекаменноугольные карбонатные породы изучались в бассейнах рек Неизвестной, Мамонтовой и Красный Флаг [2, 6].

В ЮЗ принято выделять крупный антиклинорий, состоящий из пакета надвиговых пластин, каждая из которых представляет собой опрокинутую к северу антиклинальную складку с сорванным северным крылом [2]. Раннекаменноугольные и среднекаменноугольные карбонатные породы ЮЗ изучались в бассейнах рек Хищникова, Сомнительной, ручье Вьючном, на мысах Уэринг и Птичий базар [2, 6].

На основе результатов геохимических анализов установлено следующее.

Отношение $V/Cr < 1$ указывает на оксидную обстановку, $V/Cr > 5$ – на аноксидную [7]. Придонная вода на протяжении всего раннекаменноугольного периода была несколько обеднена кислородом – значения V/Cr варьируются от 0.72 до 2.15 в обеих зонах; в среднекаменноугольное время в ЦЗ – V/Cr 0.0–0.37, значения V/Cr варьируются от 0.93 до 1.49 в ЮЗ, что указывает на оксидную обстановку.

Отношение $V/(V + Ni)$ варьируется от 0.65–0.70 в осадках, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках, до почти 1.0 в аноксидных [8]. Согласно этому распределению, в рассматриваемом осадочном бассейне в раннекаменноугольное время обстановки были кислородными (указанное отношение от 0.27 до 0.64). Оксидные обстановки осадконакопления в среднекаменноугольное время продолжали оставаться в ЦЗ ($V/(V + Ni)$ 0.00–0.32), а в ЮЗ они сменялись на умеренно бескислородные ($V/(V + Ni)$ 0.26–0.87).

Наиболее показательным является аутигенный уран ($U_{аут}$) [9, 10], его количество рассчитывается по формуле: $U_{аут} = U_{общ} - Th/3$, содержание $U_{аут} < 5$ мкг/г указывает на кислородную среду, а $U_{аут} > 12$ мкг/г – на аноксидную [7, 10], так как он фиксируется главным образом органическим веществом. Содержание этого компонента в исследуемых образцах варьируется от 0.07 до 4.53 мкг/г.

Концентрация Се и Еu. Се, как и Еu, подвижен в восстановительной обстановке [11, 12], поэтому в породах, образованных в присутствии кислорода, появляются положительные Се и Еu аномалии [11–15]. В каменноугольных известняках ЮЗ



значения Ce/Ce^* варьируются от 0.01 до 0.14, Eu/Eu^* – от 0.43 до 1.01, что указывает на морские обстановки. В раннекаменноугольных известняках ЦЗ значения Ce/Ce^* от 0.02 до 0.05, Eu/Eu^* – от 0.48 до 1.15, что указывает на морские обстановки осадконакопления, а в среднекаменноугольных известняках значения Ce/Ce^* от 0.03 до 0.87, Eu/Eu^* – от 0.61 до 1.45, поэтому предполагается, что осадконакопление происходило во время постепенного обмеления бассейна.

Геохимическим индикатором климата является отношение $\sum Ce/Y$ [16], значения $\sum Ce/Y < 3$ указывают на условия осадконакопления в аридном климате в обеих зонах.

Считается, что на фоне снижающейся скорости осадконакопления в мелководной, богатой кислородом среде происходит обогащение осадка РЗЭ за счет осаждения лантаноидов из морской воды на гидроксидах железа и марганца [15, 17]. Спектры распределения раннекаменноугольных известняков ЦЗ и ЮЗ, нормированные на хондрит (C_{1ch}), обеднены РЗЭ, что косвенно указывает на морские условия осадконакопления, известняки среднекаменноугольного возраста немного обогащены РЗЭ, что может указывать на постепенное обмеление бассейна, заметное обогащение РЗЭ наблюдается в среднекаменноугольных отложениях мыса Птичий базар. Анализ диаграмм РЗЭ ранне- и среднекаменноугольных отложений ЦЗ и ЮЗ показывает их хорошую сходимость, что позволяет предполагать осадконакопление пород в едином морском бассейне.

Анализ геохимических данных позволяет предположить, что осадконакопление раннекаменноугольных карбонатных пород Центральной и Южной зон происходило в теплом неглубоководном морском бассейне. В среднекаменноугольное время осадконакопление происходило в теплом мелководном морском бассейне, а отложения Южной зоны (мыс Птичий базар) – в прибрежно-морских обстановках.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 18-05-70061, при базовом финансировании за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078.

Литература

1. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
2. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В. и др. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.
3. Каменева Г.И. Структура центральной части о. Врангеля // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 49–58.
4. Косьюк М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
5. Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д. Геологическое строение острова Врангеля // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. С. 377–404.
6. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // Journal of Geodynamics. 2018. P. 1–31.
7. Bond D., Wignall P.B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geological Magazine. 2004. V. 41 (2). P. 173–193.
8. Hatch J.R., Leventhal J.S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excelsior Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA // Chemical Geology. 1997. V. 134. P. 215–235.
9. Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach // Geology. 1988. V. 16. P. 452–455.
10. Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. V. 111. P. 111–129.



11. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
12. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
13. *Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Brumsack H.J. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*: results from ODP leg 127 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 2453–2466.
14. *Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G.* Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin // *Chemical Geology*. 2005. V. 221. P. 260–278.
15. *Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Известняки пограничного серпуховско-башкирского интервала на Южном и Среднем Урале: особенности геохимии // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2019. С. 85–94.
16. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // *Геохимия*. 1967. Т. I. С. 3–19.
17. *Bellanca A., Masetti D., Neri R.* Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes // *Chemical Geology*. 1997. V. 141. P. 141–152.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРБОНЕ НА КУУЛЬСКОМ ПОДНЯТИИ (МЫС КИБЕРА) ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Белошей В.Э., Тучкова М.И.

Геологический институт РАН, Москва, beloshei@ginras.ru, tuchkova@ginras.ru

Объектом исследования являются терригенно-карбонатные отложения нижне-среднекаменноугольного возраста Куульского поднятия (мыс Кибера) Чаунского субтеррейна, разделенные на *юнонскую* (C_{1jn}) и *киберскую* (C_{1-2kb}) свиты [1–4]. В задачи исследования входил анализ опубликованных работ и проведение литолого-петрографического, геохимического (ICP MS), силикатного (РФА), изотопного ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) анализа с последующей интерпретацией полученных данных для реконструкции обстановок осадконакопления в палеозое.

В основании каменноугольных отложений м. Кибера отмечены прослой полимиктовых и олигомиктовых конгломератов, которые отнесены к нижней части *юнонской свиты* (C_{1jn}). Остальная часть разреза свиты представлена известковыми алевролитами, аргиллитами и известняками, мощность прослоев от 2 см до 0.3–0.5 м [1, 4–6].

Киберская свита (C_{1-2kb}) выделена в пределах Куульского поднятия на сравнительно ограниченных площадях в районе мыса Кибера и на междуречье Кэвеем-Пегтымель [1, 6]. Здесь отложения свиты связаны с отложениями *юнонской свиты* постепенными переходами. Мощность отложений в отдельных выходах варьируется от 15 до 150 м. На *киберской свите* с размывом, но без видимого углового несогласия залегают пермо-триасовые отложения (P_2-T_1g *гэсмыткунская толща*). Контакт неровный, с карманами и вымоинами глубиной до 30 см.

Обработаны результаты геохимических анализов (ICP-MS) карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Суммарная концентрация РЗЭ в карбонатных породах Куульского поднятия 18.2–129.0 мкг/г. Концентрация РЗЭ в разы увеличивается в терригенно-карбонатных образованиях – от 137.1 до 259.7 мкг/г. Из-за снижающейся скорости осадконакопления в мелководной, богатой кислородом среде происходит обогащение осадка РЗЭ за счет осаждения лантаноидов из морской воды на гидроксидах железа и марганца [7, 8]. Спектры распределения каменноугольных известняков и терригенно-карбонатных пород Куульского поднятия, нормированные на хондрит (C_{1ch}), обеднены РЗЭ, что косвенно указывает на морские условия осадконакопления.

Использование элементов-индикаторов окислительно-восстановительных обстановок каменноугольного бассейна с карбонатной седиментацией позволило установить следующее.

Отношение $V/Cr < 1$ указывает на оксидную обстановку, $V/Cr > 5$ – на аноксидную [9]. Придонная вода на протяжении всего раннекаменноугольного периода была несколько обеднена кислородом – значения V/Cr варьируются от 0.3 до 1.5.

Отношение $V/(V + Ni)$ варьируется от 0.65–0.70 в осадках, сформировавшихся в умеренно бескислородных обстановках, до почти 1.0 в аноксидных [10]. Согласно этому распределению, в рассматриваемом осадочном бассейне в



раннекаменноугольное время обстановки были умеренно бескислородные ($V/(V + Ni)$ 0.5–0.8).

Концентрация Ce и Eu. Ce, как и Eu, подвижен в восстановительной обстановке [11, 12], поэтому в породах, образованных в присутствии кислорода, появляются положительные Ce и Eu аномалии [11–14]. В карбонатных породах Куульского поднятия значения Ce/Ce^* варьируются от 0.52 до 0.95, а в силикатно-карбонатных породах Ce/Ce^* от 0.89 до 1.04, значения Eu/Eu^* в породах от 0.57 до 0.85; предполагается, что осадконакопление происходило в мелководных морских обстановках.

Геохимическим индикатором климата является отношение $\sum Ce/Y$ [15], в проанализированных образцах значения $\sum Ce/Y > 3$, что позволяет предположить осадконакопление в семиаридной климатической зоне.

Результаты изотопного анализа ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$): значения $\delta^{18}O$ в карбонатных породах Куульского поднятия – от 9.0 до 28.0 ‰. Высокие значения $\delta^{13}C$ (до 4.3 ‰) характерны для нижней части C_{1-2kb} , интерпретируются как типичные для мелководных морских условий с высокой биопродуктивностью в засушливом климате [6]. Низкие значения $\delta^{13}C$ определены в карбонатных породах юононской свиты и в верхней части C_{1-2kb} ($\delta^{13}C$ от –0.1 до 2.0 ‰), указывают на колебания уровня моря и высокие температуры морской воды при карбонатном осаждении.

Анализ литологических, геохимических и изотопных данных позволяет предположить, что осадконакопление терригенно-карбонатных пород Куульского поднятия (мыс Кибера) происходило в теплом мелководном морском бассейне, вблизи размываемого внутрибассейнового поднятия, сложенного гранитоидами.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 18-05-70061, при базовом финансировании за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078.

Литература

1. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Девонские отложения побережья пролива Лонга (Центральная Чукотка) // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 151–157.
2. *Соловьева М.Ф.* Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам ниже- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. Л.: Наука. 1975. С. 42–53.
3. *Васильева Н.М., Соловьева М.Ф.* Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля // Региональная биостратиграфия карбона современных континентов. М.: Наука, 1979. С. 128–132.
4. *Саморуков Н.М., Матвеев В.Т.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба. Лист R-59-XXIII, XXIV. М., 1984. 93 с.
5. *Тиблов И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
6. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al.* Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // Journal of Geodynamics. 2018. P. 1–31.
7. *Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G.* Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin // Chemical Geology. 2005. V. 221. P. 260–278.
8. *Bellanca A., Masetti D., Neri R., 1997.* Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes // Chemical Geology. V. 141. P. 141–152.
9. *Bond D., Wignall P.B., Racki G.* Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geological Magazine. 2004. V. 41 (2). P. 173–193.



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

10. *Hatch J.R., Leventhal J.S.* Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA // *Chemical Geology*. 1997. V. 134. P. 215–235.
11. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
12. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане // *Литология и полезные ископаемые*. 2004. № 4. С. 339–358.
13. *Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Известняки пограничного серпуховско-башкирского интервала на Южном и Среднем Урале: особенности геохимии // *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2019. С. 85–94.
14. *Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Brumsack H.J. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*: results from ODP leg 127 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 2453–2466.
15. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // *Геохимия*. 1967. Т. I. С. 3–19.



ВАРИАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ИГНИМБРИТОВ ВЕРХНЕАВАЧИНСКОЙ КАЛЬДЕРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ УСЛОВИЙ МАГМОГЕНЕРАЦИИ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

Бергаль-Кувикас О.В.^{1, 2, 3}, Биндеман И.Н.^{3, 4}, Rogozin A.N.¹

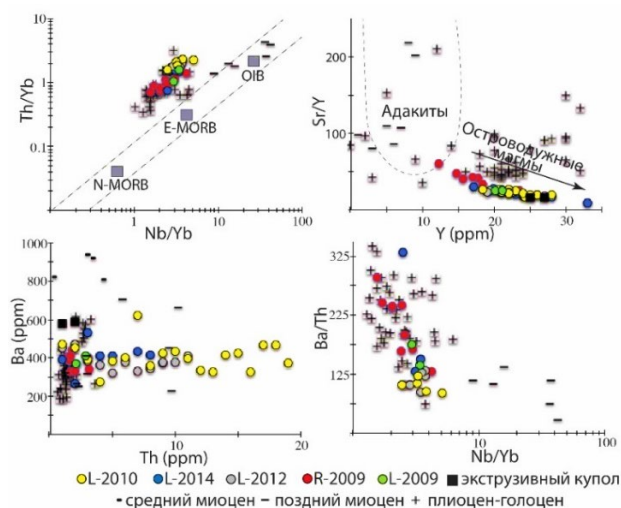
¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, kuvikas@mail.ru

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

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

⁴ Университет Орегона, Орегон, США

Камчатка – классическая континентальная окраина, образовавшаяся при длительной эволюции Северо-Западной Пацифики и причленении разновозрастных террейнов островных дуг [1]. На основании геологических [2], геофизических [3] и магнитных характеристик [4] последним причленившимся террейном была Кроноцкая палеодуга. В результате произошел перескок зоны субдукции и началось формирование современного Восточного вулканического пояса (ВВП) Камчатки [5]. По данным Г.П. Авдейко с соавторами [6], ВВП начал формироваться в конце миоцена, фиксируя собой начальный этап образования Курило-Камчатской островной дуги. На примере изученных обнажений игнимбритов (L-2010, L-2014, L-2012, R-2009, L-2009) Верхнеавачинской кальдеры (ВК), расположенной на территории ВВП, нами были выявлены условия изменения осадконакопления и был подтвержден переход от подводной обстановки континентального склона к субаэральной обстановке островной дуги [7]. Исследуемая кальдера находится в верховьях рек Авача и Кавыча, в 100 км к северо-западу от Петропавловска-Камчатского. При сравнении абсолютных датировок и общих петрогенных окислов пород в [8] было показано, что ВК – самая древняя кальдера из всех известных на Камчатке с наиболее основным составом магм. Вариации отношений Th/Yb, Nb/Yb в породах района ВК, в сравнении с составами пород срединно-океанических хребтов (E-MORB, N-MORB) и горячей точки (OIB), свидетельствуют об изменении источников магмогенерации во времени (рисунок).



Соотношения редких элементов для пород ВК в сравнении с другими разновозрастными породами ВВП Камчатки. Дискриминационные линии проведены по данным [9, 10]. Черные символы – составы пород раннего и позднего миоцена [11], плиоцен-голоцена [12]. L-2010, L-2014, L-2012, R-2009, L-2009 и экструзивный купол – породы обнажений, описанных в публикации о геологическом строении ВК [8].



Было установлено, что составы игнимбритов данной кальдеры имеют промежуточные значения между горячей точкой (OIB) и обогащенной мантией срединно-океанических хребтов (E-MORB). Было выявлено, что соотношения флюид-мобильных элементов (Ba, Th) максимальны для пород ВК в сравнении с другими разновозрастными породами ВВП (рисунок), что может объяснить эксплозивность магм основного состава и последующее формирование базальт-андезитовых игнимбритов ВК.

Аналитические работы по измерению петрогенных и редких элементов выполнены в центре коллективного пользования ИГЕМ РАН за счет гранта РФФИ 19-17-00241.

Литература

1. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
2. Konstantinovskaya E. Early Eocene arc–continent collision in Kamchatka, Russia: structural evolution and geodynamic model // Arc–continent collision. Berlin, Heidelberg: Springer, 2011. P. 247–277.
3. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // GMS. 2007. 172. P. 57–64.
4. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // Tectonics. 2000. V. 19(5). P. 834–851.
5. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. Геодинамические условия образования адакитов и NB-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1–13.
6. Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. №1. С. 32–59.
7. Бергаль-Кувикас О.В., Rogozin A.H., Кляццкий Е.С. Использование сравнительного анализа распространения и происхождения кальдер с базальт-андезитовым составом магм для изучения генезиса миоценовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 3. С. 815–828.
8. Bergal-Kuvikas O., Leonov V., Rogozin A. et al. Stratigraphy, structure and geology of Late Miocene Verkhneavachinskaya caldera with basaltic–andesitic ignimbrites at Eastern Kamchatka // Journal of Geosciences. 2019. V. 64. P. 229–250.
9. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347(6294), P. 662–665.
10. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. № 1–4. P. 14–48.
11. Volynets O.N., Karpenko S.F., Kay R.W., Gorrington, M. Isotopic composition of Late Neogene K-Na alkaline basalts of eastern Kamchatka: indicators of the heterogeneity of the mantle magma sources // Geochemistry International. 1997. V. 35, №. 10. P. 884–896
12. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // Journal of volcanology and geothermal research. 2000. V. 104. P. 131–151.



ВЫЯВЛЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ ПОД ВУЛКАНОМ БЕЗЫМЯННЫМ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЕМ 20.12.2017 Г. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОРРЕЛЯЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Бережнев Я.М.^{1,2}, Беловежец Н.Н.^{1,2}, Кулаков И.Ю.^{1,2}, Шапиро Н.М.^{3,4}, Сенс-Шёнфельдер К.⁵

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, y.berezhnev@g.nsu.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Institut des Sciences de la Terre (ISTERRE), Dakar, Senegal

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

⁵ GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany

Вулкан Безымянный относится к Ключевской группе вулканов, Камчатка. Его извержения продолжаются практически непрерывно уже более 50 лет, однако еще ни разу подготовка извержения, а также оно само не были записаны сейсмическими станциями. Это дало уникальную возможность обнаружить предвестники взрывного извержения 20.12.2017 г. Целью исследования было выявление вариаций сейсмических скоростей под вулканом Безымянным по результатам корреляции сейсмического шума.

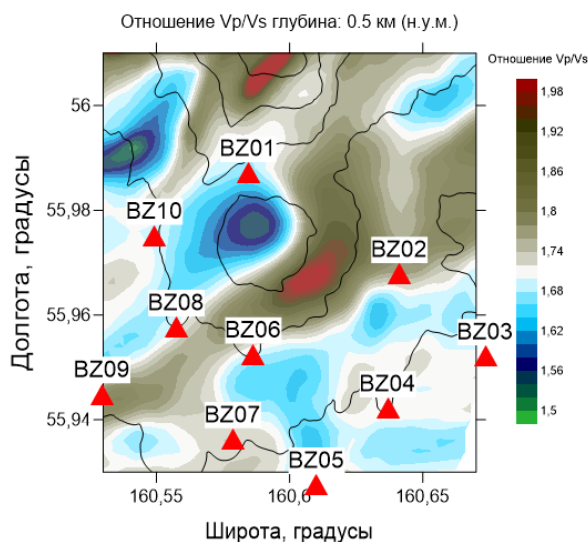


Рис. 1. Сейсмическая сеть, установленная на вулкане Безымянном, наложенная на аномалии, полученные с помощью сейсмической томографии [3].

Для выявления вариаций сейсмических скоростей были обработаны вертикальные компоненты сейсмических записей. Обработка состояла из предобработки, частотно-временной нормализации, построения кросс-корреляционных функций [1, 2]. Частотно-временная нормализация представляет собой: спектральное отбеливание в окнах 1–3 с, 2–4 с и 3–6 с, 3–8 с, которые были выбраны по результатам локализации землетрясений, сейсмической томографии [3], а также по ядрам чувствительности групповой скорости волны Релея для Ключевской группы вулканов; однобитную нормализацию, после которой опять применяется



спектральное отбеливание в тех же окнах. Кросс-корреляции вычислялись сдвигающимся окном суммирования шириной 30 мин с шагом 15 мин.

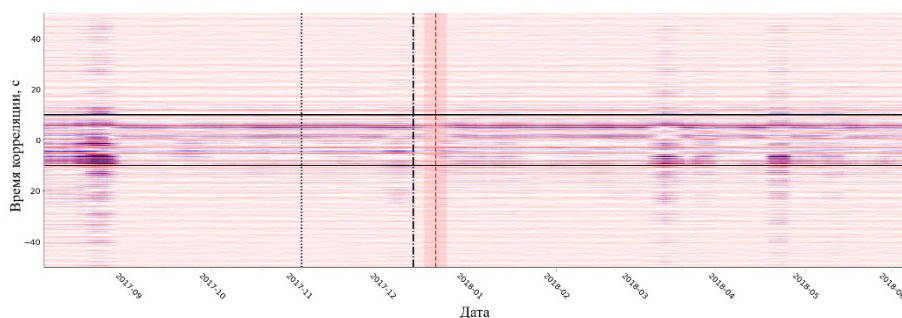


Рис. 2. Кросс-корреляции по станциям BZ01-BZ05. Пунктирными линиями отмечены: активизация глубокого роя землетрясений (черный пунктир), активизация приповерхностного роя землетрясений (пунктир с точкой) и извержение (красный пунктир), а также красной заливкой отмечены все измерения, сделанные по осредненным кросс-функциям, в которые входит день извержения. Отчетливо видно влияние Ключевского вулкана в августе.

На следующем этапе к осредненным в скользящем окне шириной 8 дней кросс-корреляционным функциям были применены следующие техники определения относительного изменения сейсмических скоростей:

Техника растяжения [4]: сжатие и растяжение оси времени кросс-корреляции; вычисление коэффициента корреляции с эталонной корреляционной функцией. Значение относительного изменения скорости равно коэффициенту растяжения, взятого со знаком минус. В качестве эталонной корреляционной функции использовалась осредненная за период с 01.09.2017 г. по 01.11.2017 г.

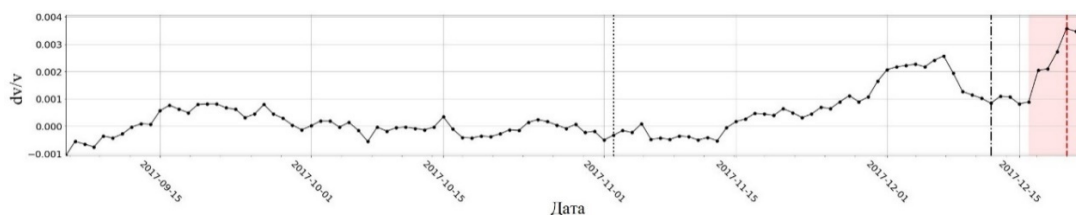


Рис. 3. Кривая относительных изменений скоростей по кросс-корреляциям станций BZ05-BZ10 в полосе пропускания 1–3 с, полученная с помощью техники растяжения. Черная кривая – dv/v , красной заливкой отмечены все измерения, сделанные по осредненным кросс-функциям, в которые входит день извержения.

Кросс-спектральный анализ с подвижным окном (MWCS) [5]: вычисление в спектральной области разницы фаз между исследуемым и эталонным сигналом, где в качестве эталонной корреляционной функции использовалась осредненная за период с 01.09.2017 г. по 01.11.2017 г.

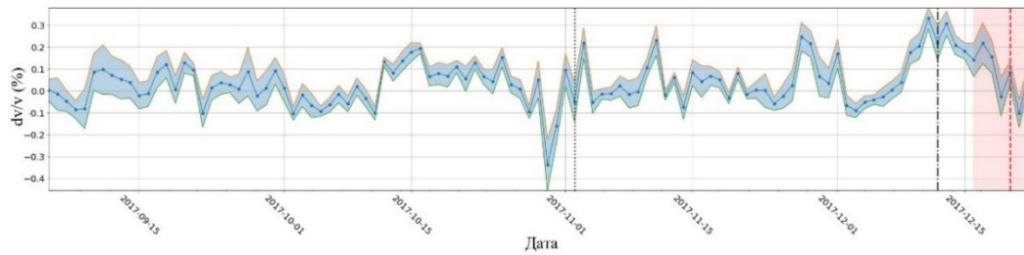


Рис. 4. Кривая относительных изменений скоростей по кросс-корреляциям станций VZ02-BZ10 в полосе пропускания 1–3 с, полученная с помощью техники MWCS. Синяя кривая – dv/v (%), голубой заливкой обозначен коридор погрешностей определения, красной заливкой отмечены все измерения, сделанные по осредненным кросс-функциям, в которые входит день извержения.

Техника вычисления вариаций сейсмических скоростей без использования эталонной кросс-корреляционной функции на основе MWCS и Байесовской инверсии методом наименьших квадратов [6]: определение относительных изменений скорости между всеми парами корреляций, соответствующих отдельным дням, и последующее вычисление вариаций сейсмических скоростей путем решения системы линейных уравнений:

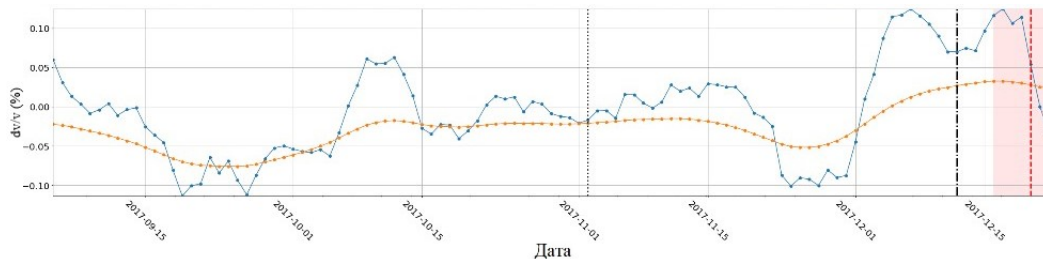


Рис. 5. Кривая относительных изменений скоростей по кросс-корреляциям станций VZ05-BZ10 в полосе пропускания 1–3 с, полученная с помощью MWCS без эталонной корреляции. Синяя кривая – короткопериодные изменения; оранжевая кривая – длиннопериодные изменения, красной заливкой отмечены все измерения, сделанные по осредненным кросс-функциям, в которые входит день извержения.

Литература

1. Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P. et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169. P. 1239–1260.
2. Brenguier F., Shapiro N., Campillo M. et al. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 126–130.
3. Koulakov I., Plechov P., Mania R. et al. Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12. 2017 // *Scientific reports*. 2021. V.11(1). P. 1–12.
4. Sens-Schönfelder C., Wegler U. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. P. 1–5.
5. Clarke D., Zaccarelli L., Shapiro N.M., Brenguier F. Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise // *Geophysical Journal International*. 2011. V.186. P. 867–882.
6. Brenguier F., Campillo M., Takeda T. et al. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // *Science*. 2014. V. 345. P. 80–82.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПУЛЬСОВ И ОЦЕНКИ ТЕМПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ: ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС, ВЫСОКИЕ ШИРОТЫ

Бобровникова Е.М.^{1,2}, Лебедев И.Е.^{1,2}

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, lzbbvkv@gmail.com

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

Активность крупных вулканических провинций (LIP) может оказывать значительное влияние на изменение климата и химического состава гидросферы и атмосферы, что рассматривается как причина крупных биотических кризисов – массовых вымираний [1]. За последние 540 млн лет биосфера Земли испытала несколько массовых вымираний, при этом имеются основания полагать, что массовые вымирания начиная с 300 млн лет назад [2] отчетливо коррелируют с проявлением магматических событий на нашей планете. Однако воздействие магматических событий на климат и, соответственно, на биосферу возможно только в том случае, если они происходят в форме масштабных и интенсивных извержений, которые могут включать в себя несколько эруптивных циклов, происходящих за сравнительно короткие промежутки времени – от нескольких десятилетий до первых тысяч лет [3, 4]. Изучение записи вековых вариаций магнитного поля Земли (в прошлом палеовековых вариаций (PSV)) палеомагнитным методом позволяет оценить темпы формирования крупных магматических провинций.

Для использования метода палеовековых вариаций необходимым условием является оценка их амплитуды, которая отражает разброс виртуальных геомагнитных полюсов, вычисленных для конкретного магматического объекта, в качестве которого чаще всего используют лавовые толщи. Одним из потенциально перспективных объектов для постановки подобного рода исследований является одна из крупнейших фанерозойских магматических провинций окраинно-континентального магматизма – меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс, объем вулканогенного комплекса которого оценивается почти в 1 млн км³ [4, 5], а протяженность вдоль тихоокеанской окраины Азии составляет более 3000 км. Основной целью данного исследования является получение ограничений на величину амплитуды PSV для позднемелового периода, что позволит в дальнейшем использовать эти данные для оценки интенсивности и продолжительности вулканической активности в ходе формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Формирование палеомагнитной записи в вулканических потоках происходит путем приобретения термоостаточной намагниченности (TRM) при их остывании ниже точки Кюри содержащихся в них магнитных минералов. При отсутствии вторичных изменений TRM может сохраняться в породах сотни миллионов лет и более. Положение виртуального геомагнитного полюса (VGP) можно вычислить по склонению и наклонению вектора остаточной намагниченности, и именно данный VGP будет характеризовать направление геомагнитного поля в данное время и в данном месте формирования вулканического потока. Набор VGP для известной стратиграфической последовательности лавовых потоков/покровов и будет представлять собой запись вековых геомагнитных вариаций. Согласно современным



оценкам [6], изменение направления геомагнитного поля происходит в среднем со скоростью 2° за столетие и больше. Сама амплитуда вековых вариаций оценивается параметром дисперсии (S_b), который представляет собой среднеквадратичное отклонение виртуальных геомагнитных полюсов (VGP) от их среднего.

По вулканическим породам, охватывающим последние 5 млн лет, были выполнены многочисленные исследования, которые показали, что амплитуда вековых вариаций имеет зависимость от широты [7]. По величине отклонения наблюдаемой амплитуды вековых вариаций относительно ожидаемой (отражающей общий размах вариаций) можно оценить длительность формирования вулканического разреза. Если вулканический разрез формировался длительное время (более 10 тыс. лет), достаточное для осреднения вековых вариаций, то амплитуда записанных в нем геомагнитных вариаций будет соответствовать ожидаемой, согласно используемой модели для данной широты. В случае значительно более высоких скоростей извержений амплитуда записанных вариаций будет ниже, чем ожидаемое значение дисперсии для данной широты. Таким образом, возможно выполнение оценки интенсивности и продолжительности формирования лавовой толщи.

В течение полевых сезонов 2019–2020 гг. нами были выполнены палеомагнитные исследования обширной коллекции образцов из разрезов поздне меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса, расположенных на территории Билибинского района Чукотского автономного округа. Результат в данной работе представляет объект «Купол», включающий девять разрезов, в которых изучено 79 лавовых потоков. Из каждого потока было отобрано от 8 до 20 образцов, а при их ориентировке использовался как магнитный компас, так и солнечный. Для большей части коллекции была проведена чистка переменным магнитным полем; часть образцов прошла температурную чистку: показано, что оба вида магнитной чистки дают статистически неразличимые результаты. Значительная часть изученных образцов содержит палеомагнитную запись хорошего и удовлетворительного качества. В таких образцах по результатам магнитной чистки обычно выделяется две компоненты естественной остаточной намагниченности: (1) менее стабильная низкокоэрцитивная (низкотемпературная) с крайне нерегулярными направлениями, природа которой считается нами вязкой (VRM); (2) наиболее стабильная высококоэрцитивная (высокотемпературная) характеристическая компонента с положительными крутыми наклонениями и склонениями, распределенными по всем четвертям стереограммы. Виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) были рассчитаны для каждого вулканического потока из девяти разрезов по среднему направлению характеристической компоненты в древней (стратиграфической) системе координат.

Полученные данные позволяют нам произвести оценку амплитуды PSV во время формирования исследуемых разрезов. В расчетах использовался параметр дисперсии, введенный МакЭлхинни и МакФадденом [7] и учитывающий разброс направлений внутри отдельных потоков. Для того чтобы исключить возможность влияния аномальных состояний геомагнитного поля (инверсий, экскурсов), нами была выполнена селекция VGP по значению критического угла отклонения каждого конкретного VGP от их среднего, превышение которого приводит к изъятию данного VGP из рассматриваемого распределения. Данные критические углы отсекались при помощи двух методик – cutoff 45° и Vandamme cutoff. В первом случае из выборки исключаются те VGP, которые отстоят от среднего на угол более 45° ; во втором случае



критический угол рассчитывается для каждого распределения по итеративному методу, т.е. с учетом исходных и каждых последующих распределений [8].

Использование обоих способов селекции VGP (cutoff) показало статистически неразличимые значения амплитуды PVS для 79 вулканических потоков, средняя палеоширота которых составляет 75.1° с.ш. При cutoff= 45° дисперсия VGP была оценена по $N=68$ отдельным потокам со значением $S_b = 23.9^\circ$, а верхний и нижний предел соответственно равны [21.3° ; 26.4°]. При использовании Vandamme cutoff [8] число используемых потоков увеличивается до $N=75$ и амплитуда PVS равна 22.9° с доверительным интервалом [20.6° ; 25.0°]. По результатам работы можно сделать предварительный вывод, что амплитуда вековых геомагнитных вариаций в конце мелового суперхрона прямой полярности сопоставима с наблюдаемой для высоких широт за последние 5 млн лет. Это означает, что величина PVS в конце мелового суперхрона ~85 млн лет назад была близка к величине вариаций геомагнитного поля позднего кайнозоя для высоких широт. Также можно сделать предварительное заключение о том, что продолжительность формирования изученных лавовых разрезов превышала время, необходимое для осреднения вековых вариаций, т.е. 10 000–100 000 лет. Однако необходимо отметить, что на разброс VGP существенное значение оказывает качество палеомагнитной записи: если она плохая (запись «шумная»), то разброс VGP будет в большей степени обусловлен шумом палеомагнитной записи, нежели вековыми вариациями.

Таким образом, получены первые оценки величины амплитуды палеовековых вариаций для меловых разрезов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Показана перспективность изученных разрезов для постановки более детальных и масштабных палеомагнитных исследований.

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 19-47-04110.

Литература

1. Wignall P.B. Large igneous provinces and mass extinctions // *Earth Science Review*. 2001. V. 53. P. 1–33.
2. Courtillot V., Renne P. On the ages of flood basalt events // *Comptes Rendus Geoscience*. 2003. V. 335, № 1. P. 113–140.
3. Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Ge' rard M., Subbarao K. V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *Journal of Geophysical Research*. 2008. V. 113. P. B04101.
4. Павлов В.Э., Флутто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильского и Маймеча-Котуйского районов // *Физика Земли*. 2011. № 5. С. 35–50.
5. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
6. Gallet Y., Genevey A., Le Goff M. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2002. V. 131, № 1. P. 81–89.
7. McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // *Geophysical Journal International*. 1997. V. 131, № 2. P. 240–252.
8. Vandamme D. A new method to determine paleosecular variation // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1994. V. 85. P. 131–142.
7. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 215 с.



ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ СПЕКТРАЛЬНОГО СОСТАВА КОЛЕБАНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В РАЗЛИЧНЫХ СЕЙСМОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Брыжак Е.В., Джурик В.И.

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

Настоящее исследование проводилось в направлении решения задач прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений и районирования сейсмической опасности территории Байкало-Монгольского региона. В этом отношении немаловажную роль для различных геофизических построений играют данные о периодическом изменении температуры, физических свойств и, как следствие, спектрального состава колебаний приповерхностного слоя при землетрясениях в различных сейсмоклиматических зонах региона. Для оценки влияния мерзлотных условий на спектральный состав колебаний при анализе записей землетрясений в качестве основных показателей изменения спектрального состава колебаний в периоды годовых циклов «промерзания» и «оттаивания» рассчитываются спектры и частотные характеристики верхней части разреза [1]. Частотные характеристики рассчитываются по двум методам: методу спектральных отношений H/V , опирающемуся на записи землетрясений для горизонтальной (H) и вертикальной (Z) компонент [2], и расчетному – при использовании метода тонкослоистых сред, основанного на построении скоростных сейсмических моделей [3].

Результаты исследования подтверждают наличие общей закономерности, связанной с относительным уровнем увеличения или уменьшения интенсивности сейсмических колебаний, которые коррелируют с периодическими годовыми колебаниями температур для различных мерзлотных условий региона. Выявлено, что на всем рассматриваемом диапазоне частот (до 20 Гц) наиболее существенно они проявляются на относительно высоких частотах. Выделены диапазоны влияния сезонных изменений температур на амплитудно-частотный состав колебаний: они в основном проявляются на частотах выше 4–6 Гц и зависят от грунтовых особенностей оснований, на которых установлены сейсмоприемники.

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

Литература

1. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П. и др. Изучение динамических характеристик землетрясений Байкальской рифтовой зоны с целью формирования исходных сейсмических сигналов // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1–11.
2. Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using micro tremor on the ground surface // Quarterly report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. P. 25–33.
3. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., 1973. 124 с.



ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО ДАННЫМ НАЗЕМНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Буддо И.В.^{1, 2, 3}, Поснеев А.В.^{1, 2}

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

² Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

³ ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

Как известно, на каждой стадии геологоразведочных работ (ГРР) на углеводородное сырье (УВС) решается определенный круг задач. По результатам выполнения первых двух этапов ГРР – регионального и поисково-оценочного – ставят ресурсы категорий D_1 , D_2 и D_0 , D_L соответственно [1]. После получения первых притоков УВ на разведочном этапе определяют промышленную значимость месторождения. На данном этапе ГРР ставят запасы УВС категорий C_1 и C_2 . Категория C_1 – разведанные запасы – относится к неразрабатываемым месторождениям и присваивается по результатам бурения и комплекса исследований в глубоких скважинах. Актуальным является вопрос: на основании каких материалов присваивается категория C_2 и можно ли оптимизировать применяющиеся на данный момент подходы?

Применяющиеся в настоящий момент подходы к оценке запасов УВС. В соответствии с [2], в процессе изучения месторождений нефти и газа осуществляется рациональное комплексирование методов и технических средств разведки. По данным сейсморазведки и бурения, на стадии разведки выполняется предварительная оценка запасов залежей. Вместе с тем в работе [3] показано, что оценка ресурсов углеводородов (категория C_3 , ныне упразднена) может проводиться с привлечением материалов электроразведочных работ ЗСБ.

По [2] к категории C_2 (оцененные) относятся запасы залежей или их частей, изученных сейсморазведкой или иными высокоточными методами, прошедшими апробацию в установленном порядке, наличие которых обосновано данными геологических и геофизических исследований и испытанием отдельных скважин в процессе бурения.

Применение электроразведки ЗСБ для постановки запасов УВС. С учетом того, что электроразведкой методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) решается одна из основных геологических задач – картирование распространения коллекторов, на региональном этапе возможна постановка ресурсов категорий D_1 и D_2 , а на поисково-оценочном этапе – локализованных и подготовленных ресурсов категорий D_L и D_0 соответственно. В условиях Восточной Сибири горизонты-коллекторы контрастно выделяются на фоне глубоко литифицированных вмещающих пород венда – кембрия, что подтверждено многолетним опытом применения метода ЗСБ в пределах Сибирской платформы [4]. Физической предпосылкой для этого является количественная связь удельного электрического сопротивления пластов-коллекторов с количеством и параметрами пластовых вод, насыщающих их порово-трещинное пространство. В зависимости от наличия дополнительной геолого-геофизической информации на этой основе возможен прогноз эффективных мощностей коллекторов, объема их пустотного пространства и характера флюидонасыщения.



Применение электроразведки ЗСБ позволяет оконтуривать зоны распространения коллекторов, что дает наиболее важную и достоверную геологическую информацию на региональном и поисково-оценочном этапе геологоразведочных работ.

Как показано в работах [3, 5, 6], электромагнитные зондирования ЗСБ характеризуются высокой чувствительностью к изменению емкостных свойств и насыщения коллектора. Отсюда на разведочном этапе ГРП на основании материалов электроразведки может быть сделан вывод о непрерывности свойств пласта-коллектора, что позволяет выделять запасы категории C_2 на новых и разведываемых залежах. Для того чтобы обеспечить максимальную точность оценок коллекторских свойств и насыщения коллектора, должно проводиться комплексирование методов электро- и сейсморазведки с результатами бурения (литолого-стратиграфическая разбивка разреза, результаты геофизических исследований в скважинах, а также испытаний, анализ петрофизических свойств пород-коллекторов и др.). В некоторых случаях возможно определение литолого-фациальных характеристик продуктивных пластов неразбуренных тектонических блоков, примыкающих к блокам с установленной продуктивностью, что также позволит оконтурить запасы категории C_2 .

Разработка и апробация подхода использования результатов электроразведочных работ ЗСБ для постановки ресурсов и запасов углеводородного сырья, соответствующих текущей стадии геологоразведочных работ, являются важными и актуальными задачами. Решение поставленных задач позволит оптимизировать процесс подготовки запасов, особенно в столь сложных геологических условиях, характерных для территорий Восточной Сибири.

Литература

1. Приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 1 ноября 2013 г. п 477. Об утверждении классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов.
2. Классификация запасов и ресурсов нефти и горючих газов. Нормативно-методическая документация. М.: ЕСОЭН, 2016. 320 с.
3. Поспеев А.В. Возможность оценки ресурсов углеводородов юга Сибирской платформы по электромагнитным данным // География и природные ресурсы. 2016. № 6. С. 139–143.
4. Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. и др. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 231 с.
5. Буддо И.В., Поспеев А.В. Прецизионная инверсия данных ЗСБ при поисках нефти и газа на юге Сибирской платформы. Иркутск: Изд. ИГУ, 2019. 149 с.
6. Рыбальченко В.В., Трусов А.И., Буддо И.В. и др. Повышение достоверности решения нефтегазопроисковых задач по результатам комплексирования сейсмо- и электроразведки на участках ПАО «Газпром» (Западная и Восточная Сибирь) // Газовая промышленность. 2020. № 10/807. С. 20–29.



ОЦЕНКА НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ СО СЛОЖНОЙ СТРУКТУРОЙ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Бурносова И.А., Окс Л.С.

ООО «НК Роснефть НТЦ», Краснодар, iaburnosova@rnntc.ru

Нефтенасыщенность является одним из важнейших параметров при подсчете запасов и выборе интервалов перфорации. Однако при моделировании карбонатных коллекторов часто ограничиваются оценкой предельной нефтенасыщенности, причем если для пород с фильтрующей матрицей она зависит от пористости, то для трещинно-кавернозных отложений часто принимается константой.

По методам ГИС может быть определено несколько типов нефтенасыщенности. Текущие коэффициенты нефтенасыщенности определяются исключительно по материалам электрометрии, а начальный коэффициент нефтенасыщенности сформировавшихся залежей может быть определен либо через остаточную водонасыщенность в зоне предельного насыщения, либо через капиллярные свойства пород по всей высоте залежи, включая переходную зону.

Рассмотрим определение различных типов нефтенасыщенности на примере карбонатных отложений асельского яруса одного из месторождений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Оценка текущей нефтенасыщенности проводится по методам электрометрии через уравнение Арчи-Дахнова. Применение этой методики для карбонатного разреза имеет ряд особенностей: необходимость изменения структурного коэффициента m по разрезу в связи с изменениями в структуре порового пространства; необходимость проверки корректности определения коэффициента n по кернам данным, вызванная изменениями гидрофобности карбонатных образцов в процессе экстракции; учет глубокой переходной зоны при определении истинного удельного электрического сопротивления (УЭС) пласта.

Структурный коэффициент m для пород с межзерновым типом может быть получен по материалам кернам исследований из сопоставления пористости с параметром пористости. Более сложная ситуация с отложениями, осложненными трещиноватостью и кавернозностью. Для расчета структурного коэффициента может быть использована формула Р. Агилеры [1]:

$$m = \frac{-\log \left[K_{пКАВ} + \frac{(1 - K_{пКАВ})}{K_{пТР} + (1 - K_{пТР}) / K_{пБЛ}} m_{БЛ} \right]}{\log (K_{пОБЩ})}, \quad (1)$$

где $K_{пКАВ}$ – пористость изолированных каверн, $K_{пТР}$ – пористость трещин и соединенных ими каверн, $K_{пБЛ}$ – блоковая пористость, $K_{пОБЩ}$ – общая пористость.

Влияние структурного коэффициента на итоговую нефтенасыщенность очень велико. Так, на рисунке, *a*, представлено сопоставление K_n , рассчитанных по m блока и по m с учетом структуры порового пространства. Для трещиноватых пород наблюдается значительное занижение нефтенасыщенности по стандартному уравнению без учета вторичных изменений пород.



Следующая сложность связана с определением коэффициента n в формуле параметра насыщения. По керновым исследованиям зависимости неоднозначны, что связано с изменениями водоудерживающей способности пород при извлечении и экстракции, поэтому зависимость параметра насыщения от водонасыщенности должна быть построена в пластовых условиях с использованием УЭС пласта в зоне предельного насыщения и остаточной водонасыщенности по материалам керна. Примеры зависимостей, полученных по материалам керна и ГИС, представлены на рисунке, б. Зависимость по скважинным данным имеет большой коэффициент детерминации и характеризует породу при фактических пластовых условиях.

Следующим важным фактором при оценке нефтенасыщенности карбонатных пород является оценка истинного УЭС пласта-коллектора. Основная сложность при этом связана с зоной проникновения, глубина которой не постоянна и варьируется в зависимости от степени трещиноватости пород. При наличии в разрезе коллекторов достаточной мощности УЭС незатронутой части пласта и параметры зоны проникновения могут быть определены по комплексу разноглубинных методов электротометрии (БКЗ или многозондовый БК зарубежных фирм). Далее строятся сопоставления между этими характеристиками и сопротивлением по зонду бокового каротажа с учетом структуры порового пространства. Подобные зависимости позволяют получить УЭС пласта даже по ограниченному комплексу электротометрии.

Таким образом, оценка текущей нефтенасыщенности карбонатных коллекторов возможна, хотя и имеет ряд ограничений, поэтому для недоисследованных залежей необходим также поиск алгоритмов оценки предельной нефтенасыщенности.

Наиболее распространенным способом оценки $K_{п\text{пред}}$ является расчет через связь остаточной водонасыщенности с пористостью. Однако стоит отметить, что подобная зависимость существует только для образцов межзернового типа, трещины и каверны будут искажать данную связь и могут быть учтены только дополнительно:

$$K_{во} = K_{во\text{МЗ}} \frac{K_{п\text{МЗ}}}{K_{п\text{Общ}}} + K_{во\text{ТР}} \frac{K_{п\text{ТР}}}{K_{во\text{ТР}}} + 1 \frac{K_{п\text{ИЗ.КАВ}}}{K_{п\text{Общ}}},$$

где $K_{во\text{МЗ}}$, $K_{п\text{МЗ}}$ – остаточная водонасыщенность и пористость межзернового пустотного пространства, $K_{во\text{ТР}}$, $K_{п\text{ТР}}$ – остаточная водонасыщенность и пористость трещин и соединенных ими каверн, $K_{п\text{ИЗ.КАВ}}$ – пористость изолированных каверн.

Однако таким способом нефтенасыщенность может быть определена только в зоне предельного насыщения. Чтобы учесть переходную зону используют методики, связывающие капиллярные свойства пород с их пористостью и проницаемостью. Наиболее общей из них является J-функция, или функция Леверетта [2]:

$$J = \frac{3.183 P_c \sqrt{K_{пр}/K_{п}}}{\gamma \cos \theta}, \quad (2)$$

где P_c – капиллярное давление (атм), $K_{пр}$ – проницаемость (мД), $K_{п}$ – пористость (доли ед.), γ – поверхностное натяжение УВ/пластовая вода (дин/см), θ – угол смачиваемости.

При этом стоит иметь в виду, что капиллярные силы будут действовать в основном в межзерновой матрице породы, поэтому для получения связи J-функции с водонасыщенностью следует использовать те образцы керна, в которых трещиноватость и кавернозность минимальны.

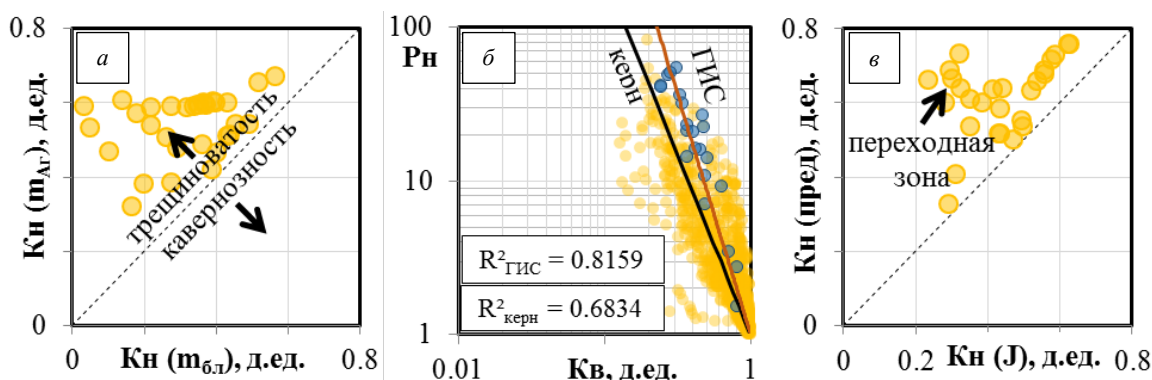


Проницаемость карбонатных коллекторов, необходимая для оценки нефтенасыщенности по J-функции по скважинным данным, часто слабо связана с общей пористостью. Такой эффект вызван влиянием трещиноватости. Однако для межзерновой матрицы породы связь пористости с проницаемостью может быть получена по материалам ядра и использована при оценке нефтенасыщенности блока породы.

Что касается заполнения вторичных пустот, а именно трещин и связанных ими каверн, то они будут заполнены тем флюидом, который является основным в данной части разреза. В зоне предельного насыщения K_n по J-функции может быть скорректирован за влияние вторичных пустот, однако величина этой корректировки в целом незначительна и при отсутствии данных о вторичной пористости может не использоваться.

Сопоставление предельной нефтенасыщенности с K_n по J-функции приведено на рисунке, в. Из него видно, что снижение K_n в переходной зоне весьма существенно и его учет необходим при геологическом моделировании.

Таким образом, каждый из существующих методов оценки нефтенасыщенности, по материалам ГИС, в карбонатном разрезе имеет существенные ограничения. При наименьшем количестве данных J-функция дает наиболее стабильные и геологически обоснованные результаты, в то время как методы электрометрии могут быть существенно искажены как влиянием неточности в оценке вторичной пористости, так и погрешностями записи каротажа, связанными с экранирующим влиянием высокоомных вмещающих пластов. Метод оценки предельной нефтенасыщенности работает только в верхних частях залежи, и если залежи небольшие и вскрывают ВНК, то такой метод может привести к существенному завышению общей нефтенасыщенности и поэтому для подсчета запасов нежелателен.



Зависимости K_n , рассчитанные по m блока и по m с учетом структуры порового пространства (а), параметра насыщения от водонасыщенности по материалам ядра и ГИС (б), сопоставление предельной нефтенасыщенности с K_n по J-функции (в).

Литература

1. Aguilera R.F., Aguilera R. A triple porosity Model for petrophysical. Analysis of naturally fractured reservoirs // *Petrophysics*. 2004. V. 45, N. 2. P. 157–166.
2. Антипин Я.О., Гончаров С.Н., Аленникова Е.И. Обоснование методов трехмерного геологического моделирования нефтегазонасыщенности залежей продуктивных пластов // *Недропользование XXI век*. 2015. № 3. С. 150–155.



СВЯЗЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА С УСЛОВИЯМИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИНЗОВИДНОГО ПЛАСТОВОГО ЛЬДА В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРЕ П-ВА ГЫДАН

Бутаков В.И.¹, Слагода Е.А.^{1, 2}

¹ Тюменский индустриальный университет, Тюмень, vladbutakov@yahoo.com

² Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

В 2018 г. изучены подземные льды в мерзлой толще аллювиальной террасы в низовьях р. Гыда на севере п-ва Гыдан (рисунок, а). Линзовидный пластовый лед мощностью 0.3 м в разрезе В3-18 залегает на льдистых песках и перекрыт суглинками с линзовидно-сетчатой криогенной текстурой (рисунок, б, в). Линзовидные пластовые льды на севере п-ва Гыдан были впервые описаны в работах Ю.К. Васильчука как льды сегрегационного или инфильтрационного генезиса [1].

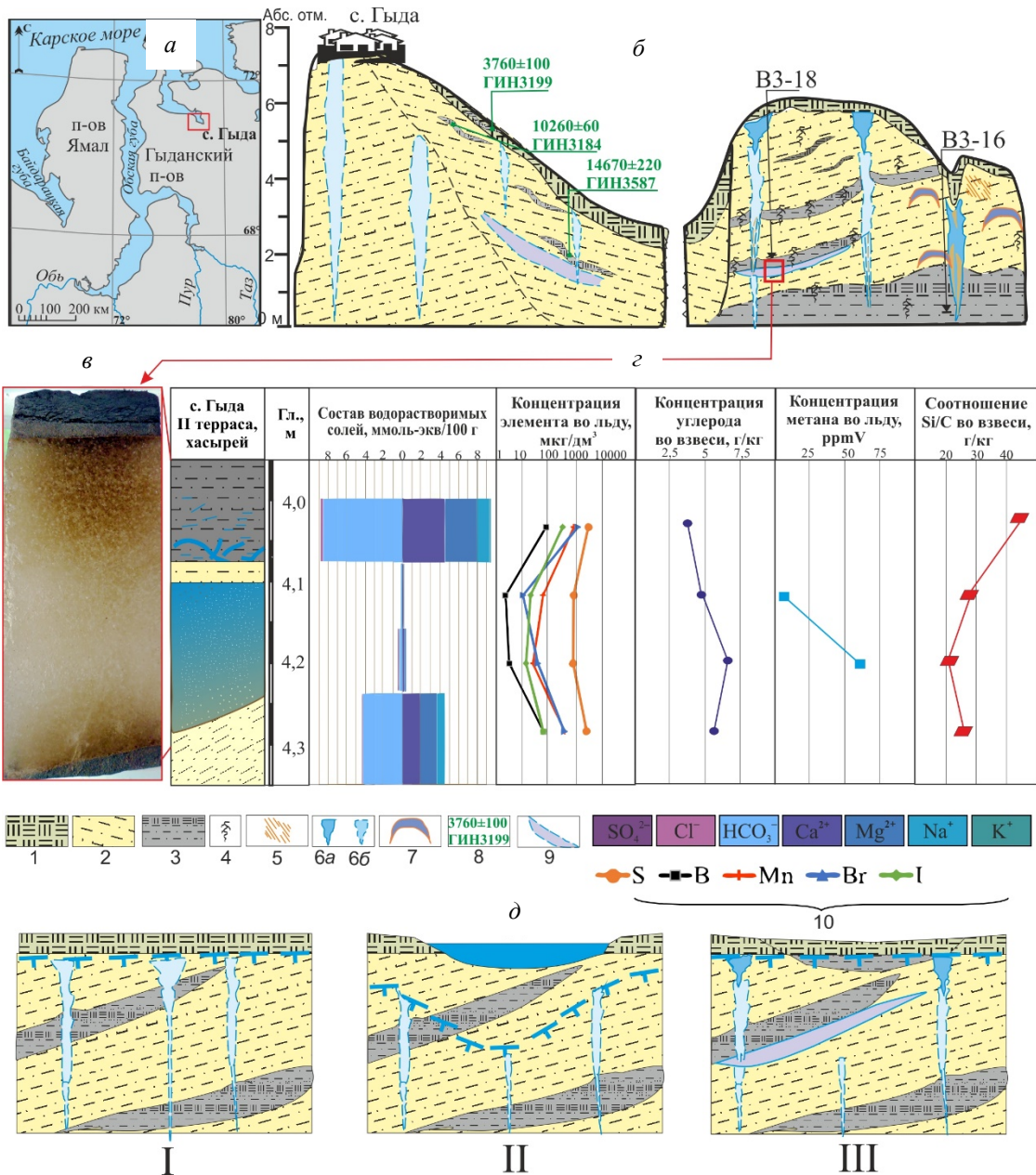
Монолиты льда были сохранены в мерзлом состоянии до проведения ионного и элементного анализа в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН. Катионы в расплавах льда определены методом атомной абсорбции, анионы – методом жидкостной хроматографии, гидрокарбонаты – потенциометрическим титрованием. Пробы льда подвергли кислотному озолению органических веществ смесью азотной кислоты и перекиси водорода. Взвесь из подземных льдов обработана смесью концентрированных азотной и плавиковой кислот при нагревании в ультразвуке. Анализ элементов выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce. При наименовании типа воды учтены анионы и катионы (содержание которых составляет более 20 % от суммы миллимолярных концентраций), перечисленные в порядке возрастания. В программе «Geochem Anomaly» проведен сравнительный анализ результатов исследований льда с кларками речных и морских вод, взвесей – с кларками верхней части земной коры.

Анализ газов в монолитах мерзлых пород и льдах проведен в Учебно-научной лаборатории ТИУ к.г.-м.н. М.Д. Заватским хроматографическим методом с определением газообразных и легкокипящих углеводородов. Газ извлекался методом термовакuumной дегазации.

Разрез останца 2-й озерно-аллювиальной террасы подробно представлен в работах [2, 3]. Линзовидный пластовый лед залегает в незасоленных отложениях, представленных переслаиванием светло-желтых песков с линзами намытых растительных остатков, с тонкой косой, горизонтальной, пологоволнистой, параллельной слоистостью, и светло-серых суглинков с нитевидными корешками *in situ* (рисунок, б).

Линзовидно-сетчатая, линзовидно-слоистая криотекстуры (линзы льда толщиной 0.5–5.0 мм) в суглинке имеют высокую минерализацию (0.7 г/дм³) и гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав (рисунок, з). Микроэлементный состав обогащен Sc в 398, I в 185, Mn, Br, Nb в 45–95, Sn, V в 11–12 раз, Co, Mo, Ni, Sr, W, U в 5–8 раз, Li, B, Ti, Cr, Fe, Cu, As, Se, Ba в 2–4 раза, лантаноидами в 2–22 раза относительно кларков речных вод.

Верхняя часть пластового льда имеет очень низкую минерализацию (17 мг/дм³), гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав. Микрокомпоненты обогащены: Sc в 23, I в 11, Nb, Sn, Mn, W в 6-9; P, Cr, Fe, Co в 2–4, лантаноидами в 3–6 раз.



Район исследований (а); разрез II озерно-аллювиальной террасы [2, с дополнениями] (б); монолит линзовидного пластового льда, залегающего в песках, перекрытых суглинками (в); стадии формирования линзовидного пластового льда (д): I – сингенетическое накопление осадков и формирование полигонального рельефа, II – обводнение и опускание кровли мерзлоты, III – заполнение озера осадками и промерзание талика, возобновление морозобойного растрескивания. 1 – торф автохтонный; 2 – пески; 3 – супеси с растительным детритом и прослоями песка; 4 – нитевидные корешки трав; 5 – охристые пятна; 6 – полигонально-жильный лед вскрытый (а), предполагаемый (б), 7 – трещинный лед; 8 – радиоуглеродные даты (по данным Ю.К. Васильчука [1]); 9 – линзовидный пластовый лед; 10 – химический состав текстурообразующего и линзовидного пластового льда.



Нижняя часть пластового льда имеет низкую минерализацию (36 мг/дм³) сульфатно-гидрокарбонатный, кальциево-магниевый состав. Микрокомпонентный состав обогащен Sc, Nb в 16–17 раз, Sn в 13, лантаноидами в 5–13, I в 8 раз, Mn, Fe, Co, Br в 2–3 раза.

Тонколинзовидные криотекстуры (линзы льда толщиной 0.5–2.0 мм) в песках имеют высокую минерализацию (0.35 г/дм³), гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав. Микроэлементный состав обогащен Sc в 308, Mn в 43, I в 32, Br в 21; Sn в 14, Nb в 13 раз, Li, B, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Se, Sr, Mo U в 2–4 раза, лантаноидами в 2–6 раз относительно кларков речных вод.

Линзовидный пластовый лед в районе с. Гыда по содержанию солей ультрапресный, ионный состав сформирован в континентальных условиях. Содержания большинства микроэлементов в пластовом льду ниже, чем в текстурообразующем. Формирование льда происходило медленно, с вытеснением солей в остаточный (поровый) раствор во вмещающих отложениях.

Соотношения ионов в текстурообразующих и пластовых льдах очень близкое. Текстурообразующий лед имеет засоление континентального типа. Высокие концентрации ионов и микроэлементов являются результатом медленного промерзания неглубокого талика, которое сопровождалось перераспределением химического состава.

Концентрация углерода во взвесьях из пластового льда выше, чем во взвесьях из текстурообразующего льда. Значение соотношения Si/C во взвесьях максимальное в текстурообразующем льду в суглинке и минимальное в пластовом льду. Содержание метана во льду пропорционально количеству углерода. Это свидетельствует о содержании большего количества органики в пластовом льду и наличии следов продуцирования биогенного метана. В валовой форме во взвесьях обнаружены высокие концентрации элементов: I в 48 раз, Se в 22 раз, Mo в 7 раз, S, B в 4 раза выше кларков верхней части земной коры.

Формирование линзовидного пластового льда по времени сопоставимо с формированием полигонально-жильного льда и накоплением осадков в хасырях между 16 т.л.н. и 10 т.л.н. [1, 2]. Лед формировался после кратковременного протаивания в полузамкнутом неглубоком (1.5–2.0 м) талике из свободной воды при безнапорной миграции по хорошо фильтрующим пескам (рисунок, д). Протаивание могло быть связано с динамичным режимом и миграцией русла высокой поймы реки. После промерзания отложений возобновилось морозобойное растрескивание.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 18-05-00376, 18-05-60222 Арктика.

Литература

1. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли. 2011. Т. 15, № 1. С. 40–51.
2. Тихонравова Я.В., Лупачёв А.В., Слагода Е.А. и др. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озерно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене – голоцене // Лёд и Снег. 2019. Т. 59, № 4. С. 557–570.
3. Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Слагода Е.А. Закономерности формирования геохимического состава подземных льдов и отложений на севере полуострова Гыдан // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2018. № 5(131). С. 30–40.



ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГАЗОДИНАМИЧЕСКИЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ "МИР"

Валеев П.В., Макарова Ю.С., Смоленский Д.Н.

Вилуйская геологоразведочная экспедиция АК «Алроса» (ПАО), Мирный, SmolenskiyDN@alrosa.ru

Целью проведения работ является изучение и уточнение горно-геологических, гидрогеологических и газодинамических условий месторождения трубки «Мир» до кровли Осинского горизонта.

Коренное месторождение – кимберлитовая трубка «Мир» – расположено в бассейне р. Вилуй, на левобережье среднего течения р. Ирелях, входит в состав Мало-Ботуобинского алмазоносного района Западно-Якутского алмазоносного региона.

Трубка «Мир» прорывает субгоризонтально залегающие галогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя. С поверхности месторождение перекрыто маломощной толщей нижнемезозойских отложений.

В верхних горизонтах месторождения породы заморожены, ярус отрицательных температур криолитосферы распространен до глубины ~800 м.

В районе месторождения выделяются три типа подземных вод: надмерзлотные, получившие повсеместное распространение, межмерзлотные (распространены спорадически) и подмерзлотные – регионального развития.

Надсолевой метегеро-ичерский водоносный комплекс, приуроченный к ярусу отрицательных температур криолитосферы, является главным источником обводнения месторождения «Мир». Залегающие под подошвой метегеро-ичерского водоносного комплекса засоленные долериты, галогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия, а также рудные тела следует рассматривать как слабопроницаемые породы.

Основными задачами при выполнении работ являются:

- изучение и систематизация данных буровых и горных работ, проведенных на предыдущих стадиях разведки и отработки месторождения;
- изучение физико-механических свойств и трещиноватости вмещающих пород;
- уточнение и изучение горно-технических, инженерно-геологических, гидрогеологических и газодинамических условий.

Для решения задач выполняются буровые работы по сооружению скважины, сопутствующие геологические, гидрогеологические и геофизические работы.

В процессе проходки ствола скважины ведется геологическая документация керна, выполняется отбор проб для изучения физико-механических свойств, нефтебитумонасыщенности, коллекторских свойств, теплового режима пород. Составляется шлагограмма основных литологических разностей, проводится люминесцентно-битуминологический анализ, осуществляется газовый картаж и наблюдение за поглощением промывочной жидкости.

Опробование пластов-коллекторов пластоиспытателем КИИ–95 выполняется с целью изучения потенциальных водо- и нефтегазовых коллекторов в пройденных отложениях, с шагом в 50 м, начиная с глубины вскрытия метегеро-ичерского водоносного комплекса. В процессе каждого испытания КИИ–95 отбираются пробы воды и газа.



Перед проведением откачек, с целью воздействия на околоствольную зону водоносного комплекса, выполняется освоение ствола скважины.

Выполнение опытной кустовой откачки проводится после вскрытия метегероичерского водоносного комплекса на полную мощность, с целью уточнения гидродинамических параметров и их сопоставления с ранее полученными данными.

Выполнение опытных откачек-отдувок в отложениях олекминской, толбачанской, эльгянской, нелбинской свит нижнего кембрия и откачки-отдувки на максимальное понижение по окончании бурения скважины проводится с целью получения сравнительной характеристики фильтрационных свойств водовмещающих пород и изучения состава пластовых вод.

В ходе опытных и опытных кустовых откачек, после стабилизации плотности откачиваемой жидкости, на изливе выполняется гидрохимическое опробование.

Выполнение ГИС в скважине включает: спектрометрический гамма-каротаж интегральный, нейтрон-нейтронный гамма-каротаж, акустический каротаж, боковой каротаж в двух растворах, каротаж магнитной восприимчивости, плотностной гамма-каротаж, расходографию, резистивиметрию, кавернографию, термометрию.

Выполнение вышеописанного ряда работ позволяет изучить физико-механические свойства и трещиноватость вмещающих пород, выполнить уточнение и изучение горно-технических, инженерно-геологических, гидрогеологических и газодинамических условий вмещающих пород коренного месторождения алмазов трубки «Мир».



ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ВЯЗКИХ РАЗЛОМОВ В ВЫСОКОПЛАСТИЧНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА

Ванин В.А.

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

На территории Байкало-Патомского пояса (БПП) широко распространены черносланцевые отложения, обогащенные глинистым и углеродистым веществом, что уже определило их реологические свойства как наиболее пластичные по отношению к породам, лишенным такой составляющей. Тонкослоистые углеродисто-глинистые сланцы являются высокопластичными и в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма при пластических деформациях формируют складки изгиба и сквозной кливаж осевой плоскости (ОП). Морфология складчатости и их парагенетические структурные элементы всегда тесно связаны с литологическими особенностями дислоцированных пород. При проведении замеров в горных выработках в крыльях и замковой части складок угол падения кливажа ОП часто варьируется от 0 до 40°. Варьирование углов падения кливажа ОП (рефракция) связано с реологическими свойствами пород, вызванными соотношением минерального состава (слюда/кварц). Такое варьирование залегания плоскостных структур можно принять за смену элементов залегания пород или проявления разрывной тектоники, что на самом деле таковым не является. В результате детальных работ установлено, что широко распространенная сланцеватость на территории Бодайбинского синклинория, Маракано-Тунгусской и Хомолхино-Илигирской мегасинклиналей, Кропоткинской и Кадаликанской мегаантиклиналей соответствует сквозному кливажу ОП.

Ведущая роль в локализации золотого оруденения на территории БПП отдается структурным факторам в совокупности с определенными литолого-стратиграфическими разностями. Большинство исследователей придерживаются мнения о рудоконтролирующих антиклиналях с локализацией оруденения в замковой части и в крыльях складок. Помимо этого, некоторые из исследователей считают обязательным наличие рудоподводящих зон рсланцевания, которые отождествляются с разрывными нарушениями [1–4]. В моделях рудообразования их «изображают» либо в осевой части, либо в перевернутом крыле антиклиналей. На примере всесторонне изученного уникального во всех смыслах месторождения Сухой Лог видно, что фигурируют данные либо о наличии, либо об отсутствии зон рудоконтролирующих разломов. В работах [1, 5] широко распространенная на территории месторождения тонкая сланцеватость без расшифровки была принята за разрывные структуры. В статье [6] четко говорится: «Ни одного крупного разлома не известно внутри месторождения Сухой Лог ...». В работе [7] выдвигается гипотеза постскладчатого формирования рудной минерализации, что также подразумевает, но не доказывает наличие разрывных структур. Однако практически все исследователи описывают и демонстрируют послойное положение золоторудной минерализации, (например [2 и др.]). Таким образом тема наличия или отсутствия рудоконтролирующего разлома на месторождении Сухой Лог остается дискуссионной.

Для рассматриваемой территории устанавливается своеобразная динамическая обстановка, в результате которой происходило формирование сжатых лежачих



складок. Для них характерно пологое положение крыльев и кливажа ОП. Однако кливаж в результате прогрессирующей деформации приобрел признаки, которые по морфологическим и структурным характеристикам близки сланцеватости, связанной с зонами вязких разломов. Именно данная обстановка вызывает определенные трудности при выделении на рассматриваемой территории зон вязких разломов и позволяет легко спутать одни структуры с другими. Авторы пришли к логическому заключению, что для выделения вязких разломов необходимо иметь сведения, указывающие на наличие катакластических структур (катаклаз, милонитизация), будинажа, фрагменты микроскладок, а также соотношение сквозного кливажа ОП со сланцеватостью, связанной с разломом.

Одним из примеров, где установлена зона рудоконтролирующего разрывного нарушения, является месторождение Ожерелье. Месторождение локализовано в песчаных жестких породах догалдынской свиты, претерпевшей регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации. Это влияет на специфику проявления здесь кливажа осевой плоскости и разрывных структур. Кливаж ОП менее проявлен, в сравнении с высокослюдистыми углеродистыми сланцами. Рудоконтролирующая зона соответствует надвигу и имеет чешуйчатое строение, мощность чешуй может достигать 110 м. Внутренняя структура характеризуется развитием складок, будинажа, сколов и сланцеватости, часто заполненной золотоносным кварцем. Последние занимают в основном секущее положение по отношению к слоистости и кливажу ОП. Структура месторождения Ожерелье, в свою очередь, существенно отличается от структурной позиции месторождений, сосредоточенных на территории БПП, а именно отсутствием золоторудной минерализации, приуроченной к антиклинали. Месторождение тяготеет к перевернутому крылу и частично к осевой части Вернинской синклинали. Золоторудные зоны представлены кварцевыми жилами, а золоторудной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации не зафиксировано. Можно предположить, что существовавшая ранее антиклиналь частично эродирована и приуроченная к ней прожилково-вкрапленная минерализация послужила одним из коренных источников для Мараканской россыпи.

Возвращаясь к месторождению Сухой лог и признавая убеждения разных исследователей о наличии разрывного нарушения в его структуре, можно предположить, что в результате прогрессивной деформации возникали смещения вдоль реологически ослабленных кливажных швов параллельно оси максимального растяжения. Это приводило к формированию вязкого рудоконтролирующего разлома в плоскости ОП. Аналогичные разломы могут возникать не только параллельно осевым поверхностям складок, но и на сопряженных крыльях. Размерность разломов может варьироваться от микромасштаба до регионального. По времени формирования продольные вязкие разломы относятся к соскладчатым.

При подведении итогов видно, что наличие рудоконтролирующих разрывных нарушений в осевых частях рудоконтролирующих складок требует проведения детальных структурных исследований. По наблюдениям автора на месторождениях Голец Высочайший, Вернинское и Ыканское золоторудная минерализация приурочена к пологим зонам межслоевых скольжений. В этих зонах возникают структурные элементы, идентичные надвиговым. Однако по геодинамическим признакам это разные структуры: первые располагаются согласно элементам стратификации, а вторые пересекают ее. По всей вероятности, рудообразование происходило в процессе движения растворов в межслоевом пространстве и диффузии полезных компонентов



(в том числе и золота) из вмещающих пород под действием тектонических процессов в зоне межслоевых скольжений, которые, по своей сути, приближаются к вязким разломам.

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

Литература

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
2. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia // *Economic Geology*. 2007. V. 102, № 7. 1233–1267.
3. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др. Биогенноседиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.
4. Tarasova Y.I., Budyak A.E., Chugaev A.V. et al. Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy Gold Mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-Type Deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 119. P. 103365.
5. Лобанов М.П., Радченко К.М., Чернецкая И.И. и др. Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья // *Геология и геофизика*. 1976. № 9. С. 34–45.
6. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, № 3. С. 315–341
7. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // *Геология рудных месторождений*. 2011. Т. 53, № 1. С. 32–64.



ИСПЫТАНИЯ ГРУНТОВ Г. СЫКТЫВКАРА ВИБРОДИНАМИЧЕСКИМИ НАГРУЗКАМИ

Вихоть А.Н., Лютоев В.А.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, vikhot.anna@mail.ru,
valutoev@geo.komisc.ru

Как известно, воздействия статического и динамического характера на грунты и горные породы ведут к изменению их состояния и физико-механических свойств, таких как коэффициент пористости, угол внутреннего трения, сопротивление сдвигу и др. Так, при воздействии упругих колебаний $0.4g \text{ tg}\varphi$ снижается в два раза, а при $1g$ вовсе становится равен 0 [1], т.е. грунт претерпевает разрушающие деформации и теряет устойчивость к любым нагрузкам. Вибрационные воздействия на грунт возникают главным образом при работе машин и транспорта. Принято считать, что по сравнению с сейсмическими воздействиями они считаются слабыми, хотя вибродинамические нагружения до 1.9 м/с^2 соответствуют магнитудам сотрясения до 6.4 единиц. При длительном воздействии таких нагружений могут произойти необратимые изменения свойств связных и несвязных грунтов, так как в данном случае скорость разрушения превышает скорость восстановления.

В геологическом строении территории г. Сыктывкара грунты в верхних частях разреза в основном имеют ледниковое происхождение (печорский горизонт) и осложнены вблизи дневной поверхности аллювиальными наносами и почвенным слоем растительных остатков [2, 3]. Их диагенез еще не окончен, поэтому актуальным становится изучение поведения таких структурно-неустойчивых грунтов при вибродинамических нагрузках.

Эксперимент по такому изучению был осуществлен на вибродинамической установке, снабженной генератором колебаний и частотным преобразователем, они позволили регулировать амплитуды ускорений от 0.022 до 0.819 м/с^2 . Результаты представлены в таблице.

Критическое время воздействия составило $5-7$ с. У несвязных грунтов первичное уплотнение происходит при ускорениях колебаний $0.069-0.254 \text{ м/с}^2$, с этих значений грунты начинают терять свои прочностные свойства. Для мелкозернистых влажных песков это значение составило 0.069 м/с^2 . Самыми устойчивыми к уплотнению, на первый взгляд, оказались среднезернистые водонасыщенные пески – 0.819 м/с^2 . На самом деле, минуя стадию уплотнения, что характерно для грунтов с высокой влажностью, эти пески переходят в состояние разжижения, таким образом являясь пригодными для строительства только в случае известного их коэффициента виброуплотнения. Ускорение связности испытуемых грунтов находится в диапазоне $0.561-0.819 \text{ м/с}^2$. У связных грунтов структурные связи сохраняются до $a_{кр} = 0.009-0.162 \text{ м/с}^2$. Твердые суглинки не понижают свою прочность до значений 0.516 м/с^2 . Полное разжижение у супесей происходит при сообщении критического ускорения вибраций 0.624 м/с^2 . Интенсивные тиксотропные превращения грунтов, очевидно, происходят при более высокочастотных колебаниях и значениях интенсивности вибрационной нагрузки до $1g$. У глин, суглинков и твердых супесей третья стадия – стадия размягчения – наступает при $a_{кр} = 0.561-0.624 \text{ м/с}^2$.



Критические колебательные ускорения вибраций при воздействии на грунты

а. м/с ²	0.009	0.029	0.069	0.159	0.162	0.23	0.254	0.378	0.469	0.516	0.561	0.624	0.819
Пески пылеватые													
0.5 ≤ S _r ≤ 0.8						×				×		×	
Пески мелкозернистые													
0 ≤ S _r ≤ 0.5					×						×	×	
0.5 ≤ S _r ≤ 0.8			×		×						×		
0.8 ≤ S _r ≤ 1						×		×			×		
Пески тонкозернистые													
0.8 ≤ S _r ≤ 1						×				×		×	
Пески среднезернистые													
0 ≤ S _r ≤ 0.5; 0.5 ≤ S _r ≤ 0.8							×				×		×
0.8 ≤ S _r ≤ 1													×
Пески крупнозернистые													
0.8 ≤ S _r ≤ 1						×				×		×	
Глины													
0 ≤ I _L ≤ 0.25			×										×
0.25 ≤ I _L ≤ 0.5					×				×				×
0.5 ≤ I _L ≤ 0.75				×					×			×	
0.75 ≤ I _L ≤ 1		×							×		×		
Суглинки													
I _L < 0							×			×	×		
0 ≤ I _L ≤ 0.25			×			×					×		
Супеси													
I _L > 1	×				×								×
I _L < 0													×

Примечание. Заштрихованные ячейки – значения критических ускорений, градация серого – стадии нарушения структурной устойчивости грунта.

В целом, данный подход позволяет в первом приближении судить об устойчивости грунтов к вибродинамическим нагрузкам. Однако при комплексной оценке их состояния необходимо также учитывать природу происхождения сообщаемых колебаний, продолжительность воздействия (разовая, периодическая или постоянная), глубину залегания горизонта отложений, его мощность, так как от этого зависит коэффициент виброуплотнения и условия эксплуатации.

Литература

1. *Окамото Ш.* Сейсмостойкость инженерных сооружений (перевод с англ. яз.). М.: Стройиздат, 1980. 342 с.
2. *Андреичева Л.Н.* Основные морены европейского северо-востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
3. *Латицкая В.Ф.* Отчет по объекту «Геолого-гидрогеологическая, инженерно-геологическая, геолого-экологическая съемка м-ба 1:50000». Архив Комигеолфонда, 2000. №15094.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЙКОВЫХ ПОРОД КЕРЕГЕТАССКОГО ПОЯСА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

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

Дайки являются главным, а в некоторых случаях единственным отражением глубинных процессов, происходящих в земной коре и мантии. Одним из важных критериев является состав даек – в большинстве случаев это слабо дифференцированные тела, отражающие состав глубинных магматических очагов, откуда происходит их внедрение. Пояса и рои базитовых даек отражают термические события в мантии и реакцию литосферы на эту активность. Исследования дайковых роев для того или иного региона могут помочь определить стадии эволюции литосферы, в том числе и эволюцию мантийных источников.

Объектом исследования является Керегетасский дайковый пояс, расположенный в Восточном Казахстане. В современных геодинамических представлениях этот регион рассматривается как позднепалеозойская Алтайская аккреционно-коллизонная система (часть Обь-Зайсанской складчатой системы), сформированная при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Пояс прорывает осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы ранне-среднекаменноугольного возраста и располагается в Жарма-Саурской зоне Обь-Зайсанской складчатой системы [1–3]. Хорошая обнаженность позволяет провести дешифрирование спутниковых снимков и исследовать взаимоотношение даек между собой достаточно достоверно. Большое разнообразие состава пород (кислые, средние, основные) свидетельствует о проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия, параметры которых можно выявить при исследовании даек.

В изученном районе выделено два структурных этажа: среднепалеозойский (герцинский), объединяющий отложения от нижнего девона до нижнего карбона, и кайнозойский, объединяющий отложения неогеновой и четвертичной систем [4]. Каменноугольные отложения на данной территории представлены песчаниками, алевролитами и конгломератами и прорваны интрузиями, наиболее крупная из которых – Кольбулакский массив. Он сложен преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами. Возраст Кольбулакского массива определен U-Pb датированием магматических цирконов из биотит-амфиболовых кварцевых диоритов и составил 317 ± 2 млн лет, что соответствует среднему карбону.

Керегетасский дайковый пояс имеет размеры 12x14 км, в плане вытянут в северо-западном направлении. Дайки Керегетасского пояса проявлены в двух частях Кольбулакского массива – северо-западной и юго-восточной. Концентрация даек составляет 2–3 штуки на 100 м, мощность от 0.5–1.0 до 8–10 м. Общее количество даек оценено не менее чем в 250 тел. В западной части Кольбулакского массива отчетливо выделяется крупное дайкообразное интрузивное тело, сложенное гранитами. Оно резко выделяется в рельефе, образуя небольшую гряду – горы Керегетас [5].



В ходе настоящего исследования было выделено несколько генераций даек, исходя из их ориентировки. Всего было выделено пять генераций (от ранних к поздним): северо-восточного, субширотного, северо-западного, северо-восточного простирания, а также наиболее молодая Керегетасская интрузия щелочных гранитов. Был исследован петрографический состав даек, и выделены группы дайковых пород основного, среднего и кислого состава. Породы основного состава представлены неравномерно-зернистыми долеритами с долеритовой структурой и неравномерно-зернистыми габбро с габбровой структурой. Породы среднего состава представлены лампрофирами двух разновидностей: первые имеют порфировидную структуру и массивную текстуру, вторые – неравномерно-зернистые лампрофиры с панидиоморфной структурой и массивной текстурой. Породы кислого состава варьируются от гранодиорит-порфиров до плагиогранит-порфиров и гранит-порфиров. Наиболее поздняя Керегетасская гранитная интрузия сложена щелочными рибекитовыми и рибекит-астрофиллитовыми лейкогранитами.

Был исследован состав главных минералов некоторых дайковых пород. В долеритах главные минералы представлены зональным плагиоклазом (An 56–26), оливином (f 23–52), двумя пироксенами – энстатитом (f 27–45) и авгитом (f 30–40); в лампрофирах – зональным плагиоклазом (An 15–52), калиевым полевым шпатом, авгитом (f 32–39), амфиболом паргаситом, (f 31–47), биотитом (f 36–46); аксессуарные минералы – апатит, титанит; в порфировидных гранодиоритах – зональным плагиоклазом (An 8–41), калиевым полевым шпатом, амфиболом – магнезиальной роговой обманкой, (f 42–55), биотитом (f 51–57). Щелочные лейкограниты Керегетасской интрузии отличаются принципиально иным составом минералов – здесь более 35 об. % занимает кварц, более 50 об. % – калиевый полевой шпат, темноцветные минералы представлены рибекитом, эгирином, астрофиллитом.

Геологические данные позволяют установить как минимум три эпизода магматической активности в пределах изученного района: 1) внедрение диоритов и кварцевых диоритов Кольбулакского массива; 2) внедрение даек четырех генераций (оливинсодержащих долеритов, лампрофиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров); 3) внедрение щелочных лейкогранитов Керегетасской интрузии.

Сопоставление петрографии и состава минералов дайковых пород позволяет предположить, что субсинхронное внедрение основных, лампрофировых и кислых даек произошло из разноглубинных очагов, а образование этих очагов является результатом взаимодействия базитовых магм с литосферой. При этом дайки долеритов являются производными наиболее глубинного очага базитовых магм, дайки лампрофиров – производными этого же очага со следами контаминации веществом вмещающих пород, а дайки гранодиорит-порфиров – производными гибридного магматического очага, возникшего при смешении базитовых магм с выплавками и коровых субстратов. Формирование даек Керегетасского комплекса могло явиться следствием тектономагматических событий, приведших к формированию Кольбулакского диоритового массива в среднем карбоне. Формирование же Керегетасского тела щелочных лейкогранитов, резко отличающихся по составу, вероятнее всего, произошло в более позднее время, в результате самостоятельного эпизода эндогенной активности, сопровождавшейся плавлением нижних частей коры. Эти предположения предстоит проверить геохронологическими (U-Pb и Ar-Ar) исследованиями, намеченными на ближайшее время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00346).



Литература

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов 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 коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
3. *Хромых С.В.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.
4. *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П. и др.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
5. *Столяров Ю.А.* Объяснительная записка к карте М-44-XXVII масштаба 1:200000. М.: Недра, 1964. 102 с.



ПРИРОДНАЯ СРЕДА В ДОЛИНЕ Р. СЕНЦА В ФИНАЛЕ СРЕДНЕГО – ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА (РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЙМЕННОГО ТОРФЯНИКА)

Волчатова Е.В.¹, Безрукова Е.В.^{1,3}, Амосова А.А.², Кулагина Н.В.^{1,2}, Летунова П.П.¹, Левина О.В.¹, Щетников А.А.^{1,2}, Филинов И.А.², Кербер Е.В.¹, Иванов Е.В.¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

Долина р. Сенца (длина водостока 65 км) располагается на Окинском плато, в горной системе Восточного Саяна, Республика Бурятия. На большей части долины река имеет незначительный уклон, что определяет незначительное разнообразие условий для существования растительности. Климат в пределах Окинского плоскогорья резко континентальный. Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение.

Большая часть долины р. Сенца занята лиственничной тайгой с незначительной примесью березы и ели. На поверхности болота, где был вскрыт разрез торфяно-глинистых отложений, названный нами «Сенца», преобладает травянистая растительность из семейства злаковых, осоковых, присутствуют куртины сфагновых мхов, небольшими группами встречаются вересковые кустарнички. Редкие ивы и единичные кустарниковые березки образуют сильно разреженный кустарниковый ярус.

Мощность разреза составила 61 см. Отложения в нем представлены чередованием слоев торфа и глинистых прослоев мощностью до 3 см.

Каждый сантиметр монолита торфяных отложений «Сенца» был изучен методами палинологического анализа с подсчетом пыльцевых и непыльцевых палиноморф (спор грибов, створок амёб, устьиц клеток), а также микрочастиц углей. Содержание общего органического вещества (ООВ) для каждого третьего см определено как потери при прокаливании (500 °С). Рентгенофлюоресцентный анализ выполнен с использованием оборудования Центров коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Возраст отложений определен методом радиоуглеродного датирования в Институте геологии и минералогии СО РАН. Получено две даты, с глубины 40–41 и 60–61 см от верха разреза. В тексте использованы калиброванные значения датировок.

Полученная нами первая пыльцевая запись из долины р. Сенца позволяет реконструировать историю растительности и природно-климатических условий исследуемого района за последние 4700 лет.

В интервале времени 4700 л.н. – древнее 1070 л.н. на месте торфяника существовал мелкий озерный водоем, или старица, в котором накапливались серовато-коричневые глины, с низким содержанием ООВ. Результаты РФА свидетельствуют о повышенном поступлении в водоем Si, K, Ti и Sr. Состав спорово-пыльцевых спектров (СПС) предполагает, что в долине реки преобладала лесная растительность преимущественно из лиственнично-кедровых лесов с участием пихты. Отмечается обилие пыльцевых палиноморф ели, а также максимальные содержания устьиц хвои



лиственницы, что свидетельствует об их произрастании в непосредственной близости от точки отбора торфа.

Близкая по составу растительность в интервале времени около 4700–1000 л.н. произрастала в других районах Окинского плато [4]. Состав реконструированной растительности и отсутствие микрочастиц углей предполагает существование умеренно-холодного и влажного климата, который был неблагоприятен для возникновения значительных пожаров.

Позже, несколько древнее 1070 л.н. – около 800 л.н., в составе лесов значительно снизилось участие ели. Одновременное расширение ивы, сфагново-осоковых ассоциаций предполагает развитие заболачивания в долине реки, что могло быть важной причиной гибели долинных ельников, не выносящих застойного увлажнения. Мы полагаем, что в результате возникновения лавово-подпрудного палеоозера Зун-Ухэргейв и подтопления устья р. Сенца ее местный базис эрозии оказался приподнятым, а вслед за ним стала расти и высота пойменного уровня в долине. Это обусловило установление застойного гидрологического режима в нижней части долины реки, привело к интенсивному заболачиванию ее днища [3]. Наиболее молодая фаза активизации вулканической деятельности на Окинском плато началась около 1600 л.н. Наиболее сильные извержения произошли 1600–800 л.н. [5]. Согласно имеющимся датам для разреза «Сенца» активизация процесса заболачивания в районе исследуемого разреза началась несколько ранее 1000 л.н., что не противоречит результатам о времени подпруживания р. Сенца. В это время в отложениях усилилась аккумуляция ООВ и карбоната кальция, возможно, из-за отмирания растительной массы и вымывания карбонатов из накопившегося опада еловой хвои, которая, по мере ее старения, обогащается, в т.ч., кальцием.

Самый молодой этап развития природной среды в долине р. Сенца начался около 800 л.н., после завершения активной фазы вулканизма на Окинском плато [5]. Смена цвета торфа в разрезе на глубине 30–32 см с темно-коричневого с налетом ожелезнения на менее темный без следов ожелезнения, а также резкое изменение процентного содержания палиноморф предполагают наличие перерыва в осадконакоплении около 800 л.н. Возможно, причиной перерыва могло стать наводнение, разрушившее часть торфяной толщи. После перерыва в районе изученного разреза преобладала лиственничная тайга с небольшим участием ели по долине реки.

В последние 150–200 лет состав СПС показывает широкое развитие злаковых сообществ в долине р. Сенца, скорее всего, из-за смены режима увлажнения. Появление значительного количества микроостатков углей в осадках этого времени может, с одной стороны, свидетельствовать о потеплении климата и развитии густой растительности, являющейся основой для горения. С другой стороны, по данным археологических исследований, уже в эпоху неолита в горных районах Восточного Саяна появились люди. В XVII–XVIII веках н.э. на основе древней тюрко-язычной сойотской и пришлой бурятской культуры на территории района складывается симбиоз двух хозяйственно-культурных типов – скотоводческого и оленеводческого [2].

Таким образом, можно предполагать, что резкое снижение пыльцы древесных может являться и следствием вырубki древостоя и последующего его выжига для освобождения земель. Постоянное присутствие в СПС верхних слоев торфяника (верхние 23 см, моложе 600 л.н.) спор копрофильных грибов рода *Sordaria* свидетельствует о присутствии в долине р. Сенца травоядных животных, косвенно



подтверждая развитие скотоводства. Об этом же может свидетельствовать и резкое повышение в отложениях последних 150–200 лет фосфора, марганца, железа.

Таким образом, анализ полученных результатов позволяет сделать ряд важных выводов о динамике природных условий в нижнем течении долины р. Сенца:

– смена литологического состава отложений в разрезе Сенца свидетельствует о стадийности процессов увлажнения торфяно-глинистой толщи за последние 4700 лет.

– время начала формирования торфяных отложений совпадает с разрушением в долине реки конечной морены около 4700 тыс. лет назад [1], которая служила природной дамбой;

– изменения в составе растительности района в последние примерно 800 лет могли быть следствием потепления климата, на которое в последние 200 лет накладывались результаты хозяйственной (главным образом, скотоводческой) деятельности местных народностей.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ, грант № 19-05-00328.

Литература

1. *Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Светлаков А.А. и др.* Литология и строение бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточные Саяны) // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 136–149.
2. *Ассоциация коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока Российской АКМНСС и ДВ РФ: Союты.* [Электронный ресурс]. <http://www.raipon.info/peoples/soyots/soyots.php> (Дата обращения: 12.01.2021).
3. *Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В.* Озерный морфолитогенез в Долине вулканов (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 37–48.
4. *Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I. et al.* First data on the environment and climate change within the Zhom_Bolok Volcanic Field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle – Late Holocene // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468 (1). P. 527–531.
5. *Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K.* Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth sciences. 2019. V. 173. P. 291–303.



ПЕРВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ МИОЦЕНОВЫХ ЧЕРЕПАХ (ОСАДОЧНЫЙ РАЗРЕЗ ТАГАЙ, О. ОЛЬХОН, ОЗ. БАЙКАЛ, РОССИЯ)

Габдрахимова Е.Р.

Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск,
gabdrahimovaevgeniya@mail.ru
Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Изучение минерального и химического состава ископаемых остатков животных позволяет проводить реконструкцию палеосреды и условий их обитания. Часто костные остатки подвержены вторичным изменениям за счет условий их захоронения, что отражается на качестве геохимических и изотопных данных и последующей интерпретации. Для выявления вторичных изменений костей используются данные рентгенодифракционного анализа с последующим расчетом индекса кристалличности [1]. В этой работе представлены предварительные результаты, полученные с помощью рентгенодифракционного и рентгенофлуоресцентного метода для ископаемых остатков черепах из осадочного разреза Тагай, расположенного на о. Ольхон, оз. Байкал.

Местонахождение Тагай является самой северной точкой в Евразии, содержащей теплолюбивую анхитериевую фауну позвоночных [2–4 и ссылки в этих работах]. Осадочный комплекс местонахождения Тагай представлен субгоризонтальными озерными отложениями тагайской свиты раннемиоценового возраста [5, 6], которые залегают на наклонных блоках, по всей видимости ограниченных листрическими сбросами, и заполняют небольшую тектоническую впадину, внутренняя часть которой занята заливами Большой Тагай и Хонхой. Здесь на кристаллическом фундаменте, уходящем под урез воды в юго-западном направлении, залегают монтмориллонитовые глины с горизонтами известковых конкреций и многочисленными остатками фауны, местами с рассеянной дресвой, мелким щебнем, чередующиеся с прослоями песков и алевролитов. Встречаются также прослойки красноцветных суглинков и черных углефицированных глин с остатками фауны. Отложения подрезаны крутым абразионным уступом высотой до 15 м, который местами перекрыт оползневыми массами. Осадочный разрез разделен на восемь костеносных горизонтов с буквенной нумерацией (сверху вниз) от А до F. Остатки черепах встречены во всех костеносных горизонтах. В данной работе мы используем остатки черепах различной сохранности для изучения влияния вторичных изменений.

Исследуемые остатки представлены фрагментами панцирей пресноводных черепах вида *Baicalemys gracilis* [7]. Они относятся к подотряду Cryptodira (скрытошейные черепахи) – надсемейству Testudinoidea (наземные черепахи) – семейству Emydidae (американские пресноводные черепахи) – роду *Baicalemys*. Семейство Emydidae в настоящее время широко распространено в Северной и Южной Америке. Это мелкие и средних размеров животные, панцирь которых в большинстве случаев невысокий, имеет округло-овальную форму. Их конечности, обычно плавательные, имеют более или менее развитые перепонки и вооружены острыми когтями. Голова покрыта сверху гладкой кожей, лишь иногда на затылке имеются небольшие щитки. Многие виды имеют очень яркую, красивую расцветку головы и



ног, а также панциря. Фрагменты исследуемых нами чешуек черепах из осадочного разреза Тагай имеют размер от 8 до 22 мм и часто – зазубренный край. Цвет обломков – от молочно-белого до коричневатого к черному, встречаются чешуйки голубого цвета.

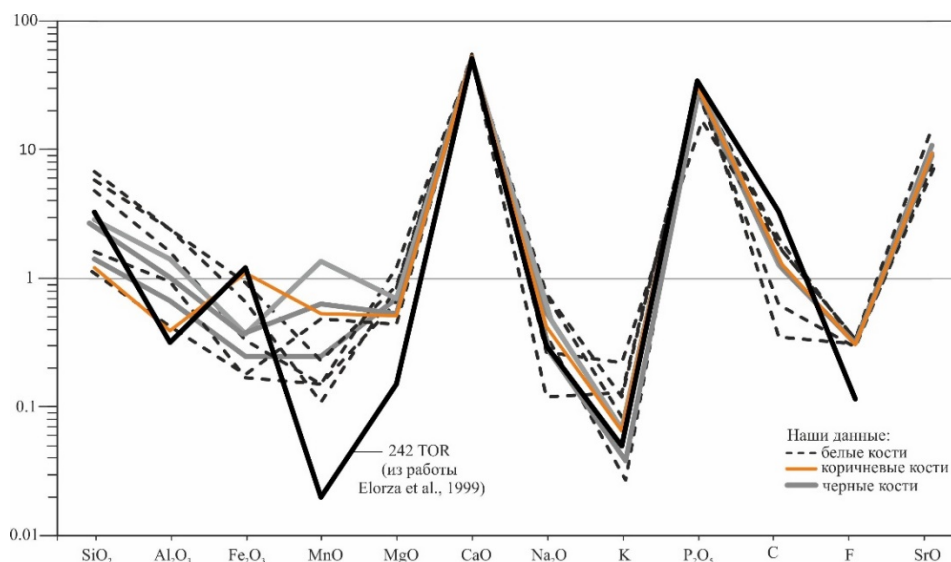
Фрагменты черепах найдены в результате геологических и палеонтологических работ за 2011–2020 гг. Для извлечения ископаемых остатков при раскопках осадки разреза Тагай промывались водой с использованием сит с размером ячеек 0.5, 0.7 и 1.0 мм. Найденные фрагменты костей черепах отбирались и фотографировались под бинокулярным микроскопом Motic SMZ-171 LED Binocular Stereo Microscope, камера TourCam VCMOS14000KPA (цифровая окулярная камера). Фото сшивались в программе Image Composite Editor и обрабатывались в Adobe Photoshop CC. Перед рентгенофлуоресцентным анализом образцы промывались в дистиллированной воде в ультразвуковой ванне в течение часа и сушились в сушильном шкафу при $T=80\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Для костных остатков черепах получены данные методом рентгеновской дифракции с использованием дифрактометра D8 ADVANCE, оснащенного сцинтилляционным детектором и зеркалом Göbel при пошаговом режиме съемки в диапазоне дифракционных углов 2θ от 5 до 70 градусов, $\text{CuK}\alpha$ источника излучения. Рентгенодифракционные исследования проведены к.г.-м.н. Е.В. Каневой в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Данные о химическом составе для нескольких образцов чешуек черепах получены с помощью рентгенофлуоресцентного метода на спектрометре S8 TIGER, оснащенный пакетом программного обеспечения SPECTRAplus. Работы выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН к.х.н. Г.В. Пашковой. При аналитических исследованиях рентгенофлуоресцентным и дифракционным методом образцы не истирались в порошок. Таким образом, полученные данные являются предварительными.

Отсутствие окатанности у большинства обломков костей и залегание многих из них в глинах указывает на то, что фаунистические остатки не переносились далеко от места гибели. Наблюдается также неоднородность в сохранности костей, выраженная их различным окрасом. Ископаемые остатки имеют цвет от молочно-белого до темно-коричневого, черного, иногда ярко-бирюзового до голубого. Ранее в работе [5] окрас костей в голубоватый и бирюзовый цвет связывали с повышенным содержанием меди. Черный окрас костям придают оксиды марганца. Результаты полуколичественного рентгенофлуоресцентного анализа показали, что кости черепах миоценового возраста в преобладающем количестве состоят из CaO (51–55 %) и P_2O_5 (17–30 %). Различия в процентном содержании тех или иных элементов в костях черепах разного цвета минимальны (рисунок). Оксиды главных элементов: SiO_2 (0.6–2.0 %), Al_2O_3 (0.4–2.4 %), Na_2O (0.3–0.8 %), MnO (0.15–1.30 %), Fe_2O_3 (0.2–1.1 %). Примесные элементы Cu , K и Mg – менее 1 %. Содержание в костях C и F составляет 7.2–15 % и 0.4–2.1 % соответственно. Ранее в работе [8] исследованы ископаемые кости черепах рода *Testudo*, где основным минералом является франколит (карбонат-фторapatит), богатый фтором и углекислым газом. Геохимический состав костей черепахи рода *Testudo* и черепахи рода *Baicalemys* из разреза Тагай близки по содержанию главных элементов (рисунок), но отличаются по содержанию примесных элементов. Кости черепах рода *Baicalemys* более обогащены Mg , Al , Mn и Sr . Предварительный анализ дифрактограмм показал, что все образцы более всего соответствуют структуре фторapatита. Для дальнейших детальнейших структурных исследований необходимо



уточнение количественного содержания F и других элементов примесей по каждому образцу. Структурные характеристики, такие как параметры элементарной ячейки и внутреннее строение образцов, близки между собой. Однако различие формы и интенсивности пиков на дифрактограммах может говорить о возможных особенностях кристалличности костных останков, которая связана с диагенетическими процессами [1]. Расчет С.И. (индекса кристалличности) будет использован при дальнейших исследованиях на порошковых образцах костей черепах местонахождения Тагай, что позволит определить, костные остатки какого цвета наиболее нарушены, и даст возможность по более сохранным образцам оценить условия окружающей среды.



Вариации концентраций элементов (мас. %) в костях черепах вида *Baicalemys* (эта работа) в сравнении с данными по остаткам бокошейных черепах [8].

Автор благодарит за предоставленные образцы черепах к.г.-м.н. А.В. Сизова и к.г.н. А.М. Клементьева, к.г.-м.н. Е.И. Демонтерову за научное руководство.

Литература

1. Person A., Bocherens H., Mariotti A., Renard M. Diagenetic evolution and experimental heating of bone phosphate // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996. V. 126(1–2). P. 135–149.
2. Klementiev A.M., Sizov A.V. New record of anchitherium (*Anchitherium aurelianense*) in the Miocene of Eastern Siberia, Russia // *Russian Journal of Theriology*. 2015. V. 14(2). P. 133–143.
3. Zelenkov N.V. Evolution of bird communities in the Neogene of Central Asia, with a review of the Neogene fossil record of Asian birds // *Paleontological Journal*. 2016. V. 50(12). P. 1421–1433.
4. Zelenkov N.V. The first fossil parrot (Aves, Psittaciformes) from Siberia and its implications for the historical biogeography of Psittaciformes // *Biology Letters*. 2016. V. 12(10). P. 20160717.
5. Сизов А.В., Клементьев А.М. Геологическое строение и тафономия Тагайского местонахождения раннемиоценовой фауны позвоночных // *Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры*. Вып. 4. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. С. 206–218.
6. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
7. Хозацкий Л.И., Чхиквадзе В.М. Новые данные о миоценовых черепахах рода *Baicalemys* // *Сообщения АН Грузии*. 1993. Т. 148, № 3. С. 155–160.
8. Elorza J., Astibia H., Murelaga X., Pereda-Suberbiola X. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Lanao, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 169–187.



РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕРЛОВАЯ ГОРА, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Гаврильчик А.К.¹, Скублов С.Г.^{1,2}, Котова Е.Л.¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

В последнее время данные по содержанию в берилле малых и редких элементов, наряду с исследованием микровключений в нем и спектроскопическими характеристиками, активно используются при решении вопросов генезиса этого минерала. Исследованию особенностей редкоэлементного состава желтого берилла (гелиодора) современными локальными методами посвящено крайне ограниченное количество работ [1].

Минералого-геохимическое исследование выполнено на образцах из учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея – призматических кристаллах желтого берилла из месторождения Шерловая Гора. Образец 29 представляет собой прозрачный берилл с насыщенным ярким желто-лимонным оттенком окраски (рис. 1, а). Образец 31 – это прозрачный берилл со значительно более светлой ненасыщенной желтой окраской (рис. 1, б). Кристаллы имеют примерно одинаковый размер – около 3–4 мм в поперечнике и сопоставимы по удлинению (около 10 мм для обр. 29 и 7 мм для обр. 31, врезки на рис. 1). Точки анализа (12 для обр. 29 и 9 для обр. 31) расположены от центра кристалла до его границы примерно на равном расстоянии друг от друга вдоль профиля, перпендикулярного грани призмы (рис. 1).

Содержание редких элементов, включая воду и летучие элементы, в берилле было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (г. Ярославль).

Прозрачный гелиодор с ненасыщенной светло-желтой окраской обладает иным характером распределения ряда редких элементов, в отличие от насыщенно окрашенного гелиодора. Следует отметить, что зональность яркоокрашенного гелиодора (обр. 29) по редким элементам демонстрирует (рис. 2, а) положительную корреляцию Fe и транзитных элементов (Ti, Sc) с содержанием Na, K и крупноионных литофильных элементов (Cs, Li), а также воды и хлора [3–5]. Такой характер зональности отвечает широко проявленному в берилле типу изоморфизма, когда происходит либо прямое замещение трехвалентного Al трехвалентными катионами (Fe, Sc), либо его замещение двухвалентным катионом Fe с компенсацией заряда, обеспечиваемой вхождением одновалентных катионов (Na, Cs, Li, K, Rb) в структурные каналы берилла [2, 6]. Одновременно с этим происходит вхождение в каналы воды и хлора. Уменьшение содержания Al способствует вхождению в его позицию элемента-двойника Ga [2, 3]. То, что процесс накопления литофильных и транзитных элементов коррелируется с ростовой зональностью гелиодора (от центра к краю кристалла, рис. 3), указывает на то, что поступление этих элементов осуществлялось благодаря флюиду при грейзенизации, и отражает обогащение флюида несовместимыми элементами. Понижение содержания Fe, Na, Cs, Ti, Sc в краевой зоне (точках 1 и, возможно, 2, рис. 2, а) возможно объяснить либо



завершением интенсивного протекания метасоматического процесса, либо посткристаллизационным взаимодействием берилла с сосуществующими минералами (информация о которых отсутствует).

Характер зональности по редким элементам для прозрачного светлоокрашенного гелиодора (обр. 31) отличается тем, что большая часть кристалла гомогенна по составу, а изменение содержания редких элементов (Na, K, Ca, Cs, Li, Cl, Fe, Sc, Ti) происходит только в узкой краевой зоне кристалла (точки 1 и 2, рис. 3). Существенной особенностью является то, что содержание Na, Li и Cl уменьшается в краевой зоне, отрицательно коррелируя как с Fe (см. рис. 2, б) и переходными металлами (Ti, Sc), так и с другими крупноионными литофильными элементами (K, Ca, Cs). По всей видимости, уменьшение содержания этих элементов (вместо ожидаемого увеличения) вызвано одновременной кристаллизацией гелиодора с минералами-концентраторами Na, Li и Cl, например альбитом и литиевой слюдой. Обогащение флюида несовместимыми элементами произошло при завершении кристаллизации прозрачного гелиодора, а степень обогащения была менее масштабной. Так, содержание Cs увеличивается только в краевой зоне прозрачного гелиодора в 2.3 раза (от 130 до 300 ppm), а рост Cs в яркоокрашенном гелиодоре затрагивает половину кристалла и имеет более чем четырехкратное увеличение содержания Cs (от 110 до 480 ppm).

Очевидно, что образование яркоокрашенного и прозрачного гелиодора происходило в разное время. На это указывает как различный характер зональности по редким элементам, отражающий отличающиеся режимы минералообразования и возможные парагенезисы, так и существенные отличия в уровне содержания главных элементов-примесей – Fe, Na, Cs. Возможно предположить, что образование прозрачного гелиодора с более стабильным флюидным режимом и меньшей степенью обогащения флюида несовместимыми элементами предшествовало кристаллизации яркоокрашенного гелиодора. Гелиодор из Шерловой Горы имеет значительное сходство по содержанию элементов-примесей с гелиодором из пегматитов (например, пегматитов Луумяки, Финляндия, и Внутренней Монголии, Китай).

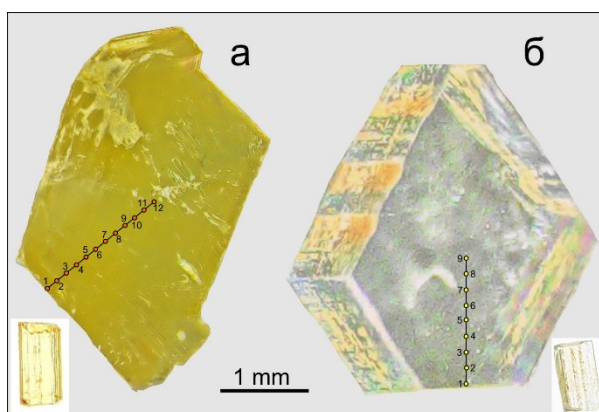


Рис. 1. Фотографии исследованного поперечного сечения гелиодора из месторождения Шерловая Гора и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба) в обр. 29 (а) и обр. 31 (б).

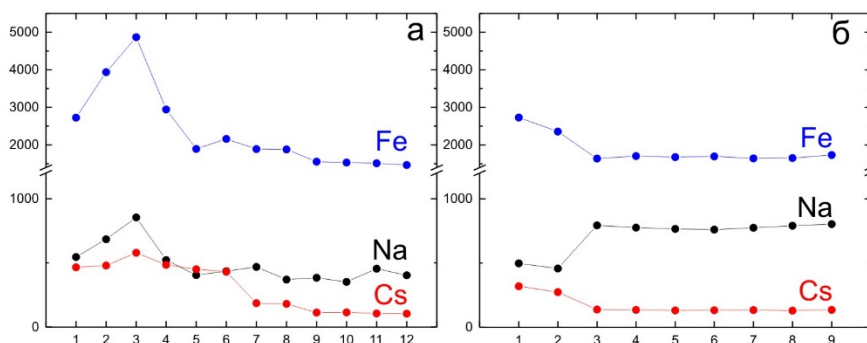


Рис. 2. Зональность по Fe, Na, Cs (ppm) в гелиодоре из месторождения Шерловая Гора: а – обр. 29, б – обр. 31. Номера точек соответствуют рис. 1.

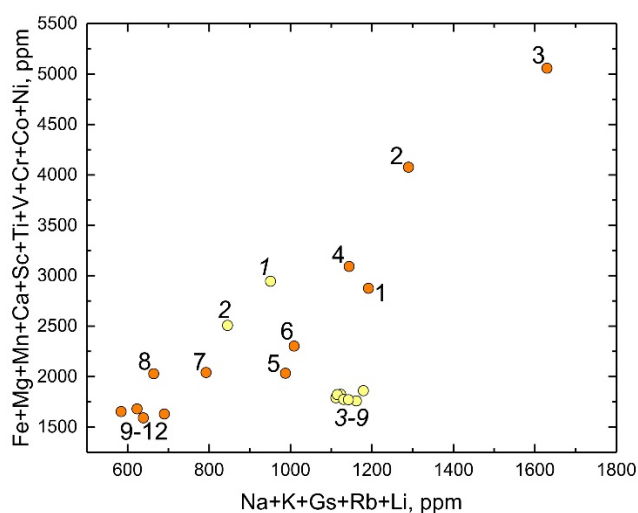


Рис. 3. Соотношение суммы щелочных и переходных элементов в гелиодоре из Шерловой Горы. Оранжевым цветом показан состав яркоокрашенного берилла (обр. 29), желтым – прозрачного светлоокрашенного (обр. 31). Номера точек соответствуют рис. 1 и 2.

Литература

1. Юргенсон Г.А., Афанасьева А.С., Борзенко А.А., Кононов О.В. Типохимизм берилла Шерловой Горы (Юго-Восточное Забайкалье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 629–633.
2. Andersson L.O. The positions of H⁺, Li⁺ and Na⁺ impurities in beryl // Physics and Chemistry of Minerals. 2006. V. 33. P. 403–416
3. Bacik P., Fridrichova J., Uher P. et al. Octahedral substitution in beryl from weakly fractionated intragranitic pegmatite Predne Solisko, Tatry Mountains (Slovakia): the indicator of genetic conditions // Journal of Geoscience. 2019. V. 64. P. 59–72.
4. Lum J.E., Viljoen F., Cairncross B., Frei D. Mineralogical and geochemical characteristics of BERYL (AQUAMARINE) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia // Journal of African Earth Science. 2016. V. 124. P. 104–125.
5. Marshall D., Pardieu V., Loughrey L. et al. Conditions for emerald formation at Davdar, China: fluid inclusion, trace element and stable isotope studies // Mineralogical Magazine. 2012. V. 76. P. 213–226.
6. Staatz M.H., Griffitts W.R., Barnett P.R. Differences in the minor element composition of beryl in various environments // American Mineralogist. 1965. V. 50. P. 1783–1795.



ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА ЮС2 В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СУРГУТСКОГО СВОДА

Галеев Р.И.

Башкирский государственный университет, Уфа, rusl.galeew2012@yandex.ru

Тюменская свита – сложный геологический объект неоднородного строения со значительной горизонтальной и латеральной изменчивостью и анизотропией фильтрационно-емкостных свойств, что является следствием его фациальной гетерогенности. Резервуар тюменской свиты отличается невыдержанностью проницаемых пластов и преобладанием ловушек литологических типов.

В начале среднеюрской эпохи большая часть Западно-Сибирской низменности представляла собой большую озерно-аллювиальную равнину. В условиях крупных озерных водоемов, заболоченных равнин происходило формирование угленосных отложений [1]. В нижней части пласта ЮС2 наилучшими фильтрационно-емкостными характеристиками обладают хорошо прослеживаемые русловые фации вытянутой линейной формы (речные палеоврезы и пролювиальные конусы) (рис. 1).

Со второй половины среднеюрской эпохи процессы углеобразования неоднократно прерывались вторжением морских опресненных вод с севера. Режим осадконакопления стал меняться с континентального на прибрежно-дельтовый, появились фации береговых валов, подводных течений, отложений пляжа.

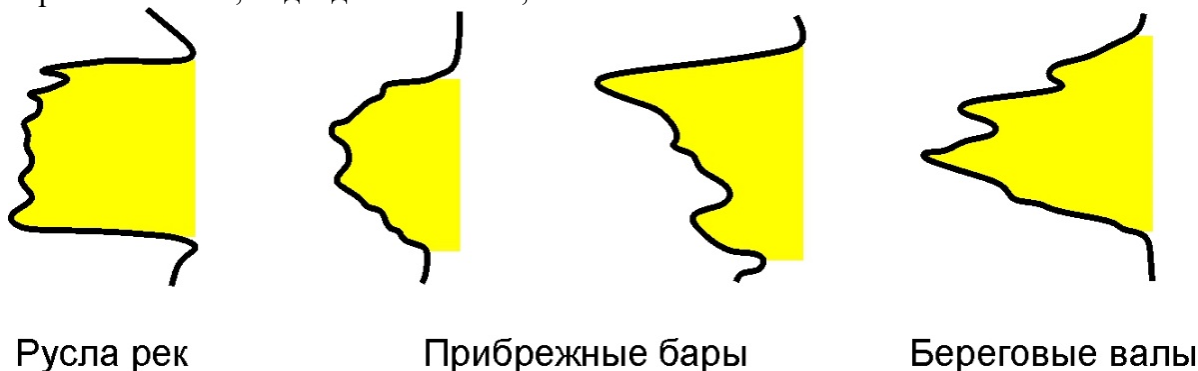


Рис. 1. Форма кривых ГК, соответствующая основным типам фаций коллекторов.

На момент формирования отложений верхней части пласта ЮС2 на исследуемой территории существовала обстановка седиментации, переходная от континентальной к морской. Об этом свидетельствуют особенности литологического состава верхней части тюменской свиты: находки микрофауны, двустворок, повышенное содержание пирита. В то же время большое количество углистого детрита и корней растений, прослой углей, линзовидные текстуры, низкая коррелируемость разрезов указывают на наличие пород континентального генезиса [2]. Помимо вышеперечисленных фаций, развитие получили баровые отложения с хорошими ФЕС.

Закономерная смена обстановок снизу вверх по разрезу позволяет сделать вывод о том, что пласт ЮС2 сформировался в позднебатское время в результате начала трансгрессии, которая завершилась в келловейское время формированием глинистого



разреза абалакской свиты на западе и нижневасюганской подсвиты на востоке территории [3].

Строение отложений пласта ЮС2 меняется с изменением толщины и появлением различной слоистости: параллельной, неясной, косой, тонкой, беспорядочной, линзовидно-волнистой (до косой и знаков ряби), пологоволнистой слоистости в переслаивающемся песчано-глинистом разрезе, отмечаются также текстуры смятия осадка, следы взмучивания и оползания осадка, вертикальные растительные остатки. Косая слоистость однонаправленная, обусловлена как прямой сортировкой зерен в слойках, так и намывами углефицированных растительных остатков различной размерности (растительный детрит, мелкие растительные остатки, обломки древесины). Первичная слоистость бывает нарушена ходами организмов и в результате взмучивания осадка или остатками корневой системы (рис. 2).

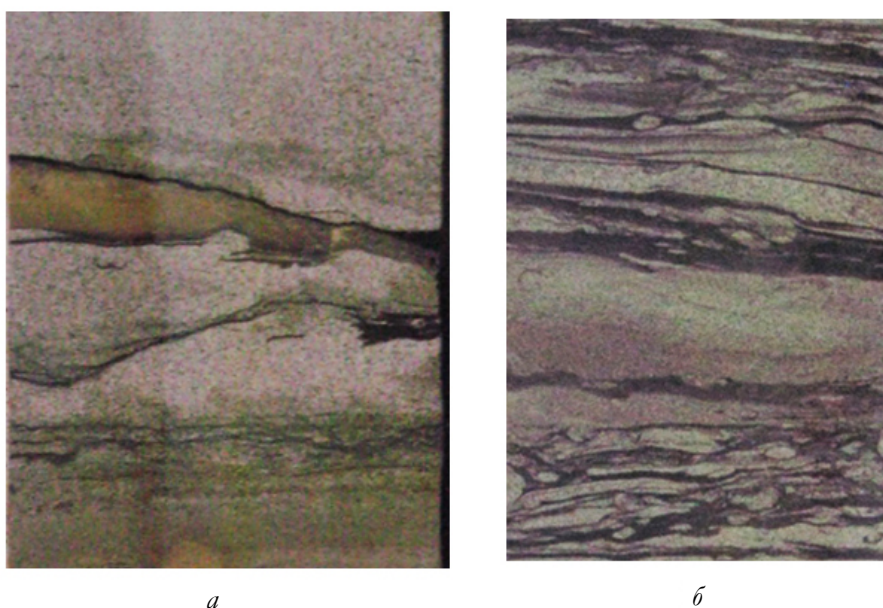


Рис. 2. Виды слоистых текстур осадочных пород пласта ЮС2: *а* – песчаник с прослоем сидерита в средней части образца, включениями углефицированных растительных остатков и пирита; *б* – фрагменты линзовидно-волнистой слоистости, первичная слоистость нарушена ходами организмов и в результате взмучивания осадка.

По литологическому составу выделяются песчано-алевритовые и непроницаемые глинисто-известковистые породы, обогащенные слюдястыми включениями и многочисленным обуглившимся растительным детритом, с углем, с остатками флоры и фауны плохой сохранности.

По гранулометрическому составу песчаников преобладающей является песчаная фракция с диаметром зерен 0.10–0.25 мм. Среднее содержание песчаной, алевритовой и глинистой фракций составляет соответственно 67.6, 19.5, 12.9 %.

По составу обломочного материала песчаники относятся к аркозовым. Обломки представлены в среднем кварцем (36.6 %), полевыми шпатами (43.7 %), слюдой (0.6 %) и обломками пород (19.1 %). Обломочная часть сцементирована глинистым материалом, который характеризуется полиминеральным составом. Цемент состоит из полиминеральной ассоциации каолинита, гидрослюды и хлорита.



В комплексе аутигенных минералов представлены пирит, кальцит, сидерит. В основном акцессорном комплексе минералов представлены устойчивый к химическому выветриванию циркон и неустойчивый – сфен. Такой контрастный состав тяжелой фракции свидетельствует об интенсивном и длительном выветривании осадочного материала и о привносе свежих фрагментов основных пород.

Наличие растительных остатков и следы жизнедеятельности фауны в отложениях пластов свидетельствуют о морских и лагунных мелководных условиях осадконакопления в теплом гумидном климате. Окраска отложений определена типом присутствующих компонентов или визуально – нефтенасыщенностью. Породы имеют первичную сероцветную окраску, обусловленную присутствием органики. Серый и светло-серый цвет характерен для песчано-алевритовых отложений сублиторальной зоны. Темно-серая до черной окраска алевропелитовых и глинистых пород связана с присутствием тонкодисперсного угля или его прослоев в ассоциации с глинистым материалом. При малом содержании органики глинистые породы имеют зеленовато-серый оттенок, обусловленный окраской хлорита и слюд.

Пласт ЮС2 на территории месторождений южной части Сургутского свода имеет высокий ресурсный потенциал. Наиболее высокая вероятность обнаружения эффективных коллекторов на участках, связанных с подводными валами, несколько менее – на участках распространения флювиальных рукавов дельтового комплекса и меандровых кос (русел). Ввиду полифациального строения, невыдержанности фаций и соответствующих им фильтрационно-емкостных свойств как по площади, так и по разрезу запасы нефти, содержащиеся в пластах тюменской свиты, относятся к трудноизвлекаемым.

Литература

1. *Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А. и др.* Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широком Приобье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 187–200.
2. *Вакуленко Л.Г., Ян П.А.* Седиментогенез нефтеносного горизонта Ю2 и его значение при поисках и разведке залежей углеводородов // Изв. Том. политех. ун-та. Науки о Земле. 2010. Т. 316, № 1. С. 61–66.
3. *Саркисян С.Г.* Западная Сибирь в юрском периоде. М.: Наука, 1967. 160 с.



ДАнные ВОЗРАСТА РУДООБРАЗОВАНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ ДАТИРОВАНИЕМ СЛЮД В ПИРИТАХ $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ МЕТОДОМ, НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Горовой В.А., Ванин В.А., Иванов А.В.

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

В настоящее время принят позднепалеозойский возраст формирования золоторудных объектов на территории Северо-Восточного Забайкалья [1, 2]. В результате геолого-структурных работ и датирования $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом серицита в пиритах удалось расчленить позднепалеозойскую эпоху и установить двухэтапное формирование месторождений, расположенных в Байкало-Муйском поясе (рудные объекты Мукодек, Юбилейное, Ирокинда) и в Удино-Витимской зоне (месторождение Озерное) Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Для датирования рудных объектов был выбран $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ метод датирования слюд в пиритах. Исходя из истории датирования, получение данных возраста сульфидных минералов – процесс довольно сложный, поскольку в них не содержатся распространенные природные радиоактивные элементы – K, Rb, U и Th. Однако некоторые богатые калием сульфидные минералы являются исключением из правила. Следовательно, пирит – это минерал, не содержащий калий, но он служит контейнером для серицита, который осаждается в нем во время тектонических, высокотемпературных процессов флюидизации. Находясь внутри такого «контейнера», серицит сохраняет калий в своей кристаллической решетке и даже не отдает его при повторном прогреве, если нет критических температур плавления самого пирита. В данном случае методика датирования слюдистых минералов в пиритах, описанная в работе [3], позволяет наиболее точно определять возраст каждого типа руд, поскольку не всегда удается отобрать штучную или точечную пробу, содержащую слюдистые минералы определенного типа руд. Например, при датировании золоторудных кварцевых жил отбор слюд производится из зальбанд, где могут быть смешаны слюды и прожилково-вкрапленного типа руд. Напротив, пириты в кварцевых жилах сосредоточены по всей их массе, что исключает смешение слюд прожилково-вкрапленных и жильных типов руд.

Эталоном для данных исследований, по нашему мнению, является золоторудное поле Мукодек, расположенное в северной части Байкало-Муйского пояса, вблизи южной границы Олокитской структурной зоны. Рудоконтролирующей структурой данного рудного поля является зона разлома. На стадии геолого-структурных исследований в золоторудных зонах зафиксированы сульфидизированные метасоматиты прожилково-вкрапленного типа серицит-хлорит-анкерит-альбит-кварцевого состава (метасоматиты I) и сульфидизированные метасоматиты жильного типа анкерит (кальцит)-кварцевого состава (метасоматиты II). Причем метасоматиты I смяты в складки волочения, а метасоматиты II занимают секущее положение по отношению к первым. Здесь, из каждых метасоматитов удалось отобрать золотосодержащие пириты, обогащенные также и серицитом. В результате при датировании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом серицита в пиритах подтвердились наблюдения о двухэтапном формировании золоторудных зон [3] (таблица).



Проведение отбора проб из рудных зон месторождений Урях, Юбилейное и Ирокинда сопровождалось также геолого-структурными исследованиями. На этих объектах было отмечено пересечение прожилково-вкрапленных руд золотосодержащими кварцевыми жилами. Отбор монофракций пиритов проводился из обоих типов руд. Для этих золоторудных объектов из отобранных проб золотоносными и слюдистосодержащими пиритами оказались только пириты, отобранные из золотосодержащих кварцевых жил. Возраст руд см. в таблице. На месторождении Озерном пириты отбирались из Pb-Zn вкрапленных руд (возраст см. в таблице).

Результаты датирования рудных объектов Забайкалья

Рудные объекты	Типы руд	Этап формирования	Возраст, млн лет
Мукодек	Прожилково-вкрапленный	I	321 ± 1.9
	Жильный	II	284 ± 15
Юбилейное Ирокинда	Прожилково-вкрапленный	I	-
	Жильный	II	265 ± 33
	Жильный	II	276 ± 13 275 ± 6 [2]
Урях	Жильный	II	287 ± 7 275 ± 6 [2]
			329 ± 19
Озерное	Прожилково-вкрапленный и вкрапленный	I	

Полученные данные возраста указывают на то, что формирование золоторудных объектов происходило в два этапа. На первом этапе (320–330 млн лет) происходило формирование вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа руд. На втором этапе (265–287 млн лет) происходило формирование руд жильного типа. Перерыв во времени между двумя главными этапами формирования оруденения на территории Забайкалья составляет примерно 40 млн лет.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 20-45380025-р_сибирь).

Литература

1. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1989. № 6. С. 90–102.
2. Чугаев А.В., Носова А.А., Абрамов С.С. и др. Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья: изотопно-геохронологические (Rb–Sr и ³⁹Ar–⁴⁰Ar) данные по Уряхскому рудному полю // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, № 6. С. 700–704.
3. Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I. et al. Application of the 'no fool's clock' to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // Ore Geology Reviews. 2015. V. 69. P. 352–359.



ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ПЛОЩАДЕЙ ОЗЕР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ НА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКАХ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

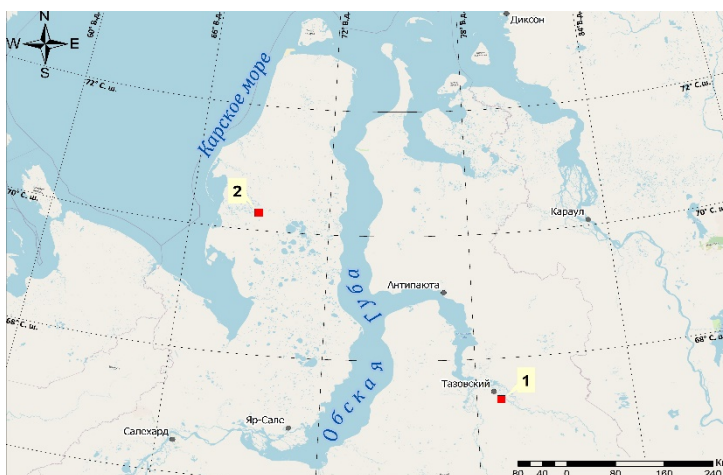
Данько М.М.¹, Хомутов А.В.^{1,2,3}

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, mdanko1996@mail.ru

² Тюменский государственный университет, Тюмень

³ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

Большое внимание исследователей привлекает изучение озер, в том числе в связи с тем, что изменения площади озер могут служить показателем влияния антропогенных и природных факторов на развитие криолитозоны при современных колебаниях климатических условий. Целью настоящей работы является оценка изменения площади акватории озер на двух ключевых участках в центральной части полуострова Ямал и на севере Пур-Тазовского междуречья дистанционными методами (рисунок). Изменчивость озер определяется целым рядом сложно взаимодействующих факторов. Помимо повышения температуры воздуха, которое может вызывать активизацию термоденудационных процессов и оттаивание пластовых и полигонально-жильных льдов, действуют гидрологические факторы и антропогенная деятельность. В работе использовались и анализировались космические снимки Landsat, для верификации использованы высокодетальные снимки WorldView-2 и WorldView-3.



Расположение участков исследований. 1 – север Пур-Тазовского междуречья, 2 – центральная часть полуострова Ямал.

Помимо регионального исследования L.C. Smith с соавторами [1] с применением дистанционных методов, на территории Западной Сибири на современном этапе в пределах эталонных участков ряд исследований проводили С.Н. Кирпотин с соавторами [2]. Также были проведены исследования В.И. Кравцовой и Т.В. Тарасенко [3] на трех эталонных участках (южная часть Ямала, Гыданский полуостров, верховья р. Надым). В работе Т.В. Родионовой [4] описаны исследования динамики термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России. Г.С. Санниковым [5]



были описаны изменения термокарстовых озер на полуострове Ямал в районе Бованенковского НГКМ.

Однако при сравнении результатов исследований наблюдаются расхождения. В одних работах утверждается, что на территории Западной Сибири в районе сплошного распространения многолетнемерзлых пород происходит уменьшение площадей озер, а в других работах утверждается, что происходит увеличение площадей озер.

Таким образом, вопрос о направленности динамики озер криолитозоны остается открытым и требует дополнительных исследований.

Для оценки изменений площади акватории озер на ключевых участках проведен анализ разновременных сцен съемочной системы Landsat (Landsat-5 – 2009 г., Landsat-8 – 2019 г.), выделены исследуемые водные объекты, изменения акваторий этих водных объектов и проведен подсчет количественных данных – площади акваторий водных объектов за соответствующие даты (2009 и 2019 гг.). Дешифрирование и обработка материалов производились в ПО QGIS и ArcGIS.

Необходимо отметить, что снимки Landsat обладают как достоинствами (доступность, большой объем данных, мультиканальность, высокая степень пригодности для автоматизированной обработки), так и рядом недостатков, ключевой из которых – относительно низкое пространственное разрешение (не превышает 15 м на пиксель). Такое разрешение ведет к потере существенной части информации, которая важна в дистанционном изучении водных объектов, так как значительное количество озер имеют размеры, сопоставимые с величиной разрешения снимка. Кроме того, смещение береговых линий озер редко превышает значение в 15 м даже за многолетний ряд наблюдений, поэтому в выборку исследуемых озер отнесены только водные объекты с площадью акватории более 0.1 км².

Получены следующие результаты. На ключевом участке 1 (рисунок) было выделено 69 озер, преобладают озера в основном площадью в пределах 0.1–0.2 км² и 0.2–0.5 км² (41 и 43 % соответственно из всех выделенных озер). Озера от 0.5 км² и больше составляют 15 %.

На ключевом участке 2 (рисунок) было выделено 221 озеро, преобладают озера площадью 0.1–0.2 км², что составляет 40 % от общего числа выделенных озер. Озера площадью более 0.5 км² составляют 26 %.

На ключевом участке 1 наблюдается уменьшение количества озер с площадью акватории 0.2–0.5 км² на 6 %. А количество озер размером 0.1–0.2 км² увеличилось на 4 %, и 0.5–0.8 км² на 2 %. Общая площадь выделенных озер уменьшилась на 0.7 км², увеличение площади произошло на 0.4 км², что составляет 3.0 и 1.7 % соответственно от площади выделенных озер.

На ключевом участке 2 (рисунок) наблюдается уменьшение количества озер на 1 % у озер площадью 0.2–0.5 км² и 0.5–0.8 км², увеличение количества водных объектов характерно для выборки озер с площадью акватории 0.8–1.0 км² на 1 %. Общая площадь выделенных озер уменьшилась на 8.03 км², увеличение произошло на 7.72 км², что составляет 6.2 и 5.8 % соответственно от площади выделенных озер.

Наблюдаемое на ключевых участках сокращение площади озер обусловлено эрозионной деятельностью рек, очень часто спущенные озера расположены рядом с водотоками. В отдельных случаях отмечается влияние антропогенной деятельности.

Выявленное увеличение площади и количества озер на Центральном Ямале в основном обусловлено процессами термокарста, а на севере Пур-Тазовского междуречья – вытаяванием полигонально-жильных льдов. Также присутствует



влияние антропогенной деятельности, так как эти территории активно осваиваются для нефтегазодобычи.

Таким образом, для надежного выявления изменений площади озер по данным дистанционного зондирования Земли из космоса необходимо учитывать некоторые ограничения, которые обусловлены пространственным разрешением используемых снимков, особенно, если используются снимки с разным разрешением, а также учитывать факторы, которые влияют на изменения площади озер. Для более точного выявления изменений площадей необходимо производить детальные исследования с анализом сезонных и межгодовых изменений, а также использовать снимки сверхвысокого разрешения и съемки с беспилотных летательных аппаратов.

Литература

1. *Smith L.C., Sheng Y., Macdonald G.M., Hinzman L.D.* Disappearing Arctic Lakes // *Science*. 2005. V. 308. P. 1429.
2. *Кирпотин С.Н., Полищук Ю.М., Брыксина Н.А.* Динамика площадей термокарстовых озер сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления // *Вестник Томского государственного университета*. 2008. № 311. С. 185–189.
3. *Кравцова В.И., Тарасенко Т.В.* Изучение и картографирование динамики термокарстовых озер на территории Западной Сибири по разновременным космическим снимкам // *Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата*. 2010. № 1. С. 82–87.
4. *Родионова Т.В.* Исследование динамики термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам: Дис. ... канд. географ. наук. М.: МГУ, 2013.
5. *Санников Г.С.* Изменения морфометрических показателей термокарстовых озёр Западного Ямала как индикатор динамики геологической среды и ее реакции на техногенное воздействие (на примере Бованенковского месторождения): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Институт криосферы Земли, 2016.



МАКРОУГОЛЬКОВЫЙ АНАЛИЗ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ «МУХРИНО», ХАНТЫ-МАНСКИЙСК

Дегтярева М.А.¹, Бляхарчук Т.А.¹, Maarten van Hardenbroek²

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, 455207@mail.ru

² Newcastle University, Newcastle, United Kingdom

В течение голоцена на территории Западной Сибири происходила смена палеоклиматических условий, динамику которых мы можем проследить на примере озерных отложений. Одним из методов реконструкции условий голоцена является изучение палеопожаров методом макроуголькового анализа [1–4]. При этом исследуется содержание угольков размером >100 мкм в стандартных по объему (2 см^3) образцах озерного осадка. Результаты макроуголькового анализа стратифицированных озерных отложений выявляют время, периодичность и интенсивность пожаров в голоцене в локальном масштабе. Полученные палеопожарные данные и степень их корреляции с палеоклиматическими условиями позволяют выявить ведущие факторы в динамике пожаров и экосистем Западной Сибири в голоцене.

Пожар – это земное явление, которое влияет на структуру и процессы экосистемы от локального до глобального масштаба и действует в различных временных масштабах [5]. Макроугольковый анализ позволит нам выявить локальные закономерности возникновения пожаров и их связь с другими компонентами экосистемы. Палеопожарные реконструкции представляют собой уникальную возможность изучить долгосрочные вариации во взаимоотношениях между пожарами, климатом, растительностью и человеком [6].

Цель нашего исследования – выявление динамики палеопожаров на территории таежной зоны Западной Сибири в голоцене. Один из участков исследования расположен в районе научной станции «Мухрино», Ханты-Мансийск – озеро S-14 ($60^{\circ}51'45.68''\text{N}$. и $68^{\circ}44'55.43''\text{E}$). Ландшафты изучаемого участка представлены обширными грядово-мочажинным комплексами болот на междуречных пространствах и участками смешанных березово-еловых лесов на более дренированных участках.

Керн озерных отложений был отобран озерным поршневым буром в марте 2020 г. в рамках совместных полевых исследований по программе INTERACT TA с Maarten van Hardenbroek (UK) под руководством Т.А. Бляхарчук и П.А. Бляхарчук.

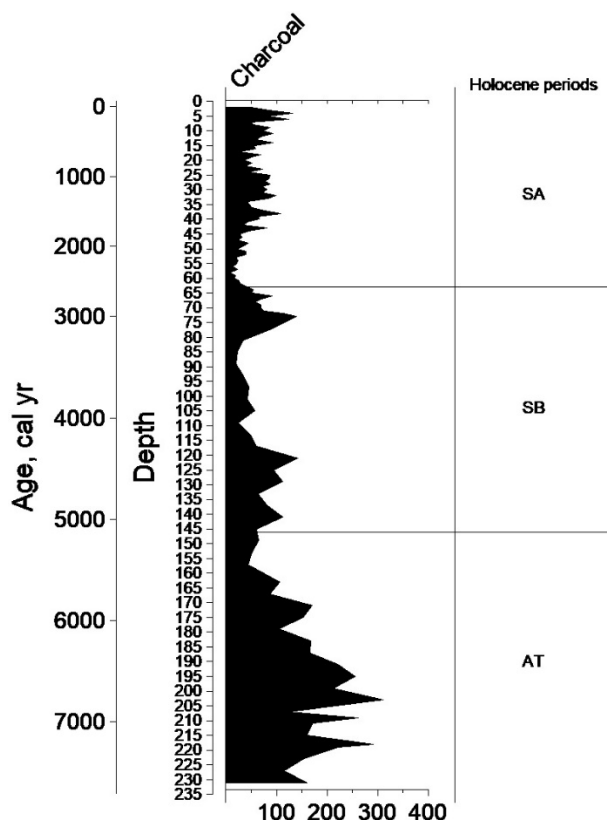
Анализ макроскопических остатков древесного угля был выполнен с шагом 1–4 см на всю длину керна (231 см) и включал 113 образцов. Макроугольковый анализ отложений отражает локальную динамику пожарной активности в масштабе тысячелетий. Данный метод включал в себя следующие этапы обработки:

- отобрать образцы объемом 2 см^3 с последующей промывкой через сито (размер ячейки $125 \text{ }\mu\text{m}$);
- поместить образцы в пробирку, добавить 15 мл $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ (10 %-ный), оставить образцы на ночь, предварительно аккуратно перевернув их 2–3 раза;



- промыть образцы, просеив через сито, и добавить 15–20 мл H_2O_2 (6 %-ный), оставить образцы на двое суток. Для глубинных образцов был использован КОН (15 мл; 10 %-ный) с последующим нагревом на водяной бане;
- Промыть образцы через сито и приступить к подсчету угольков под стереомикроскопом с увеличением $\times 200$ [1–4]. Для удобства подсчета угольков использовалась камера Богорова.

В результате подсчета частиц угля построена диаграмма динамики содержания макроугольков в озерных отложениях озера S-14 в программе Tilia 2.6.1 [7] (рисунок). Для датирования озерных отложений разреза S-14 проведена корреляция по глубине озерного осадка с озерными отложениями озера Светленькое ($60^{\circ}55'N$, $68^{\circ}30'E$) [8], которое находится в 15 км к северо-западу от озера S-14 и развивалось в схожих природно-климатических условиях. Озеро Светленькое датировано радиоуглеродным методом. Для привязки наших данных к границам периодов голоцена [9] последние были калиброваны нами в программе Calib 8.20 [10].



Динамика содержания макроугольков в озерных отложениях озера S-14 в голоцене.

Корреляция показала, что осадконакопление в озере началось ~ 7600 лет и включает в себя три периода голоцена: атлантический, суббореальный и субатлантический.

Согласно диаграмме (рисунок), в атлантический период (~ 7600 ... ~ 5096 лет назад) наблюдается два пика содержания макроугольков в отложениях озера (~ 6784 и ~ 7192 лет назад), а минимум ~ 5300 лет назад. При подсчете макроугольков был зафиксирован слой отложений с наиболее крупными размерами частиц угля – до 70



мкм (~5300 лет назад), что вероятно отражает распространение локальных пожаров около озера. Мы полагаем, что высокое содержание частиц макроугольков в озерных отложениях могло объясняться более теплыми и влажными климатическими условиями данного периода, вследствие чего образовывалось гораздо большее количество растительной биомассы, сгоравшей при возникновении пожаров.

Суббореальный период (~5096... ~2495 лет назад) характеризуется снижением содержания макроугольков в озерных слоях. Максимум пожарной активности наблюдается ~4368 и ~3000 лет назад, а минимум – ~3436 лет назад. Снижение содержания угольков в данных слоях может быть связано с общим похолоданием климата в суббореальный период [9].

В субатлантическом периоде голоцена наблюдается ярко выраженное скачкообразное чередование повышенного и пониженного содержания угольков в отложениях. Это может быть связано как с климатическими колебаниями данного периода, так и с начавшимся антропогенным освоением территории.

В дальнейших исследованиях будет уточнен возраст озерных отложений (радиоуглеродное датирование), планируется проведение спорово-пыльцевого, макроуголькового, химического анализа, LOI и др. для реконструкции палеоклиматических условий исследуемого участка и восстановления динамики палеопожаров, а также причин их возникновения.

Литература

1. *Mooney S., Tinner W.* The analysis of charcoal in peat and organic sediments // *Mires and Peat*. 2011. V. 7. P. 1–18.
2. *White E.M., Hannus, L.A.* Approximate method for estimating soil charcoal contents // *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 1981. V. 12. P. 363–371.
3. *Rhodes A.N.* A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores // *The Holocene*. 1998. V. 8(1). P. 113–117.
4. *Whitlock C., Larsen C.* Charcoal as a fire proxy // *Tracking environmental change using lake sediments. Developments in paleoenvironmental research*. Dordrecht, the Netherlands: Springer, 2002. V. 3. P. 75–97.
5. *Bowman D.M., Balch J.K., Artaxo P. et al.* Fire in the earth system // *Science*. 2009. V. 324. P. 481–484.
6. *Hawthorne D., Courtney Mustaphi C.J., Julie C. et al.* Global Modern Charcoal Dataset (GMCD): A tool for exploring proxy-fire linkages and spatial patterns of biomass burning // *Quaternary International*. 2018. V. 488. P. 3–17.
7. TiliaIT [Электронный ресурс] URL: <https://www.tiliait.com/> (дата обращения: 04.02.2021).
8. *Amon L., Blaus A., Alliksaar T. et al.* Postglacial flooding and vegetation history on the Ob river terrace, central Western Siberia based on the paleoecological record from lake Svetlenkoye // *The Holocene*. 2020. V. 30, № 5. P. 618–631.
9. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 1977. 198 с.
10. CALIB 14C Calibration Program [Электронный ресурс] URL: <http://calib.org/calib/> (дата обращения: 04.02.2021).



ГЕОРАДАРНЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ

Денисенко И.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Разрывные нарушения являются самой широко распространенной группой структур в земной коре. Их размер варьируется от мелкой трещиноватости до разломов глубинного заложения. Их значение в геологической среде многогранно, они влияют на осадконакопление, формирование полезных ископаемых, выполняют роль контролирования современных геодинамических процессов и т.д. В настоящее время изучению разрывных нарушений посвящено большое количество работ как российских, так и зарубежных ученых [1–3]. Наиболее применяемым на сегодняшний день методом получения информации о разрывах является геологоструктурный метод, основанный на анализе разрывных нарушений и тектонической трещиноватости в естественных или искусственных горных выработках. В том случае, если на участке исследования нет естественных обнажений, а также нет возможности произвести горные работы, необходимо применять альтернативные методы исследования. Одним из таких методов является георадиолокация. Метод позволяет в благоприятных геологических условиях получать информацию об основных параметрах разрывов до глубин 16 м. В настоящее время имеется достаточно работ, демонстрирующих успешное применение метода для обнаружения разрывных нарушений [4–11], но нет конкретно сформулированных признаков проявления разрывов на радарограммах, поэтому целью настоящей работы является установление особенностей проявления разрывных нарушений в различных типах отложений Байкальского рифта по данным георадиолокации.

Для выполнения поставленной цели на территории Байкальского рифта были детально исследованы сейсмогенные разрывы, вскрывшиеся в различных по составу горных породах, но имеющие единый механизм образования. Сейсмодислокации в зоне Приморского и Зундукского разломов образованы в слабосцементированных пролювиально-делювиальных отложениях конусов выноса, представлены дресвяно-щебнисто-глыбовыми отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем [4]. В зоне Дельтового разлома разрывообразование произошло в эолово-аллювиальных, озерно-болотных отложениях, состоящих из песков разной зернистости с прослоями суглинка.

Для установления основных закономерностей проявления сейсмогенных разрывов был проведен сравнительный анализ нарушенных и не нарушенных разрывами участков радарограмм. Анализ георадиолокационных картин показал, что в эолово-аллювиальных отложениях восточного борта георадиолокационная картина в ненарушенных слоях горных пород имеет достаточно контрастные, протяженные горизонтальные оси синфазности. Амплитуды сигналов имеют более низкие значения, которые проявляются тонкими, ровными линиями. В нарушенных разрывами зонах георадиолокационная картина имеет определенные отличия. Оси синфазности имеют раздробленный, хаотичный характер. Протяженное горизонтальное положение осей сменяется на короткое, наклонное и/или близвертикальное. В зоне разрыва на радарограмме также отмечается появление высоких амплитуд сигналов на отдельных



участках, а в некоторых случаях появляются слабые низкочастотные аномалии. За пределами зоны нарушений волновая картина на всех радарограммах характеризуется преимущественно протяженными осями синфазности разной интенсивности, свидетельствующими о спокойном залегании толщ.

В слабосцементированных пролювиально-делювиальных отложениях конусов выноса западного борта георадиолокационная картина в стабильных, ненарушенных отложениях проявляется как короткими прерывистыми осями синфазности, так и в некоторых случаях – протяженными линиями, подобными тем, что и для восточного борта. В данном случае амплитуды сигналов больше, чем в отложениях восточного борта, которые проявляются более широкими осями синфазности. В отличие от эолово-аллювиальных отложений, георадиолокационная картина в нарушенных породах в некоторых случаях сильно осложняется низкочастотными аномалиями в зоне главного разрыва. В общем же картина в зоне разлома представлена различными изгибами осей, раздробленной структурой, а также смещением георадарных комплексов.

Анализируя георадиолокационные изображения по всем участкам исследования, можно выделить одну отличительную особенность проявления разрывных нарушений с углами наклона 35–70°: они проявляются достаточно контрастной наклонной осью синфазности, которая сечет субгоризонтально залегающие георадарные комплексы со смещением или без него. В некоторых случаях в зоне пересечения с осями синфазности видна размытая и/или «раздробленная» георадиолокационная картина, появление которой обусловлено изменением диэлектрической проницаемости среды за счет повышенной трещиноватости пород в зоне разрыва [6].

При более крутых углах падения такого эффекта не наблюдается. Разрывные нарушения, имеющие более крутые углы падения на радарограммах, интерпретируются по иным признакам: по разрыву осей синфазности, представляющих собой прозрачные линии с амплитудами сигналов, близкими к нулю; хаотичным отражениям в области разрыва, обусловленным дроблением пород; границе, разделяющей блоки с резко различными амплитудами сигналов.

Полученные результаты по изучению разрывных нарушений Байкальского рифта согласуются с результатами работ в различных регионах мира [5, 9, 10, 12, 13].

Таким образом, проведенные исследования позволили определить основные признаки проявления сейсмогенных разрывов в приповерхностной части земной коры по данным георадиолокации, что будет способствовать развитию сейсмотектонических исследований в Байкальском регионе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90003 «Структура активных разломов Байкальского рифта, и их параметризация по данным георадиолокации».

Литература

1. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 293 с.
2. Табанько А.В. Применение георадиолокации при изучении разрывных нарушений, связанных с коровыми землетрясениями в районе реки Поперечная (Южная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. № 9. С. 154–158.
3. McCalpin, Harrison. Paleoseismicity of Quaternary faults near Albuquerque, New Mexico. GEO-NAZ Consulting, Inc. 2000. 46 p.



4. Макаров С.А., Ряценок Т.Г., Акулова В.В. Геоэкологический анализ территории распространения природно-техногенных процессов в неоген-четвертичных отложениях Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 2000. 160 с.
5. Khorsandi A., Abdali M., Miyata T., Yurugi J. Application of GPR method due to active faults determination in urban area, case study: North Shahre Ray Fault, South of Tehran, Iran // 2011 International Conference on Environment Science and Engineering IPCBEE. 2011. V. 8. P. 148–151.
6. Дьяков А.Ю., Калашиник А.И. Особенности применения электромагнитного зондирования для оценки геолого-структурного строения массива скальных пород // Современные инновационные технологии подготовки инженерных кадров для горной промышленности и транспорта (Украина). 2018. Т. 1, № 4. С. 15–20.
7. Лунина О.В., Гладков А.С. Проявления сейсмически индуцированных геологических процессов в зонах разломов Прибайкалья (по геолого-структурным и георадиолокационным данным) // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». 2015. Т. 12. С. 64–76.
8. Gundougdu E., Kurban Y.C., Yaliner C.C. Determination of vertical displacements on the Simav Fault by Ground Radari (GPR) Method // Journal of Graduate School of Natural and Applied Sciences. 2017. V. 3, № 2. P. 17–33.
9. Brandes C., Igel J., Loewer M. et al. Visualisation and analysis of shear-deformation bands in unconsolidated Pleistocene sand using ground-penetrating radar: Implications for paleoseismological studies // Sedimentary Geology. 2018. V. 367. P. 135–145.
10. Gafarov K., Ercoli M., Cirillo D. et al. Extending surface geology data through GPR prospections: Quaternary faulting signature from the Campotenese area (Calabria-Italy) // 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR). 2018.
11. Drahor M.G., Berge M.A. Integrated geophysical investigations in a fault zone located on southwestern part of İzmir city, Western Anatolia, Turkey // Journal of Applied Geophysics. 2017. V. 136. P. 114–133.
12. Anderson K.B., Spotila J.A., Hole J.A. Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: An example from southern California // Tectonophysics. 2003. V.368, № 1–4. P. 25–32.
13. Lunina O., Li D., Lyu Y. et al. Using in situ-produced ^{10}Be to constrain the age of the latest surface-rupturing earthquake along the Middle Kedrovaya fault (Baikal rift) // Quaternary Geochronology. 2020. V. 55. 101036.



РЕЗУЛЬТАТЫ ОПТИЧЕСКОЙ МИКРОСКОПИИ И СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ ОБСИДИАНА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАЮКОВО (БАКСАН), ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ

Дороничева Е.В.¹, Цельмович В.А.², Корзинова А.С.²

¹ АНО «Лаборатория доистории», Санкт-Петербург, edoronicheva87@yandex.ru

² ГО «Борок» Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок, tselm@mail.ru

Около с. Заюково в Кабардино-Балкарии известно единственное на северном склоне Кавказа месторождение обсидиана. Это сырье в древности ценилось очень высоко и транспортировалось на большие расстояния. Изучение образцов обсидиана с помощью ренгенофлуоресцентного анализа показало, что, несмотря на вариативность окраса, они имеют близкий химический состав [1].

В данной работе нами были использованы методы оптической микроскопии и сканирующей электронной микроскопии. Образцы анализировались с помощью оптического микроскопа “Olympus BX51” с фотоприставкой. Выделялись их главные отличия: структура, текстура, микро- и макровключения. С помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA II с энергодисперсионным и волнодисперсионным спектрометрами Oxford Instruments образцы исследовались с целью детального рассмотрения петрографических особенностей и выяснения химического состава в точках. Химический состав был определен по энергодисперсионным спектрам в весовых процентах, затем пересчитан на оксиды. Для калибровок при количественном анализе использовались аттестованные эталонные образцы синтетических кристаллов и природных минералов. Обработка спектров производилась с помощью программного комплекса INCA.

Все образцы обсидиана, изученные с помощью оптического микроскопа, по структурным-текстурным особенностям можно разделить на две группы:

- 1) в афонитовой прозрачной бесцветной массе встречаются крупные вкрапления магнетита (порфиновая структура) (рисунок, а);
- 2) непрозрачная полосчатая масса с флюидальной текстурой (рисунок, б). В образце № 12 встречается оба вида структурно-текстурных типа (рисунок, в).

Всего изучено 12 образцов обсидиана:

Образец № 1. Цвет породы: коричневатый-черный. Структура: порфиновая. Текстура: пятнистая (рисунок)

Образец № 2. Цвет породы: коричневый (непрозрачный). Структура: аморфная. Текстура: флюидальная.

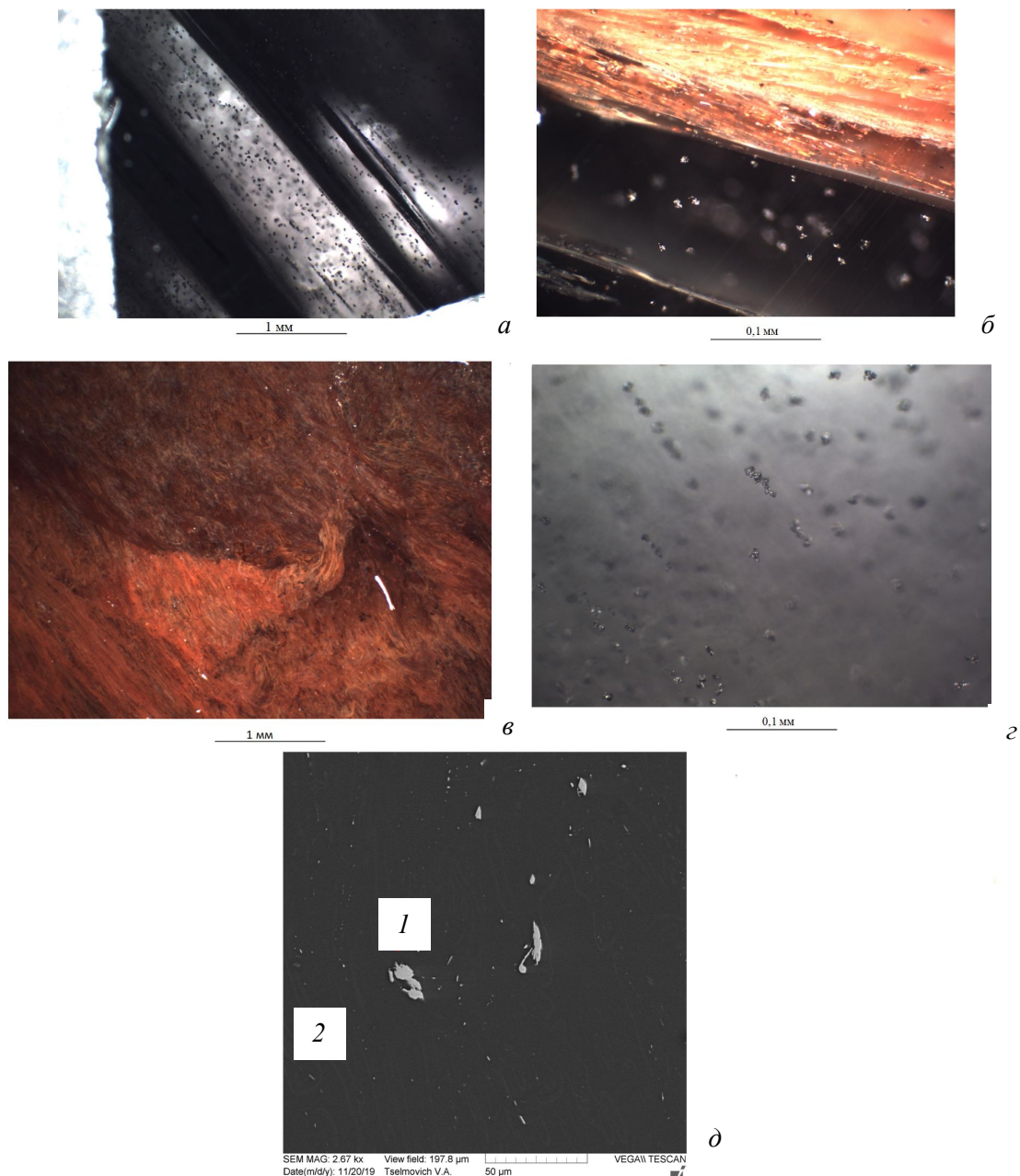
Образец № 3. Цвет породы: черный, полупрозрачный. Структура: порфиновая. Текстура: темные включения в прозрачном матриксе.

Образец № 4. Цвет породы: коричневатый-черный. Структура: аморфная. Текстура: флюидальная, полосчатая.

Образец № 5. Цвет породы: коричневый. Структура: аморфная. Текстура: флюидальная.

Образец № 6. Цвет породы: черный. Структура: порфиновая. Текстура: пятнистая.

Образец № 7. Цвет породы: коричневатый-черный. Структура: порфиновая. Текстура: пятнистая.



Структурно-текстурные особенности образцов обсидиана, изученные с помощью оптического микроскопа. *а* – образцы обсидиана, относящиеся к первой группе (обр. № 1); *б* – образцы обсидиана, относящиеся ко второй группе (обр. № 2); *в* – сочетания двух типов структур; *г* – кристаллы магнетита в стекле при большем увеличении; *д* – изображение обсидиана, полученное с помощью сканирующего электронного микроскопа. 1 – крупные включения магнетита, 2 – зоны, обогащенные натрием.

Образец № 8. Цвет породы: черновато-коричневый. Структура: аморфная. Текстура: флюидальная.

Образец № 9. Цвет породы: коричневатый-черный. Структура: аморфная. Текстура: флюидальная.



Образец № 10. Цвет породы: коричневый. Структура: аморфная. Текстура: флюидальная, полосчатая.

Образец № 11. Цвет породы: черный. Структура: порфиновая. Текстура: пятнистая.

Образец № 12. Цвет: коричневатый-черный. Есть зоны с темными включениями в прозрачном стекле и зоны с флюидальной текстурой. Структура: порфиновая, аморфная. Текстура: пятнистая, флюидальная (рисунок, в).

Химический состав исследованных образцов приведен в таблице. Можно утверждать, что данное вулканическое стекло риолитовое.

Содержание основных химических элементов в образцах обсидиана (усредненные значения по 30 точкам)

№	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	ZnO	ZrO ₂	BaO
1	3.63	0.00	13.40	74.20	4.24	0.95	0.00	1.09	0.25	0.00	0.00	0.90
2	4.26	0.79	13.04	75.02	4.19	0.31	0.39	0.60	0.00	0.00	1.75	0.00
3	2.93	0.00	14.20	74.79	4.57	0.15	0.00	0.42	0.69	0.97	0.00	1.23
4	4.84	0.00	14.10	76.317	3.03	1.25	0.00	0.70	0.37	0.00	0.68	0.61
5	4.04	0.22	13.36	75.01	4.05	0.25	0.00	0.00	0.00	0.47	0.92	0.00
6	4.02	0.12	14.28	75.12	5.02	0.80	0.22	0.09	0.49	0.00	0.85	0.00
7	5.80	0.66	10.60	73.19	4.37	0.98	0.14	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00
8	4.02	0.00	14.96	74.91	4.06	0.52	0.00	1.01	1.04	0.00	0.00	0.00
9	5.17	0.00	11.36	73.68	4.52	0.61	0.00	1.07	0.64	1.34	0.24	0.00
10	4.74	0.00	13.56	75.80	4.07	0.94	0.53	0.86	1.11	0.00	0.00	0.00
11	3.70	0.08	15.12	73.28	5.03	1.270	0.00	0.00	1.39	0.00	0.00	1.50
12	4.81	0.19	14.36	75.24	4.85	1.02	0.00	0.00	0.75	0.00	0.79	0.00

Связь между структурно-текстурными различиями, обнаруженными с помощью оптического микроскопа, и химическим составом породы такова: в первом типе железо находится в крупных кристаллах магнетита, а во втором, кроме крупных зерен, есть еще более мелкие рассеянные в породе вкрапления окислов (гематит) и гидроокислов железа (гидрогетит). Также в обсидиане неравномерно распределены натрий (рисунок, д).

Таким образом, исследование шлифов обсидианов показало большое разнообразие в окраске слоев изучаемых объектов, преобладали красные и темно-красные цвета. Микронзондовые исследования показали, что окраска вызвана различными оксидами и гидроксидами железа, которые отличались как по степени окисленности, так по размерам микро- и наночастиц.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №17-78-20082).

Литература

1. Doronicheva, E.V., Golovanova, L.V., Doronichev, V.B. et al. New data about exploitation of the Zayukovo (Baksan) obsidian source in Northern Caucasus during the Paleolithic // Journal of Archaeological Science: Reports. 2019. V. 23. P. 157–165.



О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКЕ ПРИНЕВЬЯ

Дуданова В.И.¹, Шитов М.В.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, varyanich1212@gmail.com

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

После работ Г. Де-Геера и Ю. Айлио [1, 2] классическая модель развития ладожских палеобассейнов в поздне- и послеледниковое время основана на представлениях о ключевой роли гляциоизостатических поднятий, амплитуда которых возрастает с юго-востока на северо-запад, а изобазы с почти постоянным заложением проходят субпараллельно друг другу. Согласно этой теории, именно с большей амплитудой позднеголоценовых поднятий в центральной части Карельского перешейка, по сравнению с поднятиями на южном побережье Ладожского озера, связаны ладожская трансгрессия и образование Невы с установлением непрерывного стока из Ладожского озера в Финский залив на месте Приневской низменности.

Этой модели противоречат не только геологические данные, подтверждающие существование флювиальной системы стока из Ладожского озера на месте современной Невы еще с позднеледниковья [3], но и хронология максимума, а также финальной стадии ладожской трансгрессии в долине р. Невы, где трансгрессивно-регрессивные контакты имеют более низкие гипсометрические отметки, чем их синхронные аналоги на южном побережье Ладоги. Это, вероятно, свидетельствует о позднеголоценовых опусканиях верхнего и среднего течения р. Невы [4].

Признаки позднечетвертичных дифференцированных движений фиксируются на территории Приневья и по гипсометрическим отметкам кровли отложений мгинской морской межледниковой толщи (mIII_{mg}) микулинского горизонта [5, 6]. Здесь известен ряд хорошо изученных разрезов, кровля которых не имеет признаков размыва [6], что позволяет использовать эти разрезы для выявления молодых тектонических движений. Как видно на рис. 1, абсолютные отметки кровли мгинских отложений в южной части Карельского перешейка и в Предглинтовой низменности составляют преимущественно от +11 до +14 м абс. высоты (рис. 1, разрезы №1, 2, 3); они слагают, видимо, эрозионные останцы микулинской морской террасы. В долине Невы гипсометрические отметки кровли мгинской морской толщи закономерно понижаются от –3...–7 м абс. высоты в разрезах нижнего течения р. Невы (Рыбацкое, завод им. Свердлова, Ижорский завод) до –10...–11 м в верхнем течении Невы (Петрокрепость, Синявино – рис. 1, 2).

Таким образом, при сравнении разрезов на р. Мга (№ 1) и в пос. Юкки (№ 2) с разрезами, вскрытыми в скважинах на территории Приневья (№ 4–8), в долине р. Невы устанавливается область устойчивых опусканий, амплитуда которых с начала позднего неоплейстоцена составила не менее 15–25 м. Точно также по высотным отметкам трансгрессивных (субаэральные отложения – торф или погребенная почва/водноосадочные отложения) и регрессивных (водноосадочные отложения/субаэральные отложения) контактов, связанных с позднеледниковыми и голоценовыми ладожскими палеобассейнами, удастся определить направления, амплитуды и скорости дифференцированных движений на территории Приневья.

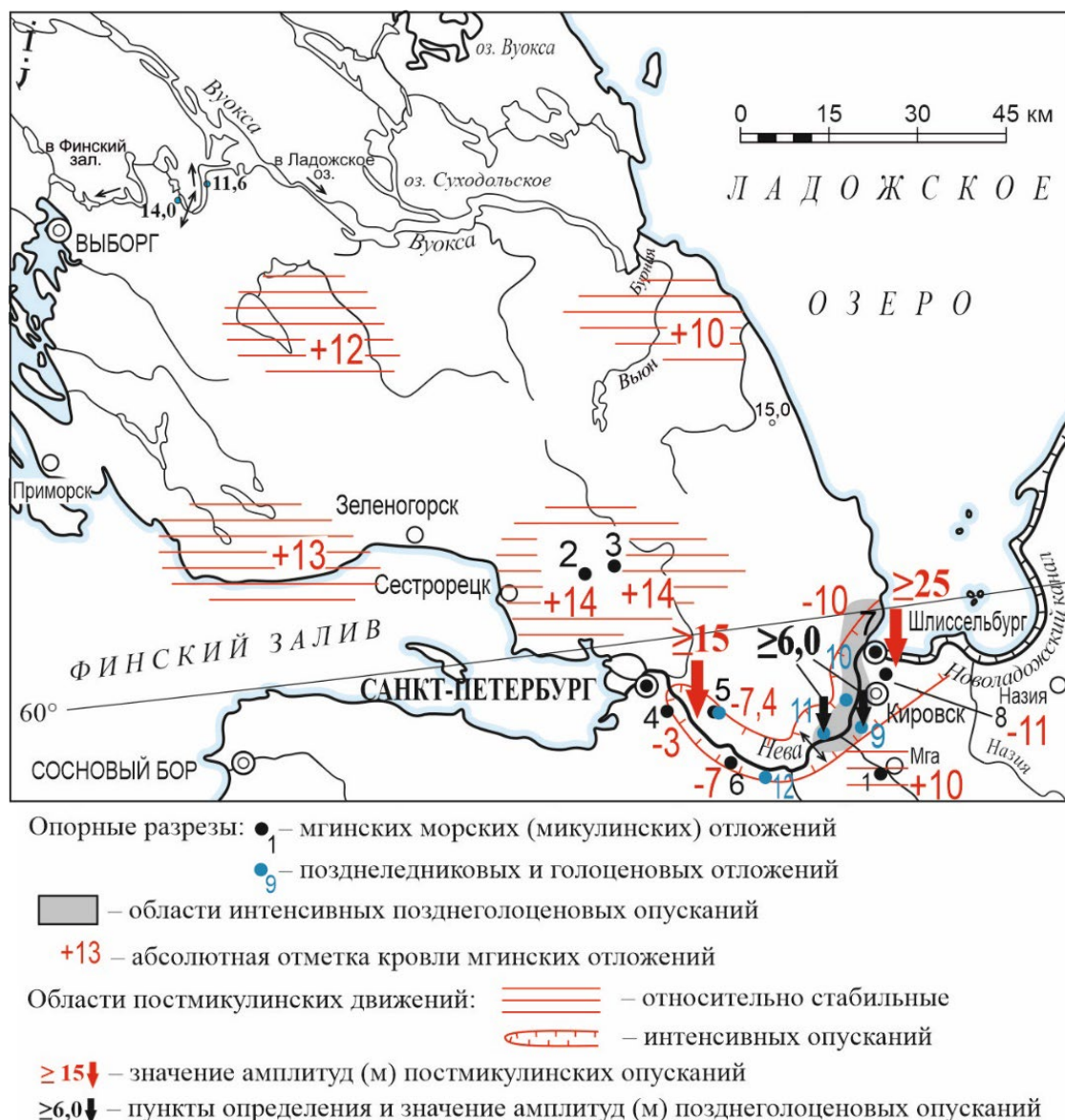


Рис. 1. Местоположение опорных разрезов мгинских и позднеледниковых – голоценовых отложений Приневья; области и значения амплитуд постмикулинских и позднеголоценовых опусканий [6].

Так, трансгрессивные контакты времени максимума ладожской трансгрессии, которая, по данным из Южного Приладожья, достигала 14.0–15.0 м абс., имеют в долине р. Невы очень низкие высотные отметки – 8.0–8.5 м абс. (рис. 1, № 9, 11). Отсюда следует, что за последние 3.0–3.5 тыс. лет этот район испытал опускание не менее чем на 5.5–6.5 м, а сток из Ладожского озера в позднем голоцене контролировался опусканиями в долине р. Невы. Сочетание этих движений с интенсивной донной эрозией и углублением русла стало причиной завершения ладожской трансгрессии.

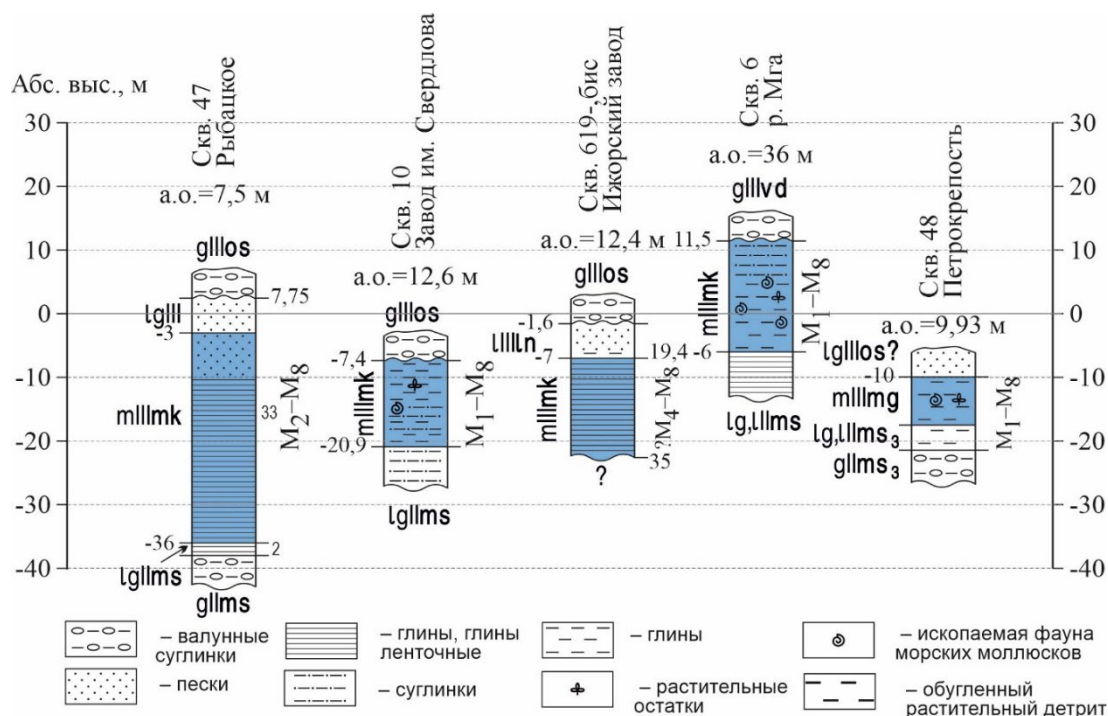


Рис. 2. Опорные разрезы мгинских отложений в Приневской низменности.

Признаки дифференцированных знакопеременных движений на территории Приневья устанавливаются с начала позднего неоплейстоцена. Именно эти дифференцированные движения контролировали систему стока на месте современной Невы, по крайней мере, уже с микулинского времени.

Литература

1. Ailio J. Die geographische entwicklung des Ladogases in postglazialer zeit und ihre beziehung zur stenzzeitlichen besiedelung // Fennia. 1915. V. 38, № 3. 157 p.
2. De-Geer G. Öfversigt öfver mina kvartägeologiska iakttagelser under en nyligen afvslutad resa till Finland och Ryssland // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1893. V. 15. P. 538.
3. Верзилин Н.Н., Гонтарев Е.А., Калмыкова Н.А., Окнова Н.С. Литолого-минералогические особенности позднеледниковых – голоценовых отложений долины р. Невы // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 133–144.
4. Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С. Новые данные по истории Невы // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». М., 2020. С. 117–122.
5. Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С. Современные представления о строении толщи квартера суши Санкт-Петербург и его окрестностей // Сборник статей сотрудников ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция», посвященный 60-летию организации. СПб., 2011. С. 82–87.
6. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С. и др. Постмикулинская тектоника Приладожья // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. Материалы L тект. совещания. 2018. С. 341–346.



СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ

Егорушкин И.И.¹, Кулаков И.Ю.^{1, 2, 3}, Шапиро Н.М.^{4, 5}, Гордеев Е.И.³, Яковлев А. В.^{1, 2}, Абкадыров И. Ф.³

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

⁴ Institut des Sciences de la Terre (ISTERRE), Université Grenoble-Alpes, Grenoble, France

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Ключевская группа вулканов (КГВ) расположена на полуострове Камчатка и имеет площадь порядка 50x80 км². К Ключевской группе относят 13 крупных вулканических построек, а также множество моногенных конусов и других вулканогенных структур. Вследствие разнообразия продуктов извержений, размеров вулканов и интенсивности эруптивной активности, КГВ считается уникальным вулканическим комплексом, не имеющим аналогов в мире [1]. Три вулкана группы Ключевской, Безымянный и Толбачик входят в число наиболее активных вулканов планеты и имеют принципиально разные механизмы извержений и составы изверженных пород.

Для определения причин столь высокого разнообразия и интенсивности процессов, протекающих в вулканах Ключевской группы, было проведено множество различных исследований. Обобщение существующего материала [2] показало, что особенности вулканизма Ключевской группы определяются наличием системы многоуровневых магматических источников в коре и мантии над погружающимся Тихоокеанским слэбом.

Особую роль в изучении строения коры и мантии играют сейсотомографические модели. Структура глубинных скоростных аномалий среды под КГВ была достаточно надежно определена с помощью метода сейсмической томографии на базе объемных волн (например [3]). Однако в силу своих естественных ограничений, этот подход дает недостоверную информацию о распределении сейсмических скоростей в верхних нескольких километрах земной коры, которая необходима для полноты геологической интерпретации и анализа процессов вулканизма. Данная работа посвящена уточнению структуры верхней коры под КГВ с помощью принципиально иного метода сейсмической томографии – поверхностно-волновой томографии, основанной на анализе естественного сейсмического шума (шумовой томографии).

В рамках настоящего исследования непрерывные записи Z-каналов 37 сейсмических станций временной сети KISS, расположенных непосредственно на территории КГВ и установленных в период с августа 2015 по июль 2016 г., были обработаны в соответствии с алгоритмом, предложенным в [4]. В результате данной обработки из записей естественного сейсмического шума была выделена информация о поверхностных волнах Рэлея. После этого с помощью программного обеспечения GUI_FTA_v2p1 [5] был проведен частотно-временной анализ [6, 7] полученных волн



Рэлея и выполнено построение соответствующих этим волнам дисперсионных кривых групповых скоростей.

Томографическая инверсия дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея была реализована при помощи алгоритма SURF_TOMO [8]. Вычисления, производимые в данном алгоритме, можно разбить на два основных этапа: в первую очередь выполняется построение двумерных карт групповых скоростей волн Рэлея для отдельных частот, далее на основе этих двумерных карт осуществляется расчет трехмерного распределения скорости поперечных волн V_s . Интерпретация полученных моделей позволила выявить особенности строения отдельных вулканических систем КГВ.

Крупные базальтовые постройки Ушковский-Крестовский и Толбачик приурочены к ярким высокоскоростным аномалиям на малых глубинах. Однако на больших глубинах структура под спящим Ушковским вулканом остается высокоскоростной, а под активным Толбачиком наблюдается аномалия с пониженными скоростями. Данное различие отражает принципиально отличное состояние систем подводных каналов под спящим и действующим вулканами.

В районе кластера вулканов Ключевской-Камень-Безымянный наблюдается сложная структура, которая значительно варьируется как по латерали, так и по глубине. Постройки этих вулканов располагаются на плоском высокоскоростном фундаменте и представляют собой относительно низкоскоростные тела. Это может быть обусловлено высокой скоростью их формирования и слабой консолидацией слагающих их пород. Предполагается, что низкоскоростная аномалия под вулканом Безымянный на глубине 6 км приурочена к малоглубинному магматическому очагу, который является причиной текущих извержений вулкана.

Неожиданно для вулкана Удина, который до недавнего времени считался потухшим, обнаружена низкоскоростная аномалия, достигающая наибольшей интенсивности на глубине 6 км. Объяснить эту структуру можно с учетом информации о сейсмической активизации этого вулкана, которая началась в декабре 2017 г. и продолжается до настоящего времени. Локальная томографическая модель, построенная для этого вулкана при помощи данных, полученных с небольшой временной сети станций, показала аналогичную низкоскоростную аномалию V_s , расположенную в районе активной сейсмичности [9]. Это указывает на наличие под вулканом Удина магматического очага, который уже сформировался к 2015–2016 г., когда работала сеть KISS, и который активизировался в конце 2017 г. Нельзя исключать, что эта активизация приведет к извержению, однако более вероятно, что она постепенно затихнет, как происходило во множестве других случаев «неудавшейся магматической активности».

Работа выполнена при поддержке РФФ, проект №20-17-00075 “Структура и динамика активных магматических систем”, и гранта Министерства образования и науки №14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”.

Литература

1. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.



2. Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 12. С. 1633–1661.
3. Koulakov I., Deev E., Jakovlev A. et al. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // Journal of Geophysical Research B: Solid Earth. 2017. V. 122, № 5. P. 3852–3874.
4. Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P. et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophysical Journal International. 2007. V. 169, № 3. P. 1239–1260.
5. Mordret A., Landès M. GUI_FTA_v2p1. Institut de Physique du Globe de Paris, 2013.
6. Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V. et al. Recording, identification, and measurement of surface wave parameters // Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth. Modern approaches in geophysics / Ed. V.I. Keilis-Borok. Dordrecht: Springer, 1989. V. 9. P. 131–182.
7. Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: Group velocities // Journal of Geophysical Research B: Solid Earth. 1998. V. 103 (B3). P. 4839–4878.
8. Koulakov I., Maksotova G., Jaxybulatov K. et al. Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic centers of Central Java modeled from ambient noise tomography // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17, № 10. P. 4195–4211.
9. Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I. et al. Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 379. P. 45–59.



ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Ефремова У.С.

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

Байкальский краевой выступ фундамента Сибирской платформы протягивается через всю территорию Западного и Северного Прибайкалья. Согласно тектонической схеме О.М. Розена [1], породы этого выступа принадлежат раннепротерозойскому Аkitканскому складчатому поясу. В центральной части Байкальского выступа широко распространены раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сарминской серии, подразделяющиеся на харгитуйскую и иликтинскую свиты [2]. Породы харгитуйской свиты, которые считаются основанием сарминской серии, прослеживаются в виде узкой полосы от водораздела рек Анги и Бугульдейки до верховьев р. Средняя Иликта и района пос. Онгурены. Они приурочены к узкому тектоническому блоку северо-восточного простирания, ориентированному вдоль зоны Приморского разлома, отделяющего породы фундамента Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. С вышележащей иликтинской свитой харгитуйская свита имеет тектонические контакты.

Состав харгитуйской свиты соответствует вулканогенно-терригенной (кварцито-сланцевой) формации, среди пород свиты отмечаются биотитовые, роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы, метариолиты, слюдястые кварциты, кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, которые претерпели интенсивные изменения вследствие динамометаморфизма [2]. Считается, что породы харгитуйской свиты прорываются гранитоидами приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет [3], а также дайками карбонатитов, имеющими возраст около 1 млрд лет [4], и дайками долеритов с возрастом 0.7 млрд лет [5]. Раннепротерозойский возраст харгитуйской свиты устанавливался главным образом по прорыванию ее пород гранитоидами приморского комплекса, которые, однако, в области развития пород харгитуйской свиты также подвержены интенсивным динамометаморфическим преобразованиям [2]. В.Б. Савельева с соавторами [4] на основании Ar/Ar датирования мусковита из динамометаморфизованного сланца харгитуйской свиты установили возраст метаморфизма пород свиты как 1.95 млн лет. В то же время возраст собственно отложений харгитуйской свиты до настоящего времени остается под вопросом. В связи с этим целью данной работы стала оценка возраста пород харгитуйской свиты посредством исследования детритовых цирконов, а также детальная петрографическая характеристика основных разностей пород, входящих в ее состав.

Основными объектами исследования явились породы харгитуйской свиты, отобранные в районе пос. Онгурены. Проанализированные породы по своим петрографическим характеристикам были разделены на четыре группы: кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Кварциты характеризуются содержанием кварца 70–73 % и слюд до 20 %, в их составе отмечаются серицит – 2–11 %, биотит до 10 % и хлорит – 7–10 %. Биотит псевдоморфно замещается хлоритом или мусковит-серицитовым агрегатом. Также в



кварцитах отмечаются редкие зерна полевого шпата, вероятно альбита (7–14 %), часто серицитизированного. Иногда встречаются реликтовые зерна роговой обманки. В небольшом количестве присутствует эпидот. Акцессорные минералы – циркон, апатит, реже турмалин. Для кварцитов характерна лепидогранобластовая структура и массивная или неясно ориентированная текстура. Породы интенсивно преобразованы в результате катаклаза и милонитизации. Во всех исследуемых породах наблюдаются участки активной перекристаллизации кварцевых зерен, по которым развиваются слюдистые минералы.

Слюдисто-кварцевые сланцы сложены кварцем (48–85 %) и слюдистыми минералами, в том числе серицитом (9–20 %), биотитом (6–8 %), хлоритом (8–16 %). Наблюдается небольшое количество зерен кислого плагиоклаза (альбита), часто серицитизированного (10–15 %). Акцессорные минералы – циркон, апатит, рудный. Для сланцев характерна лепидогранобластовая структура и сланцеватая, реже микроплойчатая, текстура. Породы подвержены катаклазу и милонитизации, по зонам микротрещин развиваются сфен-лейкоксеновый агрегат и эпидот.

Амфиболиты в качестве основных породообразующих минералов содержат амфибол (роговая обманка или тремолит) – 57–64 % и плагиоклаз – 18–28 %. Встречаются окварцованные разности с содержанием кварца 14–15 %. Также отмечается хлорит (до 8 %), рудный (3–4 %) и эпидот-цоизит (до 1–2 %). Для амфиболитов характерна неясно ориентированная, линейно-параллельная текстура и гранонематобластовая, пойкилобластовая структура. Породы интенсивно изменены, амфибол замещается хлоритом, зерна реликтового плагиоклаза деанортитизированы, и по ним развивается сосюритовый агрегат. В зонах катаклаза отмечается сфен-лейкоксеновый агрегат и серицит.

Амфиболовые сланцы состоят из актинолита (29–56 %), реже роговой обманки (до 40 %), кварца (6–20 %), плагиоклаза (5–25 %), эпидота (3–22 %), хлорита (8–12 %), биотита (до 8 %). Акцессорные минералы – рудный минерал, апатит, циркон. В результате наложенных преобразований сланцы приобрели катакластическую, лепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Крупные зерна амфибола трещиноватые и находятся в мелкозернистой перекристаллизованной массе, сложенной кварц-эпидот-цоизитовым агрегатом. В породах наблюдаются линзы и жилки, заполненные кварцем. Вторичные изменения выражены замещением амфибола и биотита хлоритом, а также сосюритизацией плагиоклаза.

Для геохронологических исследований детритовых цирконов была отобрана проба слюдисто-кварцевого сланца харгитуйской свиты (обр. 1020) из коренного обнажения, расположенного на побережье оз. Байкал южнее пос. Онгурены. U–Pb-изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на квадрупольном масс-спектрометре высокого разрешения Agilent 7500s в Национальном университете Тайваня. Из пробы был выделен акцессорный циркон в виде хорошо сохранившихся зерен и обломков. Большинство цирконов представлены коротко- и длиннопризматическими субидiomорфными кристаллами, также встречаются полуокатанные и окатанные зерна. На катодоллюминесцентных изображениях большинства кристаллов циркона наблюдается осцилляторная зональность, реже – пятнистая зональность. Размер зерен циркона варьируется от 100 до 300 мкм.

Изотопный анализ проводился в 33 зернах циркона, для 30 из них были получены конкордантные значения. Проведенные измерения показали, что для 43 % зерен возраст соответствует диапазону 1840–1882 млн лет с пиком на отметке 1862 млн лет.



Возраст наиболее древнего циркона – 2552 млн лет, наиболее молодого – 1813 млн лет. Также фиксируются небольшие пики (по 3–4 зернам) с возрастом 1984, 2017 млн лет. Значение возраста основного пика (1862 млн лет) позволяет предполагать, что основным источником детритовых цирконов могли являться магматические породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, в том числе гранитоиды приморского комплекса [3, 6], а весь спектр полученных оценок возраста детритовых цирконов соответствует возрасту пород фундамента южной части Сибирского кратона [7].

Полученные результаты по возрасту детритовых цирконов из слюдисто-кварцевого сланца харгитуйской свиты позволяют сделать вывод, что накопление отложений этой свиты происходило после формирования пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, т.е. позднее 1850 млн лет. Верхняя граница формирования отложений свиты устанавливается по прорыванию ее дайками карбонатитов с возрастом 1 млрд лет.

Новые данные противоречат сделанным ранее выводам о том, что формирование пород харгитуйской свиты имело место до внедрения гранитоидов приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет и ее породы испытали метаморфизм на временном рубеже 1.95 млрд лет [4]. Однако так как породы харгитуйской свиты на всей площади ее распространения подвержены динамометаморфическим преобразованиям, что подтвердили и представленные в настоящей работе результаты петрографических исследований, вполне возможно, что в единую харгитуйскую свиту были объединены разновозрастные породы только по одинаковой степени их метаморфической переработки. В связи с этим на основании данных по возрасту детритовых цирконов изученного слюдисто-кварцевого сланца можно рассуждать только о возрасте пород харгитуйской свиты на небольшом участке в районе пос. Онгурены.

Литература

1. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
2. Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка, 2006. 490 с.
3. Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 1006–1016.
4. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г. и др. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486, № 2. С. 217–222.
5. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
6. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
7. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A. et al. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19, No 3. P. 751–763.



РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО ПРОЯВЛЕНИЯ ЭВЕВПЕНТА (КАМЧАТСКИЙ ПЕРЕШЕЕК)

Жегунов П.С.¹, Московский А.С.², Швейгерт П.Е.³

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, pavel.zhegunov@bk.ru

² ОСП КГП АО «Северо-Восточное ПГО», Магадан

³ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

Эпитермальные золото-серебряные месторождения являются перспективным источником благородных металлов. На полуострове Камчатка известно большое число золото-серебряных проявлений и ряд месторождений, объединяемых в четыре рудных района, одним из них является Оссорский рудный район, в состав которого входит рудопроявление Эвевпента [1]. В работе приводятся первые данные о составе и типоморфных особенностях россыпного самородного золота этого проявления.

Рудопроявление Эвевпента расположено в 35 км к северо-западу от с. Тымлат (Карагинский район, Камчатский край). Оно приурочено к Кичигинской вулканотектонической депрессии Центрально-Камчатского вулканического пояса близ зоны Центрально-Камчатского глубинного разлома [2]. Золото-серебряное оруденение в бассейне р. Эвевпентаваям выявлено в 1994 г. при проведении геолого-минерагенической съемки масштаба 1:200 000 [3], а позднее изучалось специалистами зарубежных и российских производственных организаций [4, 5].

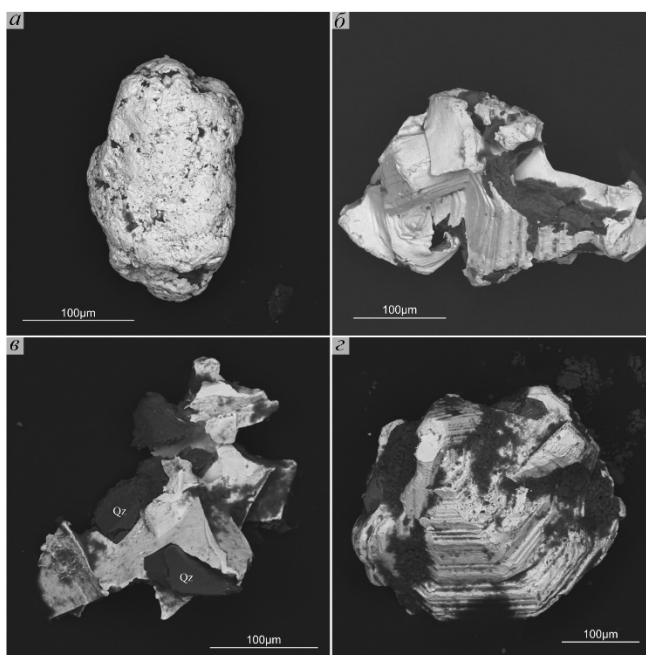
В геологическом строении рудного поля участвуют эффузивно-пирокластические толщи среднего – кислого состава среднего – позднего миоцена и позднемиоцен-раннеплиоценового возраста. Рудопроявление представляет собой поле аргиллизированных и пиритизированных пород на правобережье ручья Эвевпентаваям. Гидротермально-метасоматические образования размещаются в субвулканическом теле позднемиоценовых дацитов. В поле метасоматитов выделяют две жильно-прожилковые зоны – Павловскую и Екатерину, в пределах которых выявлены тела гидротермальных брекчий, золотоносные жилы и зоны прожилкования адуляр-кварцевого, местами адуляр-карбонат-кварцевого состава. Текстуры рудных жил колломорфно-полосчатые, фестончатые, крустификационные, брекчиевые, каркасно-пластинчатые. Гипогенные рудные минералы жил представлены самородным золотом, пиритом и, в частности, его порошкообразными тонкозернистыми агрегатами, гипергенные минералы – гидроокислами железа и окислами марганца. Распределение благородных металлов крайне неравномерное: содержания золота по жилам и прожилковым зонам колеблются от десятых долей г/т до 81.21 г/т, содержание серебра низкое и не превышает 14.7 г/т. Тела аргиллизитов и аргиллизированных дацитов также характеризуются повышенной золотоносностью от 0.01 до 0.50 г/т.

В 2018–2019 гг. в пределах рудного поля Эвевпента геологами Кичигинской партии АО «Северо-Восточное ПГО» проводился отбор шлиховых проб в бассейне р. Эвевпентаваям с целью установления новых коренных источников шлиховых ореолов золота. Пробы промывались на лотке, объем проб 0.02 м³. Исследование шлихов проведено в лаборатории минералогии ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры, изучение морфологии и химического состава самородного



золота проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega-3 с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm² (аналитик С.В. Москалева).

В результате шлихового опробования водотоков в пределах рудного поля отобрано 116 шлиховых проб, из которых выделено 38 знаков золота. Наиболее распространенные минералы немагнитной фракции шлихов: пироксены и амфиболы (40–60 %), кварц (15–30 %), гематит (от первых % до 25 %), гидроокислы железа (первые %), циркон (<1–2 %), биотит (<1 %). Среди рудных минералов встречаются пирит (обычно полностью замещенный гидроокислами железа), самородное золото, киноварь, единичные знаки халькопирита, малахита и борнита. Самородное золото мелкое, размер золотинок составляет от 100 до 630 мкм. По морфологии выделено четыре типа золотинок: комковатые, угловато-комковатые, реже интерстициальные (рисунок *б*, *в*) и гемиидиоморфные (рисунок *г*). Характер поверхности зерен различный, но, в целом, заметно преобладают ростовые поверхности над деформационными. По степени окатанности доминируют золотины слабой окатанности и полуокатанные, гораздо реже встречаются зерна средней и хорошей окатанности (степень окатанности дается в соответствии с градацией Л.А. Николаевой [6]). На некоторых зернах отмечаются отпечатки граней других минералов (рисунок *б*). Поверхности практически всех золотинок в той или иной степени покрыты порошковатым глинистым материалом и гидроокислами железа. Единичные зерна самородного золота находятся в сростаниях с кварцем (рисунок *в*). Пробность слабоокатанного и полуокатанного золота варьируется от 684 до 962 ‰ (в среднем 789 ‰), пробность окатанного золота изменяется от 755 до 998 ‰ (в среднем 895 ‰).



Морфология россыпного золота, изображения в обратнорассеянных электронах (BSE). *а* – хорошо окатанное зерно золота; *б* – слабоокатанное зерно интерстициальной формы с отпечатками граней других минералов; *в* – слабоокатанное золото интерстициальной формы в сростании с кварцем (Qz); *г* – слабоокатанный кристалл золота.



Таким образом, в ходе проведенных исследований нами впервые охарактеризованы некоторые типоморфные свойства россыпного золота проявления Эвепента. В дальнейшем планируется изучить особенности внутреннего строения и микровключения в россыпном золоте, а также типоморфизм самородного золота коренных кварцевых жил.

Авторы благодарят коллектив Кичигинской партии ОСП КГП «Северо-Восточное ПГО», сотрудников лаборатории минералогии ИВиС ДВО РАН и С.В. Москалеву за проведение микрозондовых исследований.

Литература

1. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
2. Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Сидоренко В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-58 – Усть-Камчатск. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
3. Казуров В.Н., Гимадеева Л.Ф. Отчет о геолого-минерагеническом картировании масштаба 1 : 200 000 в Оссорском рудном районе, проведенном Оссорским отрядом в 1988–1994 гг. 1994.
4. Аррибас А., Гьеримски К. и др. Отчет о результатах работ по Корякскому проекту на участке Эвепента, выполненных в 1999 г. ЗАО «Паламос» и компанией «Плейсер Доум Эксплорейшн». 1999.
5. Безрукова Л.А. Информационный отчет о результатах 1-го этапа поисковых работ, проведенных ОАО «Камгео» в пределах Оссорского рудного района в 1997–2004 гг. 2004.
6. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.



АВТОМАТИЗАЦИЯ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

Забелин А.В.¹, Константинов К.М.^{1, 2}

¹ Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Решение многих вопросов поиска месторождений алмазов связано с петро- и палеомагнитными исследованиями горных пород и минералов Якутской кимберлитовой провинции [1]. Многолетние исследования алмазов, минералов-спутников и горных пород в АК «АЛРОСА» (ПАО) привели к накоплению огромного объема фактического материала. Очевидно, что оперативное использование этой геологической информации невозможно без реляционных баз данных [2].

Итогом стала разработанная в АК «АЛРОСА» (ПАО) информационная система «RSearch» [3–8] (далее «RSearch»). Для хранения и обработки данных по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) была создана база данных «RSearch-петрофизика» [9], интегрированная в «RSearch». Исследования АК «АЛРОСА» (ПАО), направленные на повышение достоверных и вероятностных характеристик в области прогнозирования, поиска месторождений алмазов, потребовали технологий, позволяющих пользователям получать необходимые динамические наборы данных – комбинировать факторы относительно качественных, количественных данных.

Для достижения этой цели, автоматизации процесса обработки данных АМВ была разработана программа «AMSSStat» [10]. Реализованный в программе блок получения наборов геологических данных (рис. 1) основан на сценариях (рис. 2). Такой подход к выборке данных позволил исследователям проходить таблицы базы данных, попутно динамически выбирая нужный набор факторов, относительно которых необходимо собрать и отобразить выбранные геологические данные. Магнитная восприимчивость линейной магнитной среды может быть описана тензором второго порядка k , этот тензор выражен симметричной квадратной матрицей [11]. На основе тензора рассчитываются параметры АМВ породы, поэтому в БД «RSearch-петрофизика» геологические данные по методу АМВ в основном состоят из качественных данных и описываются следующими параметрами: номер кубика, средняя восприимчивость KM , тензорные элементы $K11$, $K22$, $K33$, $K12$, $K23$, $K13$.

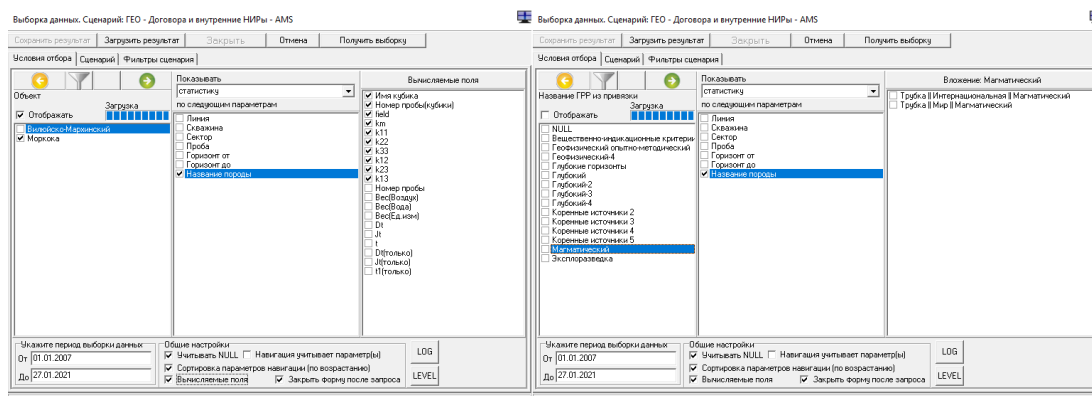


Рис. 1. Программа «AMSSStat». Блок выборки данных.

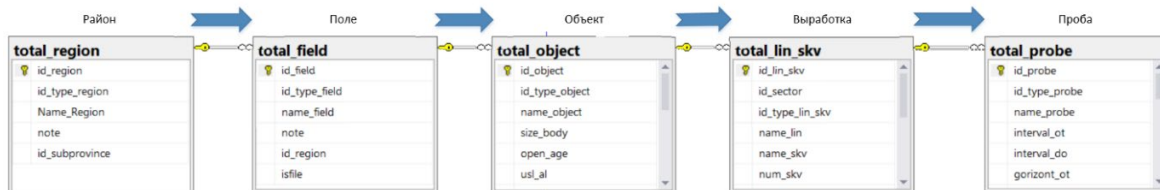


Рис. 2. Сценарий прохода по таблицам геопривязки от района до пробы.

Анализ вариантов получения наборов данных, применяемых в различных информационных системах (не только геология), показал правильность реализованного гибкого подхода¹ в программе «AMSSStat» (рис. 3). Он не требует от исследователя знания языка SQL, предоставляет гибкий подход при выборе факторов и данных, может быть реализован в виде блока выборки данных, так как все данные можно описать, разбить на виды относительно факторов, нет привязки к структуре таблиц, можно свободно перемещаться по таблицам базы данных. В случае с программой «AMSSStat» достаточно в настроечном файле программы (XML) прописать новые виды данных, новые сценарии, либо скорректировать описание текущих данных, сценариев. При этом настройка индивидуальна для каждого пользователя, прямой разработки не требуется. Такой блок выборки данных позволяет минимизировать риск, связанный с необходимостью постоянно модернизировать выборку данных в программе, в целом способствует автоматизации обработки данных по АМВ, обеспечивает оперативное получение данных в рамках проводимых исследований.

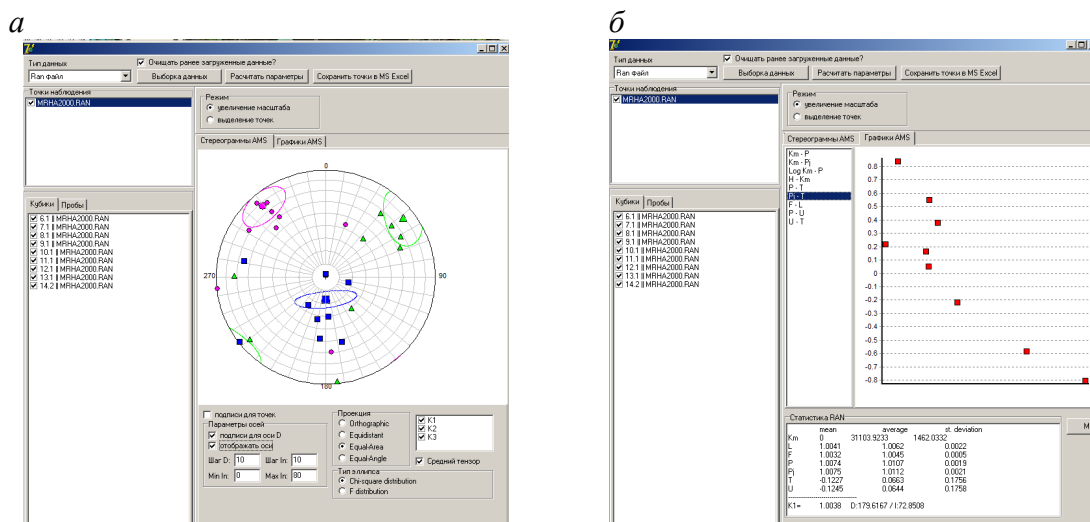


Рис. 3. Интерфейс программы «AMSSStat». Построение стереограмм (а) и графиков (б).

Возможность динамической выборки факторов критична при проведении исследований по данным АМВ, так как необходимо определять тип магнитной структуры по полученному набору данных («осадочного», «даечного» и «хаотичного»). Для этого необходимо комбинировать факторы по геологическому

¹ Гибкий подход – динамический выбор факторов, относительно которых требуется получить набор количественных, качественных данных.



объекту, типу породы, контуру. Образы типов магнитной структуры сопоставляются по разным факторам, поэтому применение формализованного и API подхода с заданным заранее набором факторов для решения данной задачи не применимо. Подход с использованием конструктора не применим, так как исследователям необходимо понимать основы языка SQL – конструкторы строятся по блокам SELECT, FROM, WHERE, GROUP и т.д.

Наиболее подходящим для получения наборов данных по АМВ является подход, основанный на сценариях, который был впервые реализован в программе «RSearch-клиент», а в дальнейшем применен ко всем элементам «RSearch». Благодаря блоку получения наборов данных минимизируется необходимость в постоянных запросах на изменение формы их предоставления. Автоматизирован процесс обработки данных по АМВ, разработана, внедрена в производство программа «AMSStat» (рис. 3). В программе «AMSStat» реализован блок получения наборов геологических данных, позволяющий исследователям обрабатывать данные АМВ, получать необходимые динамические наборы данных – комбинировать факторы относительно качественных и количественных данных.

Литература

1. Константинов К.М., Артёмова Е.В., Константинов И.К. и др. Возможности метода анизотропии магнитной восприимчивости в решении геолого-геофизических задач поисков коренных месторождений алмазов // Геофизика. 2018. № 1. С. 67–77.
2. Codd E.F. A relational model of data for large shared data banks. // Communications of the ACM. 1970. V. 13, N. 6.
3. Забелин А.В., Ковальчук О.Е., Помазанский Б.С. RSearch – Алмазы. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620793, 15.06.2016. Заявка № 2016620536 от 28.04.2016.
4. Ковальчук О.Е., Забелин А.В., Лисковская Л.В. RSearch – Дифрактометрия. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620816, 20.06.2016. Заявка № 2016620534 от 28.04.2016.
5. Ковальчук О.Е., Забелин А.В., Помазанский Б.С., Кедрова Т.В. Research – Геопривязка. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620820, 20.06.2016. Заявка № 2016620532 от 28.04.2016.
6. Тарских О.В., Забелин А.В., Серов И.В., Ковальчук О.Е. Research – МСА. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620822, 20.06.2016. Заявка № 2016620533 от 28.04.2016.
7. Забелин А.В., Помазанский Б.С., Кедрова Т.В. RSearch – Стратиграфия. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620831, 21.06.2016. Заявка № 2016620531 от 28.04.2016.
8. Забелин А.В., Батырь В.Я., Шалкина М.В. и др. Research – Петрография. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2016620832, 21.06.2016. Заявка № 2016620530 от 28.04.2016.
9. Константинов К.М., Забелин А.В., Константинов И.К. и др. Развитие петромагнитной базы данных Восточной Сибири // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2015. С. 87–94.
10. Забелин А.В., Зайцевский Ф.К., Константинов К.М. AMSStat. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RU 2019619226, 12.07.2019. Заявка № 2019618089 от 04.07.2019.
11. Vít Jelínek, V. Kropáček. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens // Studia Geophysica et Geodaetica. 1978. V. 22. P. 50–62.



МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР ГОРНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ: АМФИБОЛИТЫ КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА

Захарова А.А., Войтеховский Ю.Л.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург,
zakharova.alena27614@gmail.com

Классическое петрографическое описание горных пород включает определение их структур и текстур. Сегодня существует большое количество терминов, охватывающих их всевозможные характеристики: форму зерен, размер, взаимное расположение минеральных зерен и агрегатов. Однако они не позволяют строго определить понятия, провести границы между структурами, определить их число. Для количественного описания петрографических структур и текстур авторы предлагают метод структурной индикатрисы (МСИ), основанный на статистике всевозможных межзерновых контактов. Он отличается от других методов универсальностью и воспроизводимостью результатов, а также тем, что не требует генетических допущений. Представление о структурах и текстурах как о системе межзерновых границ содержит морфологический (отражает фундаментальные отношения контактирования минеральных зерен в горной породе) и физический (границы минеральных зерен – дефекты кристаллической структуры, зоны разрыва химических связей [1]) аспекты.

Покажем применение МСИ на амфиболитах островов Виченная Луда и Сидоров (Керетский архипелаг, Карелия). Согласно классическому описанию, они сложены преимущественно амфиболом (65–90 об. %) (рис. 1). Второстепенные минералы – кварц и плагиоклаз, изредка биотит. Акцессорные минералы – рудный и титанит. Структуры грано- и лепидонематобластовые. Текстуры массивные, реже шлировые и сланцеватые [2].

МСИ основан на представлении вероятностей межзерновых контактов в виде квадратичной формы, тип которой устанавливается по виду диагональной формы матрицы $[P_{ij}]$ [3]. Согласно расчетам, структуры образцов 711, S2 и S4 имеют тип S_2^1 , структуры образцов 710 и V2 – тип S_2^2 (рис. 2).

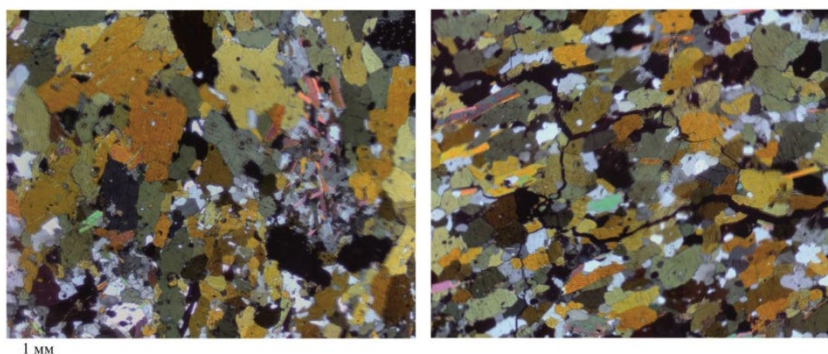


Рис. 1. Амфиболиты Керетского архипелага. Николи Х. Обр. 710 (слева) и 711 (справа).



Ранее авторами выполнено моделирование канонических петрографических структур и текстур для бинарных контактов в биминеральных породах [4]. Результаты показаны в виде трендов в барицентрическом треугольнике (рис. 2). Фигуративные точки реальных горных пород должны находиться между расчетными трендами. Так, текстуры амфиболитов Керетского архипелага характеризуются наличием небольших шлиров (по 3–4 зерна амфибола), что согласуется с описанием в статье [2]. Зерна биотита и амфибола образуют цепочки, что также отражается на диаграмме (рис. 2).

Интересная особенность организации горных пород – их соответствие массивной текстуре, которая статистически выражается равновесием Харди-Вайнберга. Построение линии равновесия для бинарных контактов не представляет труда. Однако для тернарных контактов в биминеральной породе она рассчитана авторами впервые (рис. 2, справа). Также построена классифицирующая поверхность, которая делит барицентрический тетраэдр на два поля, соответствующие полям в барицентрическом треугольнике.

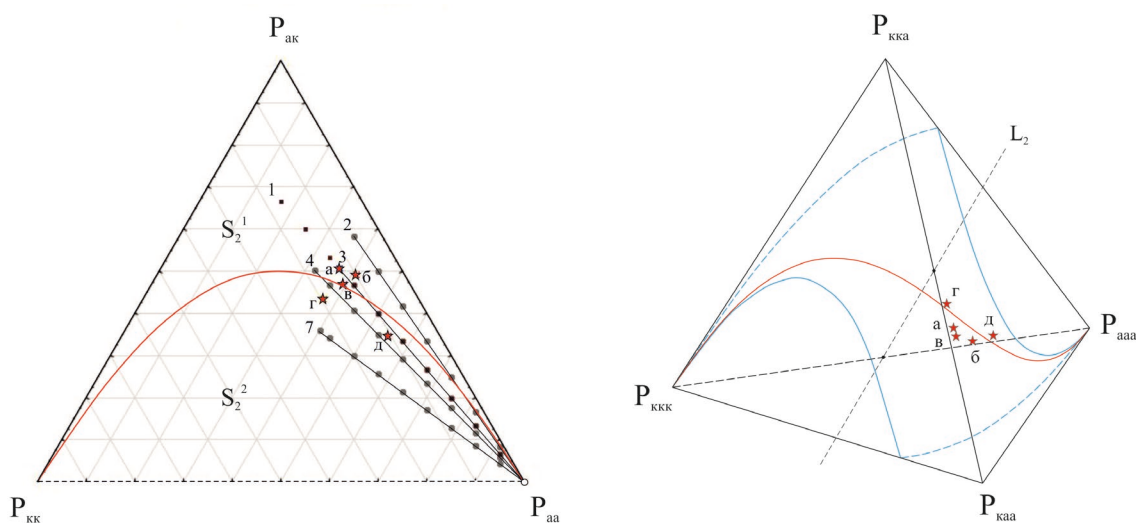


Рис. 2. Барицентрические треугольник и тетраэдр (в треугольнике обозначены поля соответствующих типов структур). Монотонной кривой показана линия равновесия Харди-Вайнберга, пунктирно-сплошной – следы классифицирующей поверхности на гранях тетраэдра. Индексы: а – амфибол, к – объединенные кварц и плагиоклаз, аксессуарные биотит и титанит в расчетах не учтены. Цифрами обозначены: 1 – модельный тренд цепочечной структуры, 2, 3, 4, 7 – тренды шлировых текстур (цифра обозначает число минеральных зерен в шлирах). Буквами обозначены амфиболиты: а – S4, б – S2, остров Сидоров; в – 711, г – 710, д – V2, остров Виченная Луда.

Математически равновесие Харди-Вайнберга для тернарных контактов выражается следующей формулой:

$$(p_1m_1 + \dots + p_nm_n)^3 = \sum p_{ijk}m_im_jm_k = 1, \text{ где } i, j, k = 1, 2, \dots, n.$$

Амфиболиты Керетского архипелага проверены на соответствие массивной текстуре в статистическом смысле (на основании критерия согласия Пирсона). Ожидаемые значения вероятностей p_{ijk} рассчитаны по формулам: $p_{111} = p_1^3$, $p_{112} = 3p_1^2p_2$, $p_{122} = 3p_1p_2^2$, $p_{222} = p_2^3$. Результаты приведены в таблице. Пороговое значение



критерия Пирсона для числа степеней свободы 3 и доверительной вероятности $p = 0.99$ равно 11.34. Таким образом, гипотеза о соответствии изученных текстур равновесию Харди-Вайнберга отвергается, что объясняется наличием шлиров. Положение фигуративных точек образцов на рис. 2 соответствует полученным данным.

Расчетное значение критерия Пирсона

V2	711	S2	S4	710
42.01	29.73	283.88	245.98	130.69

Применение МСИ расширяет возможности количественного описания петрографических структур, позволяет строго определить категорию структуры и границы между ними, что можно применять для решения практических задач. Для амфиболитов Керетского архипелага на основании расчета статистик бинарных межзерновых контактов получены два структурных типа, хотя визуально образцы имеют те же структуры и минеральный состав, а также общий генезис. Установлено положение фигуративных точек горных пород относительно трендов модельных структур. На основании расчетов тернарных контактов получены фигуративные точки в барицентрическом тетраэдре, рассчитано соответствие текстур равновесию Харди-Вайнберга. В целом показано, что анализ структур горных пород на основе статистик межзерновых контактов позволяет находить различия в горных породах, близких по модальному составу и строению. Результаты моделирования хорошо согласуются с традиционным петрографическим описанием образцов, что доказывает справедливость предлагаемого подхода.

Авторы благодарят А.В. Березина, Л.И. Салимгараева и С.Г. Скублова за предоставление петрографических шлифов амфиболитов Керетского архипелага.

Литература

1. Бродская Р.Л., Марин Ю.Б. Проблема моделирования внутреннего строения упорядоченных и равновесных минералого-петрографических систем // Записки Всероссийского минералогического общества. 2001. Ч. 130, № 6. С. 1–14.
2. Березин А.В., Салимгараева Л.И., Скублов С.Г. Эволюция состава минералов при эклогитовом метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда) // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 85–107.
3. Войтеховский Ю.Л. Определение, классификация и матричное описание преобразований петрографических структур // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 266–270.
4. Войтеховский Ю.Л., Захарова А.А. Моделирование петрографических структур // Вестник геонаук. 2020. № 10. С. 38–42.



ПОСТКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАДЫМ-ПУРОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ

Иванов В.И., Слагода Е.А.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, ivanovvi.tyum@gmail.com

Посткриогенные образования содержат информацию о климатических периодах истории территории, их развитии и существовании. К ним относятся различные текстуры, сохранившиеся после вытаявания льда, деформированные толщи в связи с их промерзанием или протаиванием и псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам и изначально-грунтовые жилы. Форма, состав и строение псевдоморфоз, соотношение с вмещающей толщей обусловлены стадиями формирования и протаивания полигонально-жильных структур. При исследованиях разрезов с псевдоморфозами возникают вопросы о признаках псевдоморфоз, их отличиях от изначально грунтовых жил, о выделении ярусов и генераций жильных структур, а также об экзогенных процессах, сопровождавших их формирование.

В Надымском районе ЯНАО с помощью дешифрования космоснимков в районе пос. Пангоды были выявлены участки с полигональным рельефом, расположенные в пределах V равнины и долины правого притока р. Надым (Правая Хетта). В этом районе техногенное освоение территории, строительство транспортных магистралей и инженерных сооружений нефтегазового комплекса привели к разработке многочисленных карьеров для добычи песков. В стенке карьера юго-восточной экспозиции на водоразделе с полигональным рельефом и высотами около 60 м был вскрыт разрез отложений с полигонально-жильными структурами.

Разрез талых отложений мощностью более 6 м включает (снизу вверх):

Пачка 1. Переслаивание песков светло-серых со слабовыраженной параллельной слоистостью с тонкими прослоями гравийно-дресвяных черно-коричневых отложений. Пачка содержит нижнюю часть псевдоморфозы. Мощность 1.8 м.

Слой, разделяющий пачку 1 и 2, – супеси серые с нарушенной слоистостью, со следами инволюций, мощностью 0.3 м.

Пачка 2. Переслаивание песков светло-серого, серого и темно-серого цвета с параллельной слоистостью с наложенными местами ожелезнением. Пачка содержит срединную и верхнюю часть псевдоморфозы. Мощность 3.85 м.

Пачка 3. Пески темно-серые оглеенные со следами инволюций. Пачка содержит верхнюю часть псевдоморфозы и местами перекрывает ее. Мощность 0.45 м.

Почвенный слой с иллювиальным и элювиальным горизонтами. Мощность 0.5 м.

Растительный слой с современной растительностью и корнями. Мощность 0.15 м.

Псевдоморфоза состоит из трех частей. Нижняя часть клиновидная с вертикальным направлением слоев из вмещающей толщи пачки 1, высотой 2 м и шириной 0.5 м в самой широкой части. Вмещающая толща на контакте с псевдоморфозой слабо деформирована ввиду ее узкой формы, слои отложений слегка загибаются в ее сторону.

Средняя часть псевдоморфозы состоит из отложений пачки 2. Породы смещены блоком в сторону вытаявшего льда жилы и осложнены трещинами смещения при



заполнении псевдоморфозы. Контакт с вмещающей толщей имеет ступенчатый характер в результате смещения блоков отложений при протаивании. Высота и ширина составляют около 1.5 м.

Верхняя часть резко расширяется и выполняет чашевидную форму с наибольшей шириной около 3 м и высотой около 3.5 м. В нижней части вмещающие слои деформированы трещинами оседания при протаивании, а в верхней части выгибаются вверх, что является результатом эпигенетического образования ледяной жилы. Псевдоморфоза выполнена отложениями из пачек 2 и 3.

В результате приведенных данных выстроена следующая последовательность образования псевдоморфозы:

- 1) накопление, промерзание слоистых песков, образование сингенетической ледяной жилы внизу разреза (до глубины около 5.5 м);
- 2) перерыв в осадконакоплении, размыв, преобразование отложений в деятельном слое в результате промерзания – протаивания;
- 3) вытаивание ледяной жилы, образование псевдоморфозы;
- 4) накопление параллельно-слоистых песков без промерзания до глубины 1.0–1.5 м; сингенетическое промерзание, образование ледяной жилы с изгибанием слоев вверх;
- 5) протаивание толщи с повторяющимися перерывами, с застойным режимом вод в таликах и образованием прослоев с соединениями железа, наполнение тела псевдоморфозы отложениями вмещающей толщи;
- 6) накопление отложений, промерзание талика, промерзание – протаивание и преобразование верхней части разреза с образованием инволюций;
- 7) образование почвенного горизонта с грунтовыми жилами и биотурбациями на фоне сезонного промерзания – протаивания,
- 8) выравнивание и преобразование остаточного полигонального рельефа по псевдоморфозам под воздействием экзогенных процессов: размыв, уплотнение отложений псевдоморфозы с образованием понижений (полигональный рисунок на космоснимках).

Разрез верхней части аллювиально-озерных отложений V террасы Надым-Пуровского междуречья включает посткриогенные образования. Двухъярусная псевдоморфоза и криогенные инволюции сформированы в ходе стадийных процессов промерзания – протаивания верхней части криолитозоны. Криотурбации и грунтовые жилки были образованы в деятельном слое на фоне денудации и почвообразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-60222).



ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Извекова А.Д.¹, Дамдинов Б.Б.²

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, boxjer@mail.ru

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

Пионерское месторождение расположено на территории Окинского района, в 3.5 км на юго-восток от пос. Самарта в верховьях р. Китой на правом берегу р. Самарта. От Зун-Холбинского золоторудного месторождения оно удалено на 8.5 км. Месторождение сложено породами гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста, на которых с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста [1]. Породы гарганского метаморфического комплекса – самые древние породы района. Их возраст оценивается в 2.9 млрд лет [2]. Породы представлены плагиогнейсогранитами, реже амфиболитами и мигматитами. Осадочные породы чехла слагают восточный фланг месторождения. Они представляют собой редуцированный разрез иркутской свиты, состоящий из песчаников, карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений [3]. Породы месторождения подвержены динамометаморфическим и метасоматическим изменениям. Метаморфические образования на участке представлены милонитами и катаклазированными березитами. Метасоматические образования присутствуют в виде беззитов и лиственитов.

Рудные тела месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые находятся в зонах дробления и в зонах милонитизации и расщепления. Кварц в жилах и прожилках является в целом основным минералом, присутствует в виде молочно-белого кварца, который внешне безрудный (1-я генерация), и до серого кристаллического, с которым связана рудная минерализация (2-я генерация). Из рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. Также в рудных телах встречается хлорит. Пирит встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, образует идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом. Установлено что пирит присутствует в виде двух генераций. В пустотах и трещинах пирита 2-й генерации отлагается кварц, теллуриды, золото. Самородное золото заполняет трещинки и пустоты в кварце 2-й генерации и пирите 2-й генерации, так как выделилось в последнюю стадию рудообразования. Формы выделения золота в основном крючковатые, пластинчатые. Оно предположительно образуется раньше всех теллуридов, при этом ассоциируя с калаверитом, алтаитом, петцитом, теллурувисмутитом, мелонитом. Все эти минералы обрастают золото по краям. Особенностью руд Пионерского месторождения является большое количество минералов теллуридной ассоциации, которые представлены широким набором минеральных видов, среди которых диагностированы теллуриды Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni: алтаит, петцит, гессит калаверит, мелонит, креннерит, теллурувисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, волинскит, цумоит, тетрадимит.

Изотопные составы серы в пирите имеют значения от 0.9 до 4.5 ‰, характерные для серы мантийного происхождения. Расчет изотопного состава серы в H₂S



равновесного флюида для температуры 250 °С, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе [4], показывает значения от –0.6 до +3.0 ‰, также соответствующие ювенильной сере (таблица). Значения изотопного состава кислорода в рудном кварце попадают в узкий интервал 12.7–13.6 ‰. Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде, проведенный для температуры 270 °С как средней температуры образования количественно преобладающего кварца показал интервал значений $\delta^{18}\text{O} = 4.4\text{--}5.5$ ‰ (таблица).

Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце рудопроявления Надежда в сравнении с пиритами Пионерского месторождения

№ проб	Объект	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}}$, ‰
Zk-20-2	Рудопроявление Надежда	Пирит	0.9	–0.6		
Zk-32			1.0	–0.5		
Нд-3			4.5	3		
П-4	Пионерское месторождение		1.5	0		
П-3			1.5	0		
Пк-10			1.5	0		
Пн-7			2.2	0.7		
Zk-21	Надежда	Кварц			12.7	4.6
Нд-2					12.7	4.6
Нд-3					13.2	5.1
Пи-24	Пионерское (серый кварц)				12.8	4.7
Пи-27	Пионерское (белый кварц)				13.1	5.0
Пи-27-1	Пионерское				13.0	4.9
Пи-29					12.5	4.4
Пи-3					12.7	4.6
Пи-34					13.6	5.5

Примечание. $\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$ – расчетный изотопный состав серы в H_2S равновесного флюида, для температуры 270 °С.

Проведенные минералогические исследования подтверждают участие вмещающих пород в процессе рудообразования. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni-,Co-содержащие минералы ультрабазитов – герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах, присутствуют молибденит и минералы Вi, т.е. минералы, характерные для плутоногенных месторождений.

Изотопные исследования указывают на мантийную природу сульфидной серы. Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами эпитегрмальных и порфириновых месторождений. Они формируются преимущественно на конвергентных границах плит – активных континентальных окраинах островодужного и андийского типа, хотя могут встречаться и в орогенных месторождениях [5–7]. Все это позволяет считать, что золотое оруденение формировалось при взаимодействии мантийного вещества с породами архейского фундамента, содержащими блоки ультрабазитов. Согласно данным [8], породы



Гарганской «глыбы» характеризуются повышенными концентрациями золота и могут являться одним из его источников. Примечательно, что полученные значения изотопного состава серы близки к значениям других орогенных золотых месторождений обрамления «Гарганской глыбы» [9].

Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, а точнее реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений «черных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации [10]. Фрагменты ультраосновных пород присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (листвениты на уч. Надежда). Значения изотопного состава кислорода в кварце соответствуют таковому для кварца Зун-Холбинского золото-сульфидно-кварцевого месторождения, а также других золото-кварцевых орогенных месторождений [6, 11]. В то же время изотопный состав кислорода в рудном кварце Пионерского месторождения близок к составу древних метатерригенных пород, входящих в состав «Гарганской глыбы» – фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента [12], которые в данном случае являются рудовмещающим субстратом.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН СО РАН при частичной поддержке РФФИ, проект № 18-05-00489а

Литература

1. *Роцектаев П.А.* Золото Бурятии. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.
2. *Анисимова И.В.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии: СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 35–36.
3. *Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
4. *Ohmoto H.* Isotopes of sulfur and carbon, in geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley and Sons, 1979. 434 p.
5. *Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В. М.* Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
6. *Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.* Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. V.18. P. 1–75.
7. *Lang J.R., Baker T.* Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001.V. 36. P. 477–489.
8. *Гребенищикова В.И., Шмотов А.П.* Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 756–764.
9. *Миронов А.Г., Жмодик С.М.* Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 54–69.
10. *Дамдинов Б.Б.* Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 2. С. 23–38.
11. *Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б.* Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 3. С. 274–300.
12. *Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К., Ковач В.П., Сергеева Н.А.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 613–622.



ИМИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Какоурова А.А.

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

Тектонические землетрясения являются следствием упругопластичного деформирования верхней части литосферы Земли, которая представляет собой иерархическую систему хрупких жестких блоков, разделенных разломами и разломными зонами [1]. Эпицентры землетрясений, концентрируясь в зонах разломов и на границах литосферных плит, отражают структурную наследственную неоднородность блочной иерархической литосферы и перераспределение напряжений и деформаций.

Одним из свойств сейсмичности является формирование квазилинейных цепочек землетрясений вдоль зон сейсмоактивных разломов. Формирование таких цепочек, ставшее широкоизвестным после выхода в свет работы [2], изучается на протяжении десятков лет. Цепочки выявлены во многих сейсмоактивных регионах Земли [3–5] и обычно считаются миграциями очагов землетрясений, обусловленными прохождением пакетов и фронтов деформационных волн. Однако имитационное моделирование показало, что цепочки сейсмических событий могут как являться цепочками сейсмомиграций, так и формироваться при случайном пространственно-временном распределении землетрясений [6]. Путем применения формализованной методики определения и выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) выделено большое количество квазилинейных цепочек землетрясений, а области формирования цепочек сейсмомиграций установлены при разбиении территории региона на площадки с учетом результатов имитационного моделирования [7, 8]. Также было установлено, что азимуты цепочек землетрясений несут информацию о направленности сейсмоактивных разломов в литосфере БРЗ. Полученные результаты позволили сделать вывод о том, что сейсмомиграции в литосфере БРЗ обусловлены геодинамическими активизациями структур-аттракторов рифтогенеза [8, 9], а совокупности цепочек землетрясений дают возможность статистического исследования сеймотектонической деструкции литосферы на различных иерархических уровнях.

Изучение сеймотектонической деструкции литосферы БРЗ требует детального изучения пространственно-временного распределения цепочек землетрясений: для этого территорию необходимо разбивать на элементарные площадки заданной ориентировки, формы и размера. Для изучения влияния параметров площадок разбиения на результаты исследования разработана имитационная модель сейсмоактивной территории. Модельная территория представляет собой квадратную область размерами $L \times W = 600 \times 600$ км, в пределах которой $N = 1000$ событий распределены случайно с постоянной плотностью вероятности и имитируют сейсмический “фон”. В данную область вставлено три имитации сейсмоактивных “разломов”. Линии “сместителей” двух продольных разломов длиной 600 км расположены в координатах $W = 200$ км ($N_1 = 1000$) и $W = 400$ км ($N_2 = 1500$) (по горизонтали). Линия “сместителя” третьего, поперечного, разлома располагается в координате $L = 300$ км ($N_3 = 2000$) (по вертикали). Вдоль зон “разломов” события



распределены случайно с постоянной плотностью вероятности, а поперек события распределены по нормальному закону. Зоной “разлома” выбрана область размером ± 30 км от линий их “сместителей”, что соответствует средней ширине разломных зон БРЗ [6, 10]. Модельная область разбивалась на элементарные площадки по трем схемам: продольные размерами $L \times W = 100 \times 60$ км, поперечные размерами $L \times W = 60 \times 100$ км и квадратные размерами $L \times W = 60 \times 60$ км. В каждой схеме площадок изучалось пространственное и азимутальное распределение событий и цепочек, определенных и выделенных с применением формализованной методики [11] в секторе допустимой нелинейности $q = 10^\circ$ ($\Delta\beta = \pm 5^\circ$ от азимутального направления). Для этого построены карты событий и изолиний плотности событий в площадках всех схем, карты ориентировки событий в площадках, карты цепочек и изолиний плотности цепочек в площадках, а также гистограммы распределений азимутов событий и цепочек в площадках всех видов.

На картах событий и изолиний плотности событий, а также цепочек и изолиний плотности цепочек в продольных площадках “разломные зоны” выделяются повышенной плотностью событий с концентрацией плотности к линиям “сместителей разломов” и их пересечениям ($N \geq 300$ событий, $M \geq 15$ цепочек). При этом два продольных разлома выделяются на картах более четко, чем поперечный “разлом”. Азимуты событий и направления цепочек на картах различны, но наблюдается преобладание направлений, соответствующих простиранию длинной стороны площадок. Азимутальное распределение событий и цепочек событий имеет сконцентрированный к зонам “разломов” вид. На гистограммах четко выделяются два основных максимума $\alpha = 90-100^\circ$ и $\alpha = 270-280^\circ$, соответствующие простиранию двух продольных разломов, расположенных в координатах $W = 200$ км и $W = 400$ км, и два дополнительных максимума $\alpha = 0-10^\circ$ и $\alpha = 180-190^\circ$, присутствие которых обусловлено “разломом”, вставленным в координате $L = 300$ км.

При разбиении модельной территории на поперечные площадки $L \times W = 60 \times 100$ км “разломные зоны” на картах событий и изолиний плотности событий, цепочек и изолиний плотности цепочек также выделяются повышением плотности событий и цепочек, концентрация которых повышается возле линий “сместителей разломов” и их пересечений, достигая в некоторых местах $N \geq 300$ событий, $M \geq 15$ цепочек. При этом более четко выделяется “разлом”, расположенный в координате $L = 300$ км. Среди азимутов событий и цепочек на картах преобладают направления, соответствующие простиранию длинной стороны поперечных площадок. На гистограммах азимутального распределения событий и цепочек выделяются основные и дополнительные максимумы, как и в продольных площадках. Однако теперь основные максимумы наблюдаются в азимутах $\alpha = 0-10^\circ$ и $\alpha = 180-190^\circ$, а дополнительные максимумы расположены в направлениях $\alpha = 90-100^\circ$ и $\alpha = 270-280^\circ$. Такое распределение максимумов обусловлено присутствием продольных и поперечного “разломов”, а изменение их значений происходит из-за изменения ориентировки элементарных площадок.

В квадратных площадках “зоны разломов” выделяются на фоне случайно распределенных событий повышенной концентрацией событий и цепочек. При том одинаково четко выделяются и продольные, и поперечный “разломы”, а в местах пересечения “разломов” плотности максимальны и достигают $N \geq 300$ событий и $M \geq 10$ цепочек. Среди азимутов цепочек и событий на картах не наблюдается преобладания какого-либо направления, что обусловлено изометричной формой площадок.



Максимумы азимутального распределения событий и цепочек на гистограммах выделяются в тех же направлениях, что и в прямоугольных площадках, но они имеют примерно одинаковые значения и не разделены на основные и дополнительные.

Таким образом, расположение разломов в имитационной модели сейсмоактивной территории находит отражение в максимумах азимутального распределения событий и цепочек событий. Порядок максимума определяется количеством событий в “зонах разломов” и ориентировкой площадок разбиения. Форма, размер и ориентировка элементарных площадок оказывают значительное влияние на результаты исследования, что может быть использовано при поиске скрытых (не выявленных на поверхности Земли) сейсмоактивных разломов. Имитационное моделирование показало, что зоны реальных сейсмоактивных разломов будут хорошо выделяться на картах повышенной плотности землетрясений и цепочек землетрясений, а направление простирания разломов должно определяться при построении диаграмм азимутального распределения цепочек как максимумы этого распределения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и МОКНМС в рамках научного проекта № 20-55-44011. Автор благодарит д.г.-м.н. А.В. Ключевского за помощь в ходе исследования.

Литература

1. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 101 с.
2. Richter Ch.F. Elementary seismology. San Francisco: Freeman, 1958. 768 p.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
4. Лукк А.А. Пространственно-временные последовательности слабых землетрясений Гармского района // Физика Земли. 1978. № 2. С. 25–37.
5. Левина Е.А., Ружич В.В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 2. С. 225–240.
6. Ключевский А.В., Какоурова А.А. Основные критерии выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2018. Т. 23. С. 64–73.
7. Ключевский А.В., Какоурова А.А. Исследование мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, № 3. С. 83–88.
8. 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.
9. Klyuchevskii A.V. Rifting attractor structures in the Baikal rift system: location and effects // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 88. P. 246–256.
10. Демьянович В.М., Ключевский А.В. Модель сейсмичности и ее характеристики в аддитивной разломной зоне // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ): Материалы XII Российско-Монгольской международной конференции. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2018. С. 96–97.
11. Патент 2659334 Российская Федерация МПК. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности / А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, А.А. Ключевская, В.М. Демьянович, Е.Н. Черных; заявитель и патентообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2017131805; заявлено 09.11.17, опубликовано 29.06.18, Бюллетень № 19.



ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСТАНЦИОННОЙ ТЕПЛОЙ СЪЕМКИ В ИССЛЕДОВАНИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Калиничева С.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск,
ikoveta@rambler.ru

Многолетнемерзлые породы на территории средних и высоких широт обоих полушарий занимают верхнюю часть литосферы и характеризуются различным составом, свойствами, процессами и т. п. В исследованиях многолетнемерзлых пород применяются разные методы, среди которых одними из основных являются геофизические. Посредством последних изучают распределение естественных или искусственно создаваемых физических полей – тепловых, температурных, электрических, акустических, радиоактивных и др. К интенсивно развиваемым дистанционным геофизическим методам относится тепловая инфракрасная съемка, осуществляемая с помощью тепловизоров [1]. Данные приборы представляют собой оптико-электронные устройства пассивного типа, позволяющие регистрировать тепловое ИК излучение (8–14 мкм), измерять и преобразовывать его в значения яркости изображения [2, 3].

Тепловизионной съемкой фиксируют собственное тепловое излучение объектов земной поверхности (в отличие от отраженного солнечного излучения, видимого человеческим глазом), что дает возможность качественно оценивать их внутреннее состояние. Инфракрасное излучение невидимо для человеческого глаза, но может быть обнаружено при помощи специальных фотоприемников, оптимизированных под конкретный спектральный диапазон [2]. Важная особенность изображений, полученных в тепловом инфракрасном диапазоне, заключается в том, что они регистрируют не температуру объектов, а интенсивность теплового излучения. По зарегистрированному тепловому излучению определяется так называемая *радиационная температура* (РТ), которая обычно ниже физической, поскольку она зависит еще и от излучательной способности объекта, и от ослабления излучения в атмосфере. Но даже в случае регистрации не самих температур, а только температурных (радиационных) контрастов, возможно эффективное выделение объектов и определение их характеристик [4]. Преимуществом съемки в тепловом инфракрасном диапазоне является, в первую очередь, то, что тепловые снимки содержат информацию, которую практически невозможно получить каким-либо иным способом.

С использованием вышеописанного метода теплового дистанционного зондирования были исследованы мерзлотные условия горных районов Южной Якутии – Эльконский горный массив и Олекмо-Чарское нагорье. Исследование этих районов имеет особое значение ввиду концентрации в их различных природных ресурсов и их экономической значимости. В пределах исследуемых территорий рассмотрены приводораздельные и склоновые ландшафты на абсолютных высотах от 700 до 1200 м. Данные территории исследования расположены в пределах Южной Якутии и имеют следующие координаты: Эльконский горный массив – 58° 24'... – 58° 48'... с.ш.;



125° 45'... – 126° 36'... в.д.; Тарыннахское месторождение – 58°10'... – 58°22'... с.ш.; 119°10'... – 119°25'... в.д.

Рассматриваемые территории исследования имеют схожую геолого-географическую среду. Абсолютные отметки водораздельных участков изменяются от 900 до 1449 м (в Эльконском горном массиве – 1200–449 м; в Олекмо-Чарском нагорье – 900–1400 м). Многолетнемерзлые толщи исследуемых территорий характеризуются значительной пространственной неоднородностью. По распространению преобладают прерывистые многолетнемерзлые толщи. Средняя годовая температура пород в Эльконском горном массиве варьируется от +1.5 до –4.5°C, в Олекмо-Чарском нагорье – от +2.5 до –3.8°C [5, 6].

Для настоящих исследований были использованы данные о температуре горных пород в 45 скважинах – в Эльконском горсте и 13 скважинах – в Тарыннахском месторождении, пробуренных глубиной от 10 до 500 м в разных ландшафтных условиях. Данные по снежному покрову были проанализированы по материалам снегомерной съемки и режимных наблюдений за динамикой снежного покрова. В дальнейшем эти данные были интерпретированы с данными дистанционного зондирования Landsat-5/TM. Дистанционное исследование растительного и снежного покрова, а также радиационной температуры осуществлялось по космическим снимкам Landsat-5/TM. Пространственное разрешение снимка – 30 м, тепловой канал – 120 м. В качестве наиболее репрезентативного снимка, в большей степени отображающего ландшафтную дифференциацию, был выбран августовский снимок. Для расчета мощности снежного покрова был использован майский снимок. Для анализа рельефа использовались данные SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) [7]. С помощью полученной цифровой модели были выделены уклоны поверхности и экспозиции склонов. Анализ пространственной дифференциации растительного и снежного покрова производился по комбинации каналов 4-5-3 и 4-3-2 соответственно.

Для расчета радиационной температуры поверхности ландшафта были выбраны снимки, наиболее отражающие тепловые контрасты на изучаемых территориях (сезонно-талый слой достигает наибольших значений, а сезонно-мерзлый полностью оттаивает) и отвечающие рекомендациям выполнения тепловых съемок [8]. Так, для Эльконского горста был выбран снимок, полученный 21 августа 2009 г., для Олекмо-Чарского нагорья – снимок от 18 сентября 2009 г. Вычисление значений РТ проходило в два этапа по алгоритму, описанному в [9, 10].

Исследование проводилось в несколько этапов. На начальных этапах исследования был проведен сопряженный анализ полевых геотермических данных с ландшафтными факторами и РТ, а также были выявлены корреляционные связи и составлена ландшафтно-криоиндикационная таблица для исследуемых территорий. Так, по выбранному нами снимку (*от 21 августа 2009 г.*) на момент съемки для Эльконского горного массива были получены пределы изменчивости радиационной температуры от 9 до 26 °С. Анализ карты РТ совместно с данными полевых мерзлотных исследований показывает, что при прочих равных условиях интенсивность теплового излучения областей развития ММП, как правило, ниже (9–15 °С), чем у ландшафтов, развитых на талых породах (16–19 °С). Однако на участках развития каменных развалов, курумов, радиационная температура в летний период оказывается выше, чем на таликах (17–26 °С). Это объясняется тем, что обнаженные горные породы нагреваются сильнее участков с растительностью.



В районе Тарыннахского месторождения (Олекмо-Чарское нагорье) сопоставление геотермических данных по скважинам и значений теплового инфракрасного излучения поверхности в исследуемом районе показало, что значения РТ от 8 °С и ниже идентифицируют многолетнемерзлые породы, а значением РТ 9–12 °С фиксируются талые породы. РТ 8–9 °С отражает породы с переходной температурой (близкой к 0 °С). Участки с каменными полями, под которыми развиваются мерзлые породы, как упоминалось выше, фиксируются в разных ландшафтных условиях высокими значениями РТ (9–20 °С) из-за интенсивного прогревания их поверхности в теплый сезон года.

Далее по данной таблице были составлены алгоритмы распознавания ММП и талых пород отдельно для групп экспозиций, сходных по климатическим условиям. На основе вышеприведенных алгоритмов, с применением программ ArcGis 10.1 нами была составлена среднемасштабная мерзлотно-ландшафтная карта Эльконского горного массива и Олекмо-Чарского нагорья.

Проведенные работы с использованием космоснимков и материалов детальных полевых исследований, в первую очередь анализа распределения снежного покрова и РТ на ключевых участках Эльконского горного массива и Олекмо-Чарского нагорья, позволили выявить особенности распространения многолетнемерзлых пород и таликов. По сравнению с традиционным геокриологическим картографированием В.А. Кудрявцева и др. [11], где породы дифференцируются в основном как островные ММП, массивно-островные, прерывистые и сплошные, данная методика позволяет конкретно выделить участки с мерзлыми и тальными породами и выявить особенности распространения ММП и таликов.

Литература

1. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.
2. Криксунов Л.З., Падалко Г.А. Тепловизоры: Справочник. Киев: Техника, 1987. 166 с.
3. Ллойд Д. Системы тепловидения: пер. с англ. М.: Мир, 1978. 414 с.
4. Дагуров П.Н. Чимитдоржиев Т.Н. Методы дистанционного исследования земной поверхности: Учебно-методическое пособие. Улан-Удэ: Изд-во ФГОУ ВПО, 2005. 88 с.
5. Железняк М.Н., Дорофеев И.В., Сериков С.И., Осипов Е.А. Геокриологические условия Эльконского горста // Научное обеспечение реализации мегапроектов Республики Саха (Якутия). Якутск: Компания «Дани Алмас», 2009. С. 67–72.
6. Железняк М.Н., Жижин В.И., Сериков С.И. Геокриологические условия Олекмо-Чарского поднятия в зоне проектируемых линейных сооружений на участке Икабъекан-Тарыннах // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6. С. 1675.
7. CGIAR - CSI [Электронный ресурс] // URL: <http://srtm.csi.cgiar.org> (дата обращения: 08.12.2018).
8. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.
9. Chander G., Markham B.L. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures, and postcalibration dynamic ranges // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2003. № 41(11). P. 2674–2677.
10. Chander G., Markham B.L., Helder D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors // Remote Sensing of Environment. 2009. V. 113, № 5. P. 893–903.
11. Кудрявцев В.А. Температура вечномерзлой толщи в пределах СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 182 с.



СПЕЦИФИКА ОЦЕНКИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ (ГРАНАТ, ПИРОКСЕН, ОЛИВИН) С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ.

Калугина А.Д.¹, Зедгенизов Д.А.²

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, a.kalugina@g.nsu.ru

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УО РАН, Екатеринбург

Алмаз является одним из наиболее глубинных геологических материалов, доступных для научных исследований. Большинство из захваченных минеральных включений указывают на образование алмазов преимущественно в перидотитовых и эклогитовых субстратах в основании литосферной мантии древних кратонов [1]. Среди минеральных включений силикатов перидотитового парагенезиса наиболее распространенными являются оливин, ортопироксен, гранат, клинопироксен, а среди включений минералов эклогитовой ассоциации – гранат, клинопироксен, коэсит. Рамановская спектроскопия как неразрушающий аналитический метод широко применяется в изучении структурно-химических особенностей минеральных включений в алмазах. Настоящее исследование направлено на идентификацию таких спектроскопических особенностей минеральных включений (гранатов, пироксенов, оливинов) и определение их химического состава с использованием только Рамановской спектроскопии. Результаты исследования могут быть использованы для разделения гранатов и пироксенов на перидотитовый и эклогитовый парагенезисы, которые маркируют потенциально алмазоносные породы. В работе использовалась обширная коллекция образцов природных алмазов с минеральными включениями из разных месторождений Сибирской платформы, также были изучены минералы ксенолитов из трубки Удачная. Далее все химические анализы указаны в мас. %.

Химический состав изученных включений гранатов в природных алмазах варьируется в широких пределах. Перидотитовые гранаты имеют высокие содержания Cr_2O_3 – 3.91–15.9, MgO – 18.3–23.9 и относительно низкие содержания CaO – 0.92–8.22, 5.94–8.44 FeO . Гранаты эклогитового парагенезиса имеют низкие содержания Cr_2O_3 <0.2, MgO – 7.76–15.9 мас. % и высокие содержания CaO – 3.93–13.4, FeO – 12.4–20.3. Теоретический Рамановский спектр граната имеет 25 активных Рамановских мод ($2A_{1g}+8E_g+14F_{2g}$), наиболее интенсивные моды расположены во вращательном $R[\text{SiO}_4]$ и колебательном (моды деформационных (ν_2) и валентных (ν_1) симметричных колебаний A_{1g} связи Si-O) частотных диапазонах. Смещения этих частотных мод контролируются зависимостью энергий растяжения и кручения связей Si-O от химического состава [2]. Рамановские положения интенсивных мод для включений разных по составу гранатов варьируются в диапазонах вплоть до $\sim 16 \text{ см}^{-1}$ ($R[\text{SiO}_4]$ –361.2–365.2 см^{-1} , ν_2 –554.5–558.7 см^{-1} , ν_1 –910.9–921.7 см^{-1} для гранатов перидотитового парагенезиса и $R[\text{SiO}_4]$ –355.9–361.2 см^{-1} , ν_2 –557.8–559.2 см^{-1} , ν_1 –918.5–919.3 см^{-1} для гранатов эклогитового парагенезиса). В спектрах некоторых высокохромистых гранатов проявлено расщепление пика валентной моды ν_1 вместе с появлением низкоинтенсивного пика $\sim 930 \text{ см}^{-1}$. Для гранатов перидотитового парагенезиса отмечена положительная ($r=0.81$) и отрицательная ($r=-0.83$) корреляция между смещением позиции Рамановской моды ν_1 и содержаниями Mg и Ca; смещение позиции Рамановской моды ν_2 также коррелирует с изменениями содержаний Al



($r=0.89$) и Cr ($r=-0.85$). Для гранатов эцлогитового парагенезиса наблюдались зависимости между изменением частоты позиции валентной моды ν_1 и вариациями содержаний Ca ($r=0.86$) и Mg ($r=-0.97$). Для гранатов показано, что смещения положения мод, ответственных за деформационные (ν_2) и валентные (ν_1) колебательные энергии связи Si-O, связаны с изоморфизмом пар Al \leftrightarrow Cr и Ca \leftrightarrow Mg. Все отмеченные значимые корреляции могут быть описаны уравнениями линейной регрессии. Расхождения между данными метода, использующего выведенные системы уравнений, и результатами микронзондового анализа составляют всегда <15 % компонента, при модовом значении 3–4 % компонента. Содержания Al и Cr (в ф.е.) оцениваются, по данным Рамановской спектроскопии, с использованием линий регрессий для корреляций от смещений деформационной колебательной моды ν_2 с погрешностями от 0 до 0.3 ф.е. (при модовом значении в 0.05 ф.е.) для Al и от 0 до 0.3 ф.е. (при модовом значении в 0.06 ф.е.) для Cr.

Включения клинопироксенов перидотитового парагенезиса в основном представлены Cr-диопсидом (0.31–5.74 Cr₂O₃; 12.8–22.9 CaO; 12.2–18.3 MgO) с относительно низкими содержаниями FeO (1.81–3.45), Al₂O₃ (0.31–5.41) и Na₂O (0.28–5.09). Такие включения имеют высокие Mg# (0.87–0.94) и Cr# (0.17–0.64). Включения клинопироксенов эцлогитового парагенезиса представляют собой омфацинты (3.12–8.12 Na₂O; 4.46–17.9 Al₂O₃; 9.81–17.2 CaO; 5.65–15.1 MgO; 2.22–11.4 FeO) с низкими содержаниями Cr₂O₃ (<0.3) и широкими вариациями Mg# (0.54–0.87). Клинопироксены из ксенолитов перидотитов имеют вариации состава: 16.2–20.0 MgO, 1.92–4.62 FeO, 17.0–20.7 CaO, 2.01–7.01 Na₂O, 0.82–2.71 Al₂O₃, 0.80–1.21 Cr₂O₃; 0.87–0.94 Mg# и 0.17–0.45 Cr#. Клинопироксены из ксенолитов эцлогитов имеют вариации состава: 6.98–15.6 MgO, 1.41–7.16 FeO, 10.6–20.3 CaO, 2.25–7.24 Na₂O, 3.37–15.3 Al₂O₃, <0.3 Cr₂O₃; 0.72–0.91 Mg#. CaO и MgO, а также Na₂O и Al₂O₃ положительно коррелируют между собой ($r=0.80$ и 0.94). CaO и Na₂O, и MgO и Al₂O₃ отрицательно зависят друг от друга ($r=-0.80$ и -0.94). Эти корреляции соответствуют гетеровалентному изоморфизму в ряду клинопироксенов диопсид – жадеит (CaMg-NaAl). Теоретический Рамановский спектр клинопироксена содержит 14A_g + 16B_g набор мод [3]. В спектрах изученных Crx наблюдаются несколько основных мод в частотных диапазонах ~300–500 см⁻¹, 670 см⁻¹, 1010 см⁻¹, которые отражают трансляционные движения Me-O в структуре Crx, валентные колебания связи O-Si-O_{br} (ν_{11}) и валентные колебания связи O-Si-O_{nbr} (ν_{16}). Рамановские моды в диапазоне ~300–500 см⁻¹ имеют относительно низкую интенсивность и могут частично перекрывать друг друга, поэтому довольно сложно вычислить их реальные частотные положения. Рамановская мода ν_{16} варьируется от 1010 до 1025 см⁻¹ для Crx с различным химическим составом. Для одних и тех же кристаллов в различных кристаллографических ориентациях эта мода показывала вариации вплоть до 7 см⁻¹. Рамановская мода ν_{11} показывает вариации до 23 см⁻¹ для клинопироксенов различного состава ν_{11} (665.6–675.5 см⁻¹ для включений перидотитового парагенезиса, 673.8–688.2 см⁻¹ для включений эцлогитового парагенезиса, 666.8–670.9 см⁻¹ для клинопироксенов из перидотитов и 671.5–687.2 см⁻¹ для клинопироксенов из эцлогитов). Для клинопироксена в различных кристаллографических ориентациях не наблюдались смещения положений моды ν_{11} больше 0.70 см⁻¹. Положение Рамановской моды ν_{11} для одних и тех же включений клинопироксенов в спектрах, снятых до и после полировки алмаза, не различалось более чем на 0.79 см⁻¹. Одним из факторов, контролирующих смещение частотного положения валентной



колебательной моды ν_{11} , является функция изменения химического состава. Обнаружены следующие корреляции между положением моды ν_{11} и содержанием компонентов: Al_2O_3 ($r=0.97$), MgO ($r=-0.92$), CaO ($r=-0.88$), Na_2O ($r=0.95$). Таким образом, изоморфизм CaMg-NaAl отражается в Рамановских спектрах клинопироксенов и влияет на положение Рамановской моды ν_{11} . Наиболее выраженные корреляции могут быть использованы в построении уравнений регрессий зависимости положений моды ν_{11} от содержаний компонентов для оценки химического состава включений только по данным Рамановской спектроскопии. Различия между данными рентгеноспектрального микроанализа и данными, оцененными по уравнениям, составляют <5.0 для CaO (~ 1.1), <4.2 для MgO (~ 0.6), <2.5 для Na_2O (~ 0.4) и <2.5 для Al_2O_3 (~ 0.5).

Химический состав включений ортопироксена расположен в интервалах значений: 55.5–58.4 SiO_2 , 4.10–6.80 FeO , 33.6–36.6 MgO ; 0.89–0.94 Mg\# . Химический состав ортопироксенов из ксенолитов варьируется в пределах: 57.5–58.5 SiO_2 , 4.60–5.40 FeO , 34.6–36.4 MgO ; 0.92–0.93 Mg\# . Теоретический Рамановский спектр ортопироксена содержит $18A_g+18B_{1g}+18B_{2g}+18B_{3g}$ набор мод Huang E. [3]. В Рамановских спектрах изученных ортопироксенов наблюдались наиболее интенсивные основные Рамановские моды ν_8 , ν_{17} , ν_{18} , ν_{22} , ν_{23} . Для ортопироксенов с различным химическим составом положения этих мод варьировались в диапазонах 339.3–347.8 cm^{-1} для ν_8 , 661.5–665.9 cm^{-1} для ν_{17} , 682.1–688.1 cm^{-1} для ν_{18} , 1009.4–1018.0 cm^{-1} для ν_{22} и 1023.2–1037.5 cm^{-1} для ν_{23} . Были выявлены линейные зависимости между значением Mg\# и положением мод ν_{17} ($r=0.56$) и ν_{22} ($r=0.58$).

Химический состав включений оливина в алмазах расположен в интервалах значений: 40.6–42.2 SiO_2 , 6.32–9.43 FeO , 48.9–51.4 MgO . Теоретический Рамановский спектр оливина содержит $11A_g+11B_{1g}+7B_{2g}+7B_{3g}$ мод [4]. Наиболее интенсивные моды с частотами $\sim 820 \text{ cm}^{-1}$ и $\sim 850 \text{ cm}^{-1}$ отражают асимметричные $\text{Si-O}_{a\text{-str}}$ и симметричные $\text{Si-O}_{s\text{-str}}$ валентные колебания SiO_4 -тетраэдра. Для этих мод наблюдались смещения в частотах 820.5–524.6 cm^{-1} и 854.3–856.4 cm^{-1} для различных по составу включений. Рамановские спектры оливина отражают изоморфизм форстерит-фаялит: смещения мод $\text{Si-O}_{a\text{-str}}$ и $\text{Si-O}_{s\text{-str}}$ коррелируют с Mg\# ($r=0.66$ и $r=0.70$).

Выявленные корреляции позволяют оценивать химический состав включений в алмазах (с использованием только Рамановской спектроскопии), идентифицировать гранаты и клинопироксены эклогитового и перидитового парагенезиса по их характерным спектроскопическим особенностям.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00338).

Литература

1. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М.: Наука, 1974. 264 с.
2. Kolesov B.A., Geiger C.A. Raman spectra of silicate garnets // *Physics and Chemistry of Minerals*, 1998. V. 25, № 2. P. 142–151.
3. Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Ji-an Xu. Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes // *American Mineralogist*. 2000. V. 85, № 3–4. P. 473–479.
4. Chopelas A. Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite // *American Mineralogist*. 1991. V. 76, № 7–8. P. 1101–1109.



ПРИМЕРЫ СЕГМЕНТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ В ПРИРОДНЫХ СДВИГОВЫХ ЗОНАХ

Каримова А.А.^{1, 2}, Борняков С.А.¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, tarasova2712@gmail.com

² Иркутский государственный университет, Иркутск

Изучение современной геодинамики разломов в широком временном диапазоне имеет важное значение для решения многих фундаментальных и прикладных проблем.

Проведено исследование деформационной динамики внутренней разрывно-блоковой структуры сдвиговых зон. Так как изучение посредством инструментальных наблюдений за конкретными активными разломами затруднительно по многим причинам, для получения необходимой информации использовался метод физического моделирования.

Была проведена серия экспериментов с использованием метода физического моделирования, направленная на изучение процесса формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗС), в частности на исследование сегментной активизации разломов и причин такой активизации. Детальнее процесс подготовки и осуществления экспериментов описан в [1, 2].

В рамках решения задачи поиска пространственно-временных закономерностей сегментной активизации разломов было установлено разделение разрыва на сочетание отдельных активных сегментов, на которых проявляются смещения разных знаков, как левосторонние, так и правосторонние. Эти сегменты разделены непротяженными пассивными участками разрыва, на которых отсутствуют какие-либо движения.

Сопоставление результатов физического моделирования сдвиговых зон с результатами исследований их природных аналогов весьма проблематично из-за отсутствия исследований, подобных данной теме. Однако авторы предприняли попытку такого сравнения с имеющимися результатами исследований активизации разломов в природных сдвиговых зонах, принимая за показатель сегментной активизации разломов в ДЗЛ их современную сейсмичность.

Наиболее изученным примером является разлом Сан-Андреас (Калифорния, США), находящийся на заключительной стадии развития и уже ставший своеобразным эталоном континентальных деструктивных зон сдвига [3]. Протяженность разлома составляет порядка 1300 км. Скорость скольжения по разлому колеблется от 20 до 35 мм/год. Рабочая группа по вероятности землетрясений в Калифорнии (WGCEP, 2003) признает возможность того, что разлом в северной части Сан-Андреаса может состоять из трех крупных отдельных сегментов разрыва (северный, центральный и южный), каждый из которых, в свою очередь, разделяется еще на более мелкие сегменты. Здесь нередко наблюдаются ситуации, когда соседние сегменты имеют разную степень активности. В масштабном плане это заметно по сейсмическим событиям. Сильные землетрясения произошли на центральном (1857 г.) и северном (1906 г.) сегментах разлома, в то время как на южной части разлома сильные землетрясения не были зафиксированы.

Еще одним примером сегментации разломов является зона разломов Марлборо (ЗРМ), в частности участок разлома Хоуп – это система правосторонних разломов длиной 230 км на юго-западном краю зоны разломов Марлборо [4]. ЗРМ состоит из



четырёх основных сдвиговых разломов (с северо-запада на юго-восток: Вайрау, Оувете, Кларенса и Хоуп) с дополнительными косыми разломами (например, разлом Кекеренгу) на северо-восточном конце. Эти четыре разлома объясняют значительную долю движения на границах плиты в их местонахождении. Разломы обычно имеют более высокие скорости скольжения по мере продвижения на юго-восток по ЗРМ.

Как пример можно привести также зону Северо-Анатолийского разлома, находящуюся в районе Мраморного моря на северо-западе Турции и разделяющую Евразийскую и Анатолийскую тектонические плиты [5]. Протяженность разлома составляет порядка 800 км. Известно, что Северо-Анатолийский разлом — крупный правосторонний сдвиг, имеющий несколько участков, на которых в разные моменты времени происходили сильные сейсмические события и смещения по которым отличаются друг от друга. С начала плиоцена смещения по нему составили 25–40 км. Используя современные геодезические измерения, наземные и с помощью космической техники, определили скорость смещения северного крыла относительно южного к западу: примерно 24 мм/год [6].

Возможной причиной сегментации разрывов может являться неравномерный характер реализации пластической деформации в крыльях разрыва, в пределах прилегающих к разрыву краевых частей блоков.

Подтверждение такая идея находит не только в результатах обработки данных моделирования, но и в данных исследований с помощью тензометрических датчиков ТМ-71, которые стали активно использовать в конце прошлого века в Европе. В качестве примера можно привести изучение долгосрочной устойчивости массива туристических Медвежьих пещер (деревня Клетно, Южная Польша). Пещеры находятся в зоне влияния разлома Судет [7]. Точная нивелирующая сеть для вертикальных перемещений в пещере и ее окрестностях была создана в 1984г., и с тех пор здесь проводятся периодические измерения. В пещере было установлено большое количество пар датчиков на разных бортах выявленных зон разлома. Амплитуды, регистрируемые с помощью ТМ-71 при горизонтальных и вертикальных смещениях, достигающих 0.4 мм, имели изменчивую картину. Здесь часто наблюдается картина, когда у одной пары датчиков, расположенных на противоположных бортах, амплитуда смещения различна: у одного в диапазоне положительных значений, у другого – отрицательных.

Литература

1. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
2. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю. и др. Основные закономерности разломообразования в литосфере (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 4. С. 823–861.
3. Koehler R.D., Baldwin J.N., Prentice C.S., Pearce J. Holocene geologic characterization of the northern San Andreas fault, Gualala, California. U.S. Geological Survey National Earthquake Hazards Reduction Program Award No. Final technical report. 2005. 21 p.
4. Langridge R.M. et al. Paleoseismology and slip rate of the Conway Segment of the Hope Fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand // Annals of Geophysics. 2003. V. 46(5). P. 1119–1139.
5. Трифонов В.Г. и др. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
6. Никонов А.А. Сейсмическая катастрофа в Турции // Природа. 1999. № 11. С. 3.
7. Mąkolski K., Cacoń S., Jamroz O. et al. Investigations regarding Bear Cave massif (Lower Silesia) long-term stability // Acta Carsologica. 2008. 37. 2–3. P. 279–290.



ПЕТРОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКОЙ (ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Киргуев А.А.¹, Хороших М.С.², Константинов К.М.^{1, 2}.

¹ Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Успех физико-геологического моделирования данных магнитных съемок с целью поисков коренных месторождений алмазов в пределах 4 и 5-го геотипа площадей зависит от качества полученной петрофизической информации. Нами на основании отбора ориентированных образцов (более 300 шт.) построена петромагнитная модель (ПММ) месторождения алмазов трубки Комсомольской (рис. 1, а) Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), которая включает восемь петромагнитных структурно-вещественных комплексов (ПСВК) (таблица). Кимберлиты прорывают карбонатные породы раннего – среднего палеозоя и, в свою очередь, перекрываются терригенно-осадочными образованиями айхальской свиты и силлами долеритов 2 и 3-й фазы внедрения суммарной мощностью около 65 м [1, 2].

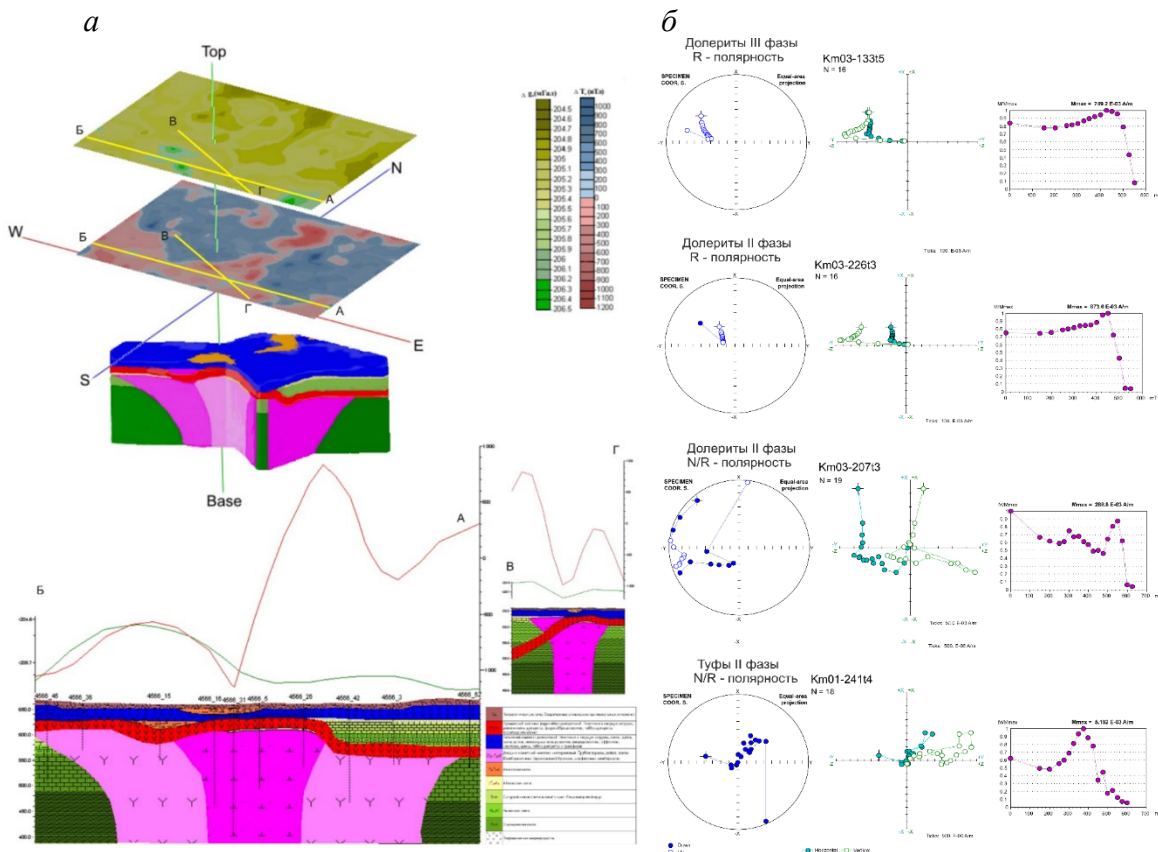


Рис. 1. Результаты комплексной интерпретации петрофизических и петромагнитных данных ПСВК месторождения алмазов трубки Комсомольской. а – геолого-геофизическая 3Д-модель (планы и разрезы); б – палеомагнитные исследования образцов базитов 2 и 3-й фазы внедрения.



Магнитные свойства ПСВК трубки Комсомольской [3]

№ пп	ПСВК	n	α 10^{-5} СИ	ЕОН				Q ед.	ИИ, Ii 10^{-3} А/м	СН			
				In 10^{-3} А/м	Dcp°	Jcp°	k, ед./ α_{95}°			I 10^{-3} А/м	Dcp°	Jcp°	k, ед./ α_{95}°
1	Карбонатный комплекс (неразделен.), PZ ₁₋₂	100	1 (1.09)	0.2 (1.07)	325	70	12.1/4.3	0.22 (1.08)	1 (1.09)	1 (1.08)	340	80	240.1/0.9
2	Терригенные отложения айхальской свиты, C _{2-3ah}	36	35 (1.08)	5 (1.25)	260	-65	28.7/7.6	0.39 (1.29)	15 (1.08)	15 (1.11)	300	55	4.2/22.2
3	АКБ, iD ₃ -C _{1dl}	33	830 (1.35)	440 (1.29)	250	50	2.3/21.7	1.11 (1.21)	395 (1.35)	800 (1.26)	290	70	4.4/13.5
4	АКБ*, iD ₃ -C _{1dl}	7	5205 (1.14)	2440 (1.31)	230	-60	16.9/15.1	0.98 (1.16)	2485 (1.14)	1360 (1.41)	260	30	6.0/26.9
5	Долериты, $\gamma\beta P_2-T_1$	225	1450 (1.03)	1800 (1.03)	85	80	30.7/1.7	2.7 (1.03)	685 (1.03)	2505 (1.03)	45	85	57.7/1.2
6	Долериты*, $\gamma\beta P_2-T_1$	60	1300 (1.03)	790 (1.06)	285	-60	12.5/3.8	1.26 (1.05)	625 (1.03)	615 (1.05)	300	-5	4.0/7.4
7	Туфы, P ₂ -T _{1al}	53	40 (1.04)	10 (1.04)	85	85	17.0/4.9	0.42 (1.13)	20 (1.04)	25 (1.04)	5	80	41.0/3.1
8	Туфы*, P ₂ -T _{1al}	52	40 (1.03)	5 (1.14)	290	-60	21.7/4.3	0.41 (1.12)	15 (1.03)	15 (1.09)	325	55	8.1/7.4

Примечание. N – количество кубиков, участвующих в статистике. In, Ii, I – абсолютные среднегеометрические значения векторов In, Ii, I. Dcp – среднее склонение, Jcp – среднее наклонение, k – кучность, α_{95} – овал доверия с вероятностью 95 % векторов In или I. В скобках – ошибка среднего геометрического. * – петромагнитные неоднородности зон обжига (прогрев со стороны долеритов 3 фазы).

Сложность физико-геологического моделирования заключается в том, что силлы долеритов имеют не только высокие значения магнитных параметров, но и разные направления векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН): ранняя 2-я фаза намагничена положительно (по геомагнитному полю), а поздняя 3-я фаза – отрицательно [4]. За время своего существования векторы ЕОН базитов испытали перемагничивание за счет:

- воздействия геомагнитного поля (ПМН 1-го типа);
- обжига ранних фаз поздней (ПМН 2-го типа) [5].

ПМН 1-го типа соответствуют 3-й фазе базитового магматизма. В компонентном составе векторов ЕОН преобладает вязкая составляющая, величина которой обратно пропорциональна фактору Q. Эта составляющая ЕОН, как правило, разрушается в ходе лабораторных размагничиваний переменным магнитным полем или температурой в начале эксперимента (обр. Km03-133t5, рис. 1, б).

ПМН 2-го типа в зависимости от расстояния от контакта с 3-й фазой могут быть перемагничены полностью (ближняя зона, эндоконтат) или частично (обр. Km03-226t3 и обр. Km03-207t3, рис. 1, б). Перемагничиванию подвержены не только долериты, но и туфы алакитской свиты. На большом удалении (с 25–30 м) первичная прямая полярность базитов сохраняется, хотя еще может проявляться метакронная



составляющая (обр. Km01-241t4, рис. 1, б). В отличие от ПМН 1-го типа, ПМН 2-го типа характеризуются повышенными значениями гистерезисных параметров (коэрцитивная сила, намагниченность насыщения), а также изменением типа анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) с «осадочного» на «даечный» (рис. 2).

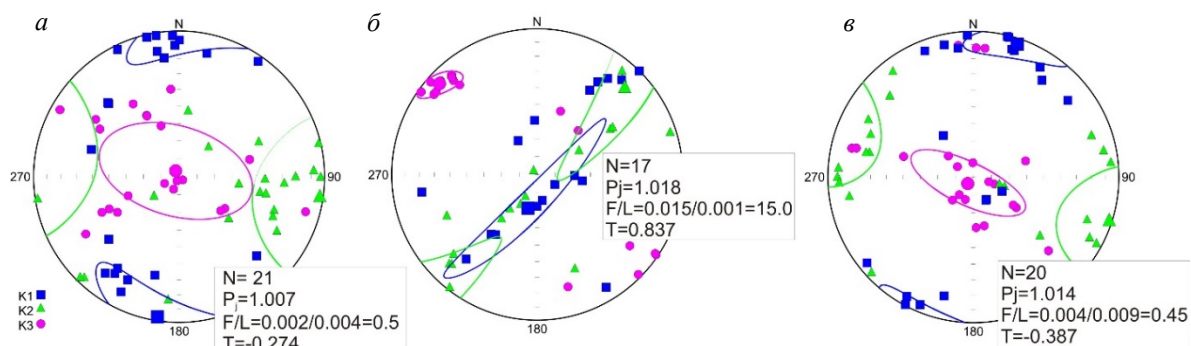


Рис. 2. Результаты изучения АМВ трапов в карьере трубки Комсомольской по [6]. а – долериты второй фазы (гор. +650, ю-в); б – ПМН зон обжига долеритов второй фазы (гор. +650, с-в); в – долериты третьей фазы (гор. +610, с-в). Квадратики, треугольники и кружочки – средние направления длинной $K1$, средней $K2$ и короткой $K3$ осей эллипса АМВ и соответствующие им овалы со сплошной, пунктирной и точечной линиями – эллипсы доверия с вероятностью 95 %. Обозначения «+650, с-в» и т.п. указывают на абсолютную отметку изученного обнажения и его положение в бортах карьера относительно стран света.

ПМН за счет самообращения титаномагнетитов [7] и ударов грозových разрядов на изученном объекте не установлено. Благодаря выделенным в перекрывающих кимберлитовую трубку Комсомольскую базитах ПМН 1 и 2-го типа можно более точно сформировать ПММ месторождений алмазов для 4 и 5-го геотипа (рис. 1, а) с целью расчета магнитного эффекта трапов и вычета его из интегрального наблюдаемого поля. В результате будет наблюдаться остаточная аномалия трубчатого типа.

Литература

1. Костровицкий С.И., Спецрус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.
2. Томилин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г. и др. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19–24.
3. Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г. и др. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская // Геофизика. 2004. № 6. С. 50–53.
4. Киргуев А.А., Константинов К.М., Кузина Д.М. и др. Петромагнитная классификация базитов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геофизика. 2020. №3. С. 45–61.
5. Константинов К.М., Гладков А.С. Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция) // Доклады Академии наук. 2009 Т. 427, № 2. С. 245–252.
6. Константинов К.М., Артёмова Е.В., Константинов И.К. и др. Возможности метода анизотропии магнитной восприимчивости в решении геолого-геофизических задач поисков коренных месторождений алмазов // Геофизика. 2018. № 1. С. 67–77.
7. Трухин В.И., Жилева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: Изд-во МГУ, 1989. 165 с.



ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Кокорев О.Н.^{1, 2}, Носков М.Д.², Щипков А.А.²

¹ Филиал «Северский» ФГУП «НО РАО», Северск, ONKokorev@norao.ru

² СТИ НИЯУ МИФИ, Северск

Система гидродинамического мониторинга включает в себя выполнение работ и обработку полученных результатов по наблюдениям за гидродинамическими процессами, выражающимися в изменении положений уровней подземных вод в наблюдательных скважинах [1]. Глубины залегания уровней подземных вод в наблюдательных скважинах на территории пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» определяются электроуровнемерами или другими приборами для измерения уровней [2].

Целью гидродинамического мониторинга пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» является обеспечение безопасности захоронения и локализации ЖРО, а также оценка влияния захороненных жидких РАО на состояние эксплуатационных и буферных горизонтов ПГЗ ЖРО в режиме реального времени [3, 4].

В задачи гидродинамического мониторинга ПГЗ ЖРО входит:

- подтверждение отсутствия межгоризонтных перетоков из-за нарушения целостности и герметичности эксплуатационной колонны нагнетательных скважин;
- установление напорных градиентов и направлений межгоризонтных потоков;
- оценка степени изоляции водоносных горизонтов друг от друга;
- получение массива гидрогеологической информации для создания и верификации расчетной математической модели с последующим ее использованием для прогнозного моделирования [5].

В эксплуатационном горизонте в результате закачки ЖРО формируется область повышенных давлений («купол репрессии»), конфигурация и характеристики которой позволяют определить тенденции распространения ЖРО задолго до появления их компонентов в наблюдательных скважинах [6]. Статистически значимые изменения положения уровней подземных вод в буферном горизонте и в других горизонтах, залегающих выше буферного или ниже эксплуатационного горизонта, свидетельствуют о возможной взаимосвязи контролируемых горизонтов с эксплуатационным в результате перетекания вод через слабопроницаемые пласты, по стволам или затрубным пространствам дефектных скважин, что требует выяснения причин, выработки управляющих воздействий для обеспечения локализации ЖРО.

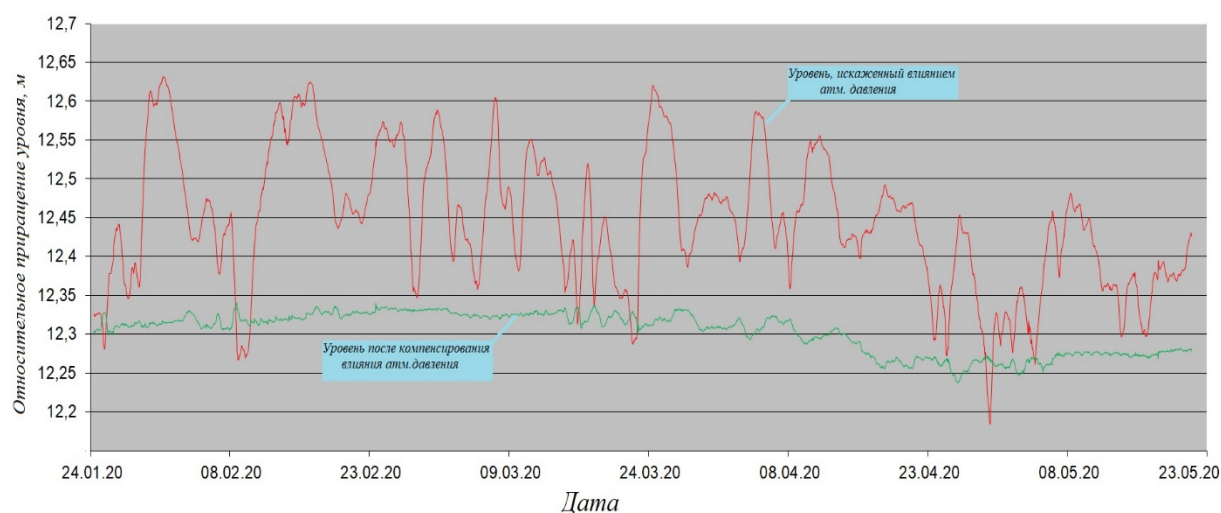
Так как технология измерения уровня подземных вод хлопущками и электроуровнемерами рулетного типа имеет точность не лучше, чем $\pm 1-2$ см, и подобный способ не может эффективно давать большое число (десятки–сотни) замеров в течение суток, в рамках работ по геотехнологическому мониторингу используются более точные приборы (датчики и регистраторы) измерения уровня пластовых вод в скважинах. Возможность применения более точных автоматизированных приборов измерения уровня, стационарно установленных на



оголовках скважин, позволяет как минимум на порядок повысить чувствительность измерений к возможности возникновения аварийных ситуаций вблизи действующих нагнетательных скважин на полигонах глубинного захоронения ЖРО. Эффективность и экономическая целесообразность применения автоматизированных датчиков и регистраторов уровня для целей геотехнического мониторинга состояния подземной среды обуславливается наличием постоянного контроля над качеством их работы.

Мониторинг основных показателей уровня подземных вод при помощи автоматизированных систем позволяет вести дальнейшую настройку оборудования, подстраивая ее под гидрогеологические условия, в которых она расположена, с целью максимизации получения количества замеров уровней подземных вод (замеры уровня с дискретностью 5, 10, 15 мин) и увеличения точности замеров.

На территории ПГЗ ЖРО филиала «Северский» в контрольно-наблюдательных скважинах установлены датчики-регистраторы контроля уровня АДУ-02 (точность замера уровня 0.5 % от диапазона измерения) DCX-22VG (точность замера уровня 0.1 % от диапазона измерения) и Solinst (точность замера уровня 0.1 % от диапазона измерения). У датчиков подобного типа достигнутый уровень точности – не хуже ± 1 мм, что обеспечивается регистрацией атмосферного давления с последующей комплексной обработкой получаемых данных: выполняется расчетная компенсация искажающего влияния вариаций атмосферного давления (рисунок) и лунно-солнечных приливных вариаций.



Снятие искажений, вызванных вариациями атмосферного давления в скважине Т-21, пл.18 в 2020 г.

Для учета и компенсации данных искажений наряду с регистрацией замеров уровня необходима регистрация изменения параметров режима работы всех нагнетательных скважин полигона, а именно: моменты времени включения/отключения и изменения давления нагнетания.

Система гидродинамического мониторинга в филиале «Северский» ФГУП «НО РАО» позволяет эффективно контролировать технологические процессы удаления отходов в подземные горизонты, минимизируя потенциально возможный ущерб для окружающей среды в режиме реального времени [5].



Ожидаемыми результатами эффективной эксплуатации системы гидродинамического мониторинга являются снижение затрат на функционирование ПГЗ ЖРО и минимизация отрицательного воздействия полигона на окружающую среду за счет:

- принятия оперативных и оптимальных решений при управлении технологическими операциями;
- возможности автоматизированного управления технологическими процессами в режиме реального времени;
- ускорения составления документации и отчетности, в том числе в части воздействия полигона на окружающую природную среду [7].

Литература

1. Р-319-2/304- 2020. Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО». Северск: «НО РАО», 2020. 72 с.
2. *Гибадулина Т.А., Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А.* Система мониторинга уровня пластовых вод в наблюдательных скважинах ПГЗ ЖРО // IX школа-конференция молодых атомщиков Сибири: Сборник тезисов докладов. Томск, 2018. С. 150.
3. *Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Козлов А.Е.* Концепция автоматизированной системы контроля уровня пластовых вод, с целью управления технологическим процессом эксплуатации ПГЗ ЖРО // IX школа-конференция молодых атомщиков Сибири: Сборник тезисов докладов. Томск, 2018. С. 35.
4. *Гаричев С.Н., Ерёмин Н.А.* Технология управления в режиме реального времени. М.: МФТИ, 2015. 196 с.
5. *Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Гибадулина Т.А.* Модернизация системы гидродинамического мониторинга ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» // Сборник материалов конференции «Актуальные проблемы инновационного развития ядерных технологий». Северск: СТИ НИЯУ МИФИ, 2019. 106 с.
6. *Зубков А.А., Рыбальченко А.И., Токарев И.В. и др.* Анализ системы геотехнологического мониторинга полигона подземного захоронения жидких радиоактивных отходов СХК // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 56–61.
7. *Кокорев О.Н., Козлов А.Е., Носков М.Д., Щипков А.А.* Концепция умного полигона глубинного захоронения ЖРО // Известия высших учебных заведений. Физика. 2018. № 12-2. С. 45–49.



ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНА АКУТАН С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Комзеева В.П.^{1,2}, Кулаков И.Ю.^{1,2,3}, Смирнов С.З.⁴, Бортникова С.Б.¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, vika.komzeleva@mail.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

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

В данной работе построена новая томографическая модель действующего вулкана Акутан, который расположен на одноименном острове. Модель включает трехмерные распределения V_p , V_s и отношения V_p / V_s на основе данных о времени прихода сейсмических волн. Надежность и пространственное разрешение этой модели были тщательно проверены с использованием ряда различных тестов.

Акутан входит в состав Алеутской дуги, которая является зоной субдукции между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами. Начиная с 1790 г. вулкан извергался более 35 раз [1], что пагубно влияет на жизнедеятельность местных жителей, а также на изменение климата и авиасообщение через Алеутские острова.

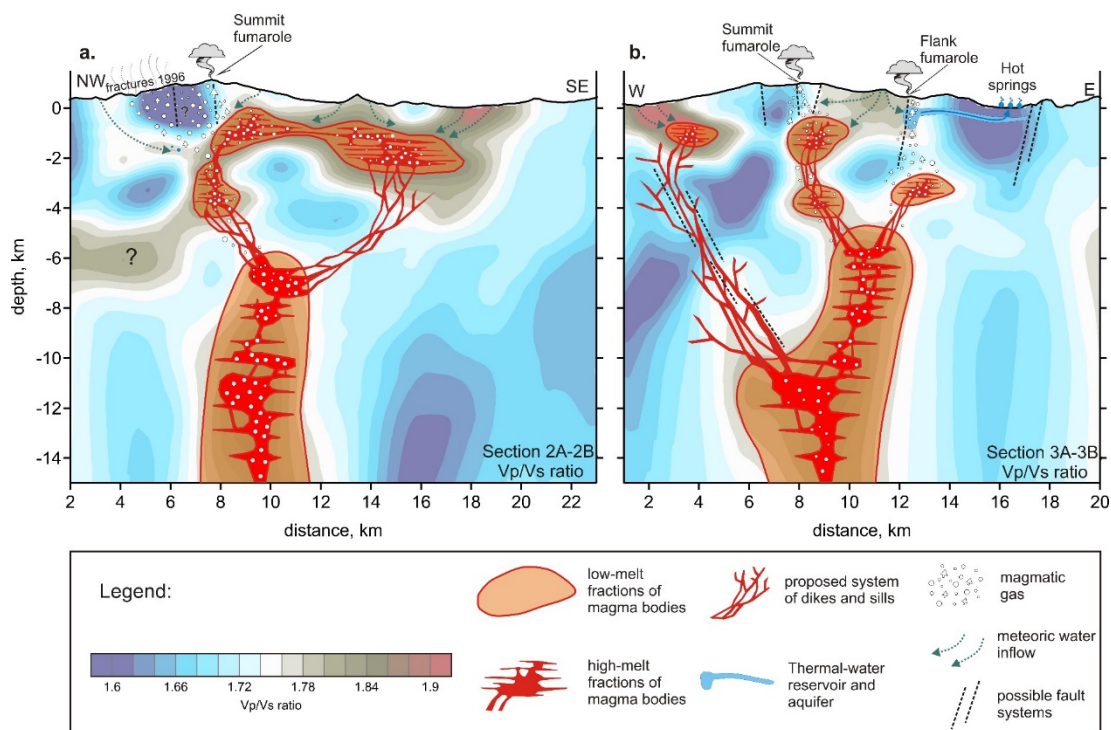
Сейсмическая томография – это метод исследования глубинной структуры коры и мантии Земли с помощью сейсмических волн, вызванных землетрясениями или взрывами. Расчеты моделей сейсмических скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн были реализованы с помощью программы пассивной сейсмической томографии LOTOS [2]. Представленные данные, включавшие в себя события с 1996 по 2017 г., были взяты из каталогов Alaskan Volcanological Observatory (AVO). Локальные данные включали в себя 4263 землетрясения и 13 станций. Всего было использовано 41982 луча, относящихся к P-волнам, 19081 и 22901 луч – к S-волнам. Исследования проводились до глубины 35 км. Также была проведена тщательная верификация полученных результатов путем выполнения синтетических тестов.

В этой модели обнаружена столбчатая аномалия с высоким V_p , низким V_s и высоким отношением V_p / V_s с верхней границей на глубине ~6 км ниже уровня моря, которая представляет собой устойчивый канал, питающий вулкан Акутан. В ранних работах [3] по этому вулкану была обнаружена широкая область пониженных скоростей P-волн, которая центрирована на глубине приблизительно 7 км, указывающая на потенциальную камеру магмы. С помощью настоящих исследований была уточнена форма и размер магматической камеры. В верхней части модели структуры кажутся более сложными и, как считается, связаны с взаимодействиями метеорных и магматических флюидов, а также с дегазацией. Под долиной Хот Спринг, которая является областью потенциальной эксплуатации геотермальной энергии, обнаружена аномалия очень низкого отношения V_p/V_s , предполагающая возможность существования большого газового резервуара (рисунок).

Предложен сценарий взаимодействия магма – жидкость, который привел к сильным землетрясениям на Акутане в 1996 г. Вероятно, сильная сейсмичность произошла из-за резкого нагнетания магматических флюидов из перенасыщенных пластичных магматических каналов в хрупкое покрытие земной коры. Быстрая миграция флюидов вдоль трещин гидроразрыва и дегазация лавинного типа



вследствие декомпрессии привели к серии сильных землетрясений и значительным деформациям поверхности в западной части острова. Таким образом, можно сделать вывод, что сейсмичность 1996 г. была в основном вызвана миграциями флюида и фазовыми переходами так же, как это произошло на горе Спурр (Аляска) в 2004–2006 гг. [4]. И в итоге она не вызывала какой-либо магматической активности. В то же время нельзя исключать, что связанная с этим трещиноватость может ослабить жесткий покров и создать путь для будущего магматического извержения.



Схематическая интерпретация полученных распределений отношения V_p/V_s в вертикальных сечениях.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 20-17-00075). Авторы благодарят Джима Диксона из AVO, который предоставил данные для этого исследования.

Литература

1. Miller T.P., McGimsey R.G., Richter D.H. et al. Catalog of the historically active volcanoes of Alaska. United States Department of the Interior, United States Geological Survey. 1998. 104 p.
2. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. V. 99, №. 1. P. 194–214.
3. Syracuse E.M., Maceira M., Zhang H., Thurber C.H. Seismicity and structure of Akutan and Makushin Volcanoes, Alaska, using joint body and surface wave tomography // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2015. V. 120, №. 2. P. 1036–1052.
4. Koulakov I., Smirnov S.Z., Gladkov V. et al. Causes of volcanic unrest at Mt. Spurr in 2004–2005 inferred from repeated tomography // Scientific reports. 2018. V. 8, №. 1. P. 1–7.



ОРГАНИЧЕСКИЕ ПЯТНА-МЕДАЛЬОНЫ В ТОРФЯНИКАХ АРКТИКИ: ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

Королева Е.С.¹, Слагода Е.А.^{1,2}, Тихонравова Я.В.³

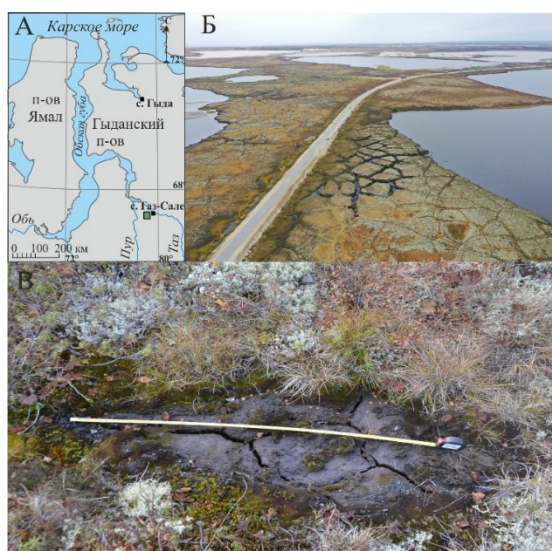
¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, koroleva_katy@inbox.ru

² Тюменский индустриальный университет, Тюмень

³ Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

В последние годы в Арктике отмечена активизация целого ряда опасных криогенных процессов в торфяниках на фоне потепления. Пучение, просадки льдистых торфяников осложняют функционирование дорог, нефтегазовых сооружений. Прогнозы изменения состояния верхней части многолетнемерзлых пород в тундре, перестройки рельефа в хасыреях основаны на данных о геокриологических условиях, строении и свойствах мерзлого и талого торфа. Анализ связи свойств, строения торфа с криогенными процессами и климатическими условиями последних лет необходим для определения факторов и механизмов образования органических пятен-медальонов, экологических последствий их развития.

В 2016–2020 гг. в южной тундре в северной части Пур-Тазовского междуречья (север Западной Сибири) на поверхности полигональных торфяников изучены многочисленные черные органические пятна-медальоны (рисунок). Затемнение поверхности в тундре в летний период приводит к увеличению притока тепла в торфяники, что вызывает изменение геокриологических условий: увеличение глубины сезонного протаивания, изменение льдистости и свойств торфяных отложений сезонно-талого слоя, заглубление кровли многолетнемерзлых пород, вытаивание ледяных жил, скопления газа [1, 2]. За период наблюдений был выявлен тренд к увеличению продолжительности теплого периода, среднелетних температур и глубины сезонного протаивания [3, 4].



Район исследований (а), общий вид полигонального торфяника (б), органическое пятно-медальон (в).



В сезонно-талом слое при циклическом промерзании – протаивании меняется не только льдистость, но и плотность, зольность торфа. В торфе формируются слои и зоны с повышенной льдистостью и плотностью, скопления газа в понижениях кровли многолетнемерзлых пород, что создает предпосылки для образования органических черных и темно-коричневых пятен-медальонов на поверхности летом. Наличие плотного горизонта торфа над рыхлым свежееоттаявшим, избыточное давление газа при разложении торфа приводят к инъекциям и выбросу органического материала на поверхность. Выброшенный газ и вода испаряются в атмосферу, а темные органические пятна сохраняются на полигонах торфяников [5].

Увеличение количества органических пятен-медальонов указывает на активизацию темпов изменения геокриологических процессов – неравномерного понижения кровли многолетнемерзлых пород, неравномерного пучения и осадки в пределах полигонов. В течение последних 4-х лет происходит слияние пятен и увеличение их площади как в центре, так и на валиках полигонов, возникают трещины отрыва через пятна. Зоны инъекции органического материала через слой плотного торфа способствуют возникновению трещин отрыва и оползанию блоков в межполигональные понижения. При этом происходит сокращение площади полигонов, снижение поверхности и перестройка микрорельефа поверхности полигональных торфяников.

Экологические последствия распространения органических пятен-медальонов на торфяниках южной части криолитозоны Западной Сибири под воздействием современных климатических изменений состоят в следующем:

- 1) затемнение поверхности полигональных торфяников за счет органических пятен-медальонов приводит к снижению кровли и увеличению температуры многолетнемерзлых пород за счет отсутствия растительного покрова и большего прогрева поверхности;
- 2) увеличение площадей органических пятен-медальонов приводит к снижению поверхности полигональных торфяников и их заболачиванию;
- 3) по мере снижения поверхности может происходить затопление и расширение площади акватории мелководных озер, а при сохранении современных тенденций изменения климата под озерами могут активизироваться термокарстовые процессы;
- 4) затопление поверхности полигональных торфяников приводит к нарушению функционирования дорог и трубопроводов за счет изменения базисов стока и развития термоэрозии.

Проведенные исследования показали, что мониторинг изменения торфяников имеет большое значение для оценки их экологического состояния в южной тундре Западной Сибири, особенно в зоне функционирования нефтегазовых сооружений, вблизи поселков и транспортных магистралей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 19-45-890011, № 18-55-11005).

Литература

1. Методы геокриологических исследований: Учеб. пособие / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.
2. Королева Е.С., Тихонравова Я.В., Мельников В.П. и др. Формирование пятен-медальонов в полигональных торфяниках Пур-Тазовского междуречья на фоне современного потепления // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2019. № 6. С. 42–51.



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

3. Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В. и др. Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019. № 1 (102). С. 53–64.
4. Бабкин Е.М., Хомутов А.В., Дворников Ю.А. и др. Изменение рельефа торфяника с вытаивающим полигонально-жильным льдом в северной части Пур-Тазовского междуречья // Проблемы региональной экологии. 2018. № 4. С. 115–119.
5. Королева Е.С., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. и др. Индикаторы локальных изменений сезонного протаивания с применением беспилотных летательных аппаратов для картографирования криолитозоны // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491, № 1. С. 87–91.



ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ

Король С.А.¹, Саньков А.В.¹, Добрынина А.А.^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, svetochka_19961996@mail.ru

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

Микросейсмические колебания природного происхождения несут в себе информацию обо всем многообразии деформационных процессов, происходящих в земной коре на различных энергетических уровнях, – от перемещений тектонических плит и связанных с ними катастрофических землетрясений до лунно-солнечных приливных деформационных процессов и микроземлетрясений. В последние годы широко развиваются способы сейсмического мониторинга, основанного на выделении и анализе компонент волнового поля микросейсм, направленные на получение прогностических данных [1–5]. Ярким примером удачного прогноза сейсмического события по микросейсмам (с выделением долгосрочных предвестников) является прогноз катастрофического землетрясения Тохоку (Япония) 11 марта 2011 г. с магнитудой $M=9$ [4, 5].

Возможность краткосрочного прогноза для Байкальской рифтовой системы (БРС) хорошо иллюстрируется примером изменения спектрального состава сейсмического шума перед Куморским землетрясением 16 сентября 2003 г. (энергетический класс $K_p=14$, моментная магнитуда $M_w=5.6$): за один час до землетрясения наблюдается значимое уменьшение уровня сейсмического шума на сейсмостанции Кумора (расстояние до эпицентра 25 км) с минимумом на частоте 6.6 Гц [6]. На основе этих наблюдений нами предпринята попытка найти краткосрочные предвестники умеренных и сильных землетрясений БРС в поле микросейсмических колебаний. Предлагаемый подход заключается в следующем:

- 1) для сейсмической станции определяется средний спектр микросейсмического шума ($A_{ср}$) по архивным данным за текущий год;
- 2) строятся текущие спектры (A_t) 20-минутных участков записи микросейсм за несколько часов до землетрясения;
- 3) проводится сравнение полученных текущих спектров A_t со средним спектром $A_{ср}$.

Всего было рассмотрено 27 землетрясений с энергетическими классами $K_p=9.5–15.9$ (магнитуды $M=3.1–6.3$), произошедших на территории БРС за период 1999–2009 гг. Для анализа выбирались сейсмограммы, полученные на сейсмических станциях Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (БФ ФИЦ ЕГС РАН) на расстояниях от 3 до 55 км от эпицентров землетрясений. Для двух сильных землетрясений – Южнобайкальского (25.02.1999 г., $M_w=6.0$) и Култукского (27.08.2008 г., $M_w=6.3$) анализировались записи широкополосной станции Талая. При расчетах использовались записи скоростей сейсмических колебаний. Для расчета среднего спектра на каждой станции использовались данные непрерывной сейсмической регистрации за 1–2 месяца перед землетрясением, для расчетов текущих спектров – записи микросейсм за 1–2 суток перед землетрясением и за сутки после землетрясения.

В результате с использованием предложенной методики для восьми событий с $K_p=10.1–14.3$ ($M=3.4–5.7$) было установлено значительное понижение уровня



сейсмического шума перед землетрясением – от 12 мин до 6 ч 45 мин. Дополнительно при обнаружении предвестника для каждого события строились и анализировались спектрограммы (спектрально-временные или СВАН-диаграммы) для шестиминутных отрезков записей микросейсм за час до появления предвестника и до возвращения амплитудно-частотных характеристик шумов к среднему спектру. Например, на спектрограмме для землетрясения 4 октября 2002 г. (время в очаге 17 ч 59 мин, $K_p=12.2$) на станции Северомуйск (эпицентральное расстояние 40 км) за 6 ч 45 мин до землетрясения начинается понижение спектрального уровня сейсмического шума. Это понижение наблюдалось также в течение нескольких часов после землетрясения, через 2.5 ч после землетрясения началось постепенное повышение, и через 4 ч после толчка амплитуда сейсмического шума достигла своей нормальной величины.

Отдельно рассматривались микросейсмические колебания перед сильными землетрясениями, произошедшими в Южном Байкале: Южно-Байкальским (25.02.1999 г., $M_w=6.0$) и Култукским (27.08.2008 г., $M_w=6.3$). Расстояния от сейсмостанции до эпицентров рассматриваемых землетрясений составляют 81 и 29 км соответственно. Наиболее представительным оказался частотный диапазон от 0.5 до 15 Гц. На спектрограммах перед обоими землетрясениями наблюдается понижение уровня микросейсмического шума на частотах от 1 до 5 Гц. В то же время для Култукского землетрясения, наоборот, отмечается повышение амплитуд микросейсмических колебаний в области низких частот – 0.5–1.4 Гц, что может быть связано с прибойными эффектами оз. Байкал.

Эффект понижения уровня спектрального шума перед близким землетрясением установлен для сейсмических станций Северомуйск, Нижнеангарск, Талая, Уоян и двух временных станций в районе Южного Байкала: ВУТ и ВВК. Отсутствие предвестника для других рассматриваемых станций частично объясняется низким отношением сигнал/шум, где под сигналом понимается предвестник, а под шумом – локальные грунтовые условия в пункте установки сейсмической станции. Часть сейсмических станций сети расположена в местах, характеризующихся значительными сезонными и суточными изменениями частотного отклика верхней части разреза, что объясняется в первом случае сезонными промерзаниями грунтов, а во втором – как приливными и прибойными эффектами на оз. Байкал (некоторые станции расположены вблизи береговой линии), так и наличием сильных техногенных помех (транспорт, ГЭС, железная дорога) [7].

Большую роль при обнаружении предвестника также играет расстояние от приемника до эпицентра землетрясения и энергия землетрясения: с увеличением силы землетрясения растет расстояние, на котором фиксируется предвестник, что объясняется относительно большим размером области подготовки у сильных событий и самого очага будущего землетрясения. Влияние эпицентрального расстояния на возможность фиксации предвестника также значительна. Так, на сейсмостанции Талая (стоит на скальном основании) наблюдается понижение уровня сейсмического шума перед слабым землетрясением ($K_p=10.1$), локализованным на расстоянии 3 км, в то время как перед одним из афтершоков Култукского землетрясения 2008 г. (эпицентральное расстояние 27 км, $K_p=12.1$) изменений в частотном составе микросейсм не наблюдается. В то же время для слабого землетрясения 10.10.2006 г. с энергетическим классом 9.9 на расстоянии 2 км от станции Уакит значимых изменений в амплитудно-частотном составе микросейсмического шума не обнаруживается.



Методом спектрально-временного анализа микросейсмического шума для десяти землетрясений Байкальской рифтовой системы установлено значительное понижение уровня сейсмического шума за период от десятков минут до нескольких часов перед толчком, что может классифицироваться как краткосрочный предвестник. Зафиксированное понижение уровня микросейсмического шума может классифицироваться как краткосрочный предвестник, который связан с консолидацией среды перед землетрясением. Указанный эффект может быть использован для автоматического определения приближающегося землетрясения на объектах повышенной опасности, располагающихся в сейсмически активных зонах. Предлагаемый способ позволяет осуществлять краткосрочный прогноз землетрясения и предпринять необходимые меры по предотвращению серьезных последствий на объектах повышенной опасности, на которых ведется сейсмический мониторинг.

Работы проводились в рамках проекта № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

1. *Соболев Г.А.* Вариации микросейсм перед сильным землетрясением // *Физика Земли.* 2004. № 6. С. 3–13.
2. *Соболев Г.А.* Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.
3. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники / Отв. ред. В.Н. Страхов. М.: Наука, 2003. 270 с.
4. *Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A.* Asymmetrical pulses, the periodicity and synchronization of low frequency microseisms // *Journal of Volcanology and Seismology.* 2008. V. 2(2). P. 118–134.
5. *Любушин А.А.* Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсам // *Геофизические процессы и биосфера.* 2011. Т. 10(1). С. 9–35.
6. *Черных Е.Н., Табулевич В.Н.* О создании базы данных по сейсмическим шумам // *Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов.* Архангельск, 2004. С. 357–361.
7. *Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н.* Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций байкальской сети // *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых.* 2018. Т. 41(3). С. 22–34.



СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФОВ В ПРЕДЕЛАХ ПОЛИГОНАЛЬНОГО ТОРФЯНИКА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (РАЙОН С. ГАЗ-САЛЕ)

Кузнецова А.О.¹, Слагода Е.А.¹, Тихонравова Я.В.², Афонин А.А.³

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

² Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

³ Институт проблем освоения Севера, Тюмень

Динамику растительных сообществ в голоцене используют для реконструкции природной обстановки на участках торфонакопления, в том числе климатических и гидрологических условий и процессов. Выполнено послойное определение возраста и ботанического состава, степени разложения, зольности и типов торфа. Смена типов торфа отражает динамику условий заболоченной тундры при формировании торфяной залежи.

В 2017 г. в районе с. Газ-Сале впервые изучен полигональный торфяник, расположенный в южной тундре Пур-Тазовского междуречья. Полигональный рельеф торфяника в хасырее образован крупными полигонами с полигональными ваннами и выпуклыми валиками. Полигоны разделены широкими плоскими увлажненными дренируемыми межполигональными понижениями над ледяными жилами. Современная растительность представлена: в пределах полигональных ванн – *Eriophorum medium*, *Sphagnum capillifolium*, *Carex* sp. и др.; на выпуклых валиках – лишайниковыми сообществами с преобладанием *Cetraria* sp., *Cladonia* sp. В межполигональных понижениях растительность более разнообразна: *Sphagnum* sp., *Ledum decumbens*, *Rubus chamaemorus*, *Betula nana*, *Carex rostrata*, *Andromeda polifolia* и лишайники.

В 2017 г. в межполигональном понижении отобран торф видимой мощностью 2.3 м, в 2020 г. в пределах одного из полигонов отобран торф мощностью 2 м. Видовая принадлежность остатков определена при помощи атласов-определителей [1–4] и собственной коллекции микропрепаратов современных растений севера. Степень разложения торфяных проб установлена методом центрифугирования, зольность – методом озоления навесок образцов и прокаливания зольного остатка в муфельной печи при температуре 800 ± 25 °C [5].

В торфе межполигонального понижения выделено два горизонта: сезонно-талый верхний слой (0.0–0.5 м) и многолетнемерзлый льдистый торф (0.5–2.3 м). В торфе сезонно-талого слоя выявлены резкие и частые колебания флористического состава, отражающие смену растительных ассоциаций от сфагновых мхов (в интервалах глубин 0–0.26 и 0.4–0.5 м) до пушицево-осоковых (0.26–0.34 м) и осоково-пушицевых (0.34–0.40 м) (табл. 1). Сезонно-талый слой в целом отличается колебаниями и высокой степенью разложения, а в интервалах 0.4–0.5, 0.26–0.34 и 0.07–0.12 м имеет величины, близкие к максимальной. Наибольшая зольность выявлена в верхних слоях (0–0.07 и 0.07–0.12 м).

В мерзлом торфе также выявлены колебания содержаний сфагнума, кустарничков, осок и пушицы. В нижнем слое мерзлого торфа на глубине 2.2–2.3 м обнаружены ветки и древесные остатки *Salix* sp. В интервале 0.8–2.3 м снизу вверх выявлены колебания содержаний сфагнума, кустарничков, осок и пушицы;



уменьшение остатков хвоща и увеличение сфагновых мхов, вероятно, связаны с локальным осушением. Максимальной степенью разложения отличается нижний слой торфа с древесными остатками. Низкие показатели зольности многолетнемерзлого торфа указывают на верховой тип торфа.

Состав и содержание растений-торфообразователей в изученном торфе характеризует смену условий: обводнение и захоронение древесной растительности, зарастание водоема и постепенное осушение поверхности.

Таблица 1. Характеристика образцов торфа межполигонального понижения

№	Глубина, м	Вид торфа	Тип торфа	Зольность, %	Степень разложения, ‰
1	0.00–0.07	Сфагновый	низинный	13	25
2	0.07–0.12	Осоково-сфагновый	низинный	10	38
3	0.12–0.2	Сфагновый	верховой	4	16
4	0.20–0.26	Сфагновый	верховой	4	19
5	0.26–0.34	Пушицево-осоковый	верховой	4	35
6	0.34–0.40	Осоково-пушицевый	верховой	4	33
7	0.40–0.50	Сфагновый	переходный	8	39
8	0.50–0.65	Сфагновый	верховой	5	8
9	0.80–1.00	Сфагновый	верховой	5	7
10	1.40–1.50	Осоковый	верховой	5	16
11	2.20–2.30	Хвощево ивовый	верховой	5	45

В торфе полигона также выделено два горизонта: сезонно-талый верхний слой (0.00–0.48 м) и многолетнемерзлый льдистый торф (0.75–2.00 м). В верхних слоях сезонно-талого слоя (0.00–0.05 и 0.05–0.30 м) выявлено высокое содержание хорошо сохранившихся сфагновых мхов (табл. 2). Слой с глубины 0.30–0.48 м характеризуется преобладанием остатков пушиц с небольшим содержанием сфагновых и гипновых мхов. Торф сезонно-талого слоя обладает наиболее высокими показателями степени разложения и зольности в верхнем слое (0.00–0.05 м).

В слоях мерзлого торфа выявлено преобладание гипновых и сфагновых мхов с редкими остатками кустарничков, хвоща и осок. В слое 0.75–0.80 преобладают хорошо сохранившиеся веточки сфагновых мхов и корешки осок. Низкая степень разложения мерзлого торфа обусловлена высоким содержанием мхов, зольность отражает колебания типов торфа.

Доминирование сфагновых и гипновых мхов в торфе полигона с редким колебанием содержания остатков осок, пушиц и кустарничков указывает на увлажненные, устойчивые условия торфонакопления.



Таблица 2. Характеристика образцов торфа полигона

№	Глубина, м	Вид торфа	Тип торфа	Зольность, %	Степень разложения, %
1	0.00–0.05	Сфагновый	низинный	29	37
2	0.05–0.30	Сфагновый	верховой	4	12
3	0.30–0.48	Пушицевый	переходный	6	65
4	0.75–0.80	Сфагново-осоковый	верховой	4	14
5	1.00–1.10	Гипновый торф	переходный	8	15
6	1.30–1.40	Сфагновый	низинный	10	17
7	1.60–1.70	Гипновый	переходный	7	9
8	1.90–2.00	Гипново-сфагновый	низинный	12	15

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-55-11005).

Литература

1. Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. Л.: Госэнергоиздат, 1959. 228 с.
2. Егорова Т.В. Осоки (Carex L.) России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). СПб.: С.-Петербург. гос. хим.-фармацевт. акад. Сент-Луис: Миссур. ботан. сад, 1999. 772 с.
3. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части европейской России. Т. 1., Sphagnaceae-Hedwigiaceae. М.: КМК, 2003. 608 с.
4. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части европейской России. Т. 2. Fontinalaceae-Amblystegiaceae. М.: КМК, 2004. С. 609–944.
5. Инишева Л.И., Гостищева М.С., Порохина Е.В., Сергеева М.А., Федько И.В. Большой практикум: Физикохимия биология и комплексная переработка: Учеб. пособие. Томск.: Изд-во. Томск. гос. пед. ун-та, 2007. 149 с.



МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ИНДУЦИРОВАННЫХ РАЗРАБОТКОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВЕРХВЯЗКИХ НЕФТЕЙ

Кузьмин Д.К.

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, dimak1292@mail.ru

Аномальные деформации земной поверхности, обусловленные разработкой месторождений нефти и газа, происходят повсеместно, как в сейсмоактивных, так и в асейсмичных регионах [1–3]. Основные формы этих аномалий – обширные просадки территории месторождений и деформации разломных зон [4–7]. В ряде случаев эти процессы достигают пороговых значений, регламентированных правилами промышленной безопасности [5, 8–10]. Для безопасного функционирования объектов нефтегазового комплекса, включая шельфовые месторождения [11–13], организуются геодинамические полигоны различной конфигурации и состава методов [8, 14].

В последнее время перспективы развития нефтяной отрасли связываются с разработкой месторождений тяжелых нефтей и природных битумов. Пристальный интерес к месторождениям тяжелой нефти и природных битумов вполне объясним постоянным ростом цен на углеводородное сырье, постепенным истощением запасов традиционной легкой нефти, а также развитием технологий добычи «нетрадиционных» нефтей. В России испытание метода парогравитационного дренажа проводится с 1999 г. на Ашальчинском месторождении (Республика Татарстан) [15]. Особенность режима разработки данного месторождения приводит к поднятию его сводовой части, в то время как зона разлома, пересекающая объект, проявляет себя в форме локального изгиба.

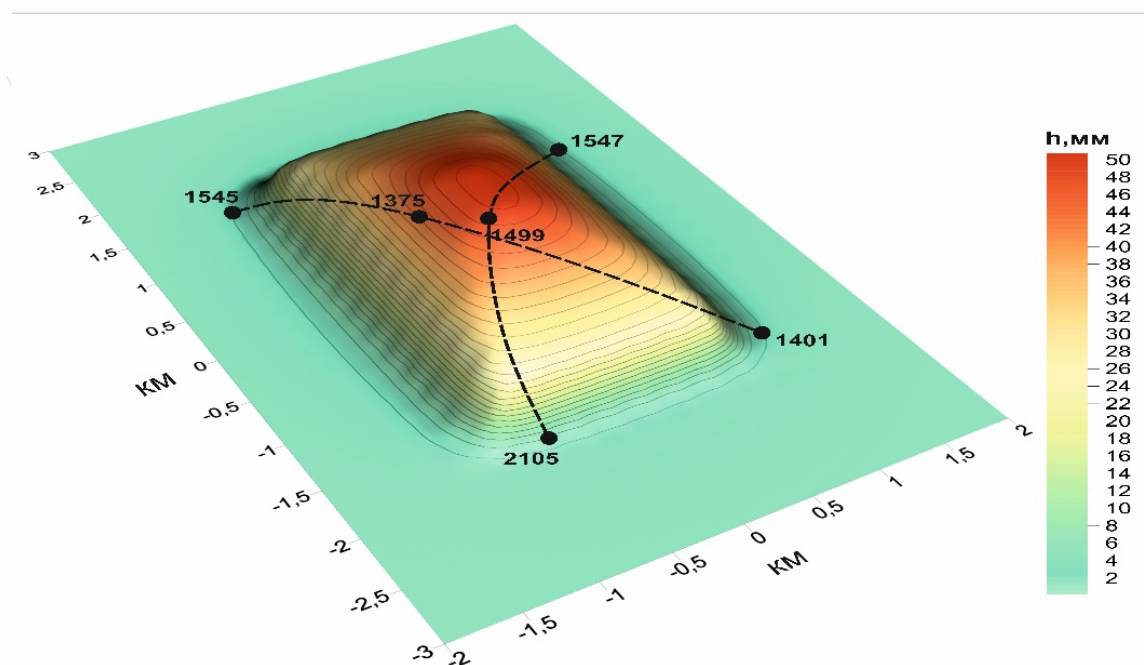
Локальный геодинамический полигон на месторождении сверхвязкой нефти, в отличие от многих объектов, рассмотренных выше, действовал строго в режиме двух наблюдений в год. Геометрия измерительной сети повторных наблюдений за вертикальными движениями земной поверхности на территории локального геодинамического полигона состоит из двух перекрывающихся нивелирных линий с концентрическим построением. Нивелирная сеть локального геодинамического полигона начала создаваться в 2008 г. На текущий момент времени выполнено 18 циклов наблюдений. Нивелирование выполнялось 2-м классом ($5 \text{ мм}\sqrt{L}$). Расстояние между реперами 250–500 м.

По имеющимся данным нивелирования построены «эволюционный» и «пульсационный» графики изменения превышений реперов по профилю и во времени, что помогает увидеть как временную эволюцию смещений земной поверхности, так и отдельные периоды пульсаций вертикальных движений.

В работе приведен сопоставительный анализ результатов нивелирования с модельным деформированием земной поверхности по методике, ранее успешно апробированной на ряде нефтегазовых объектов [5, 10, 16]. Для демонстрации предложенного подхода к моделированию вертикальных смещений земной поверхности на рисунке представлена 3d модель поверхности вертикальных смещений, на которой схематически показано расположение основных профилей, пересекающих месторождение. Кроме того, показано местоположение тех реперов, на



которых были получены максимальные величины смещений земной поверхности в период развития аномального деформационного процесса в 2013–2018 гг. Разработана система аналитических оценок, адаптированная для технологии паро-гравитационного дренажа, которая позволяет оценивать уровень изменения напряженно-деформированного состояния разрабатываемого пласта с течением времени.



Объемная модель поверхности вертикальных смещений земной поверхности с нанесенными на нее нивелирными профилями, пересекающими месторождение.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 33–46.
2. Кузьмин Ю.О. Проблемные вопросы изучения деформационных процессов в современной геодинамике // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2008. № 3. С. 98–107.
3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.
4. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 418–427.
5. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон. М.: Физика Земли. 2019. № 5. С. 61–75.



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

6. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 1. С. 33–41.
7. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87–105.
8. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019. № 1. С. 78–103.
9. Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К. Моделирование градиентов смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях нефти и газа // Маркшейдерский вестник. 2019. № 5. С. 56–62.
10. Кузьмин Д.К. Сопоставление моделей деформационной активности раздвиговых разломов с результатами геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса // Проблемы недропользования. 2019. № 4. С. 18–27.
11. Kuzmin Yu.O. et al. Analysis of the results of deformation monitoring by the inclinometer system at the Vladimir Filanovsky field // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2019. T. 55, № 11. P. 1659–1666.
12. Kuzmin Yu.O. et al. Inclinometric observations at the Korchagin deposit // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54, № 8. P. 932–940.
13. Кузьмин Ю.О., Децеровский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 86–94.
14. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39.
15. Хисамов Р.С. и др. Современная геодинамика и сейсмичность юго-востока Татарстана / Под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. Казань: ФЭН, 2012. 240 с
16. Кузьмин Д.К. Оценка напряженного состояния недр на разрабатываемых месторождениях нефти и газа // Маркшейдерский вестник. 2020. № 5 (138). С. 37–43.



ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОСМОГЕННОГО ДАТИРОВАНИЯ В ИЗУЧЕНИИ СУБАЭРАЛЬНОЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Кулакова Е.П.¹, Курбанов Р.Н.^{2,3}

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

² Институт географии РАН, Москва

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Субаэральная четвертичная формация Средней Азии представлена комплексами чередующихся лёссовых и почвенных горизонтов, которые так же широко распространены по всей Евразии. Лёссовые породы являются уникальным высокодетальным архивом континентальных отложений, отражающих глобальные и локальные изменения климата. В изучаемом регионе (Афгано-Таджикская депрессия, Средняя Азия) лёссово-почвенные формации достигают мощности 150–200 м, имеют возраст до 2.5 млн лет и характеризуются полнотой записи [1], что, несомненно, делает их перспективным объектом для изучения эволюции природной среды в четвертичное время. Кроме того, повышенный интерес к лёссово-почвенной формации Средней Азии обусловлен наличием нескольких археологических горизонтов различного возраста с находками палеолитических орудий [2].

Любые детальные исследования требуют надежно установленной хронологии объектов. На настоящий момент нет общепризнанной хроностратиграфической схемы лёссово-почвенных серий Средней Азии в связи с тем, что возраст отложений в основном определен на основе корреляционных методов [3], а материалы абсолютного датирования ограничены единичными датировками, полученными устаревшим термолюминесцентным методом, и палеомагнитным определением границы смены магнитных эпох Брюнес-Матуяма (780 тыс. лет) и более древних эпизодов. Наблюдается острая нехватка новых данных абсолютного датирования с современным уровнем достоверности и точности. И если таким методом для последних 300 тыс. лет становится широко зарекомендовавший себя метод оптически-стимулированной люминесценции, все чаще применяемый в регионе [4], то для более древних отложений таким методом может быть датирование по космогенным нуклидам, применимое в интервале от 0.1 до 5.0 млн лет.

Космогенные нуклиды образуются в результате бомбардировки высокоэнергетическими частицами космического излучения атомов атмосферы и горных пород. Первичное космическое излучение, частично проходя сквозь магнитное поле Земли, взаимодействует с атомами воздуха, образуя так называемые метеорные космогенные нуклиды (например, ^{14}C , ^{10}Be) и каскад вторичных космических частиц, который достигает поверхности и вступает в реакции с атомами горных пород, образуя космогенные нуклиды *in situ* [5]. Космогенные нуклиды могут быть как стабильными (^3He , ^{21}Ne), так и радиоактивными (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl), наиболее распространенными в применении являются ^{10}Be и ^{26}Al , образующиеся в измеряемых количествах в кварце. Временные ограничения метода связаны в основном с периодом жизни радиоактивных космогенных нуклидов.

Метод датирования по космогенным нуклидам имеет два приложения: датирование возраста экспозиции [5] и датирование события захоронения [6]. Метод



успешно применяется в гляциологических, палеогеографических исследованиях, и в последние десятилетия датирование события погребения приобретает популярность в археологических исследованиях стратифицированных памятников [7]. Здесь для расчета возраста захоронения используют пару радиоактивных нуклидов ^{10}Be и ^{26}Al , распадающихся с разной скоростью, из кварца. Для датирования литологических слоев наиболее пригодны гравелиты, пески, но и известны случаи использования алевритов. На данный момент неизвестны работы с применением метода для датирования лёссово-почвенных формаций. Основная трудность заключается в незначительном содержании песчаной фракции, содержащей кварц, в лёссах и особенно в более тонкозернистых горизонтах палеопочв. Альтернативным методом датирования является использование непосредственно каменных орудий, которые изготовлены из кремня, кварцита, гранитов или гнейсов, для извлечения кварца. Единственным недостатком такого подхода является требуемое разрушение артефакта.

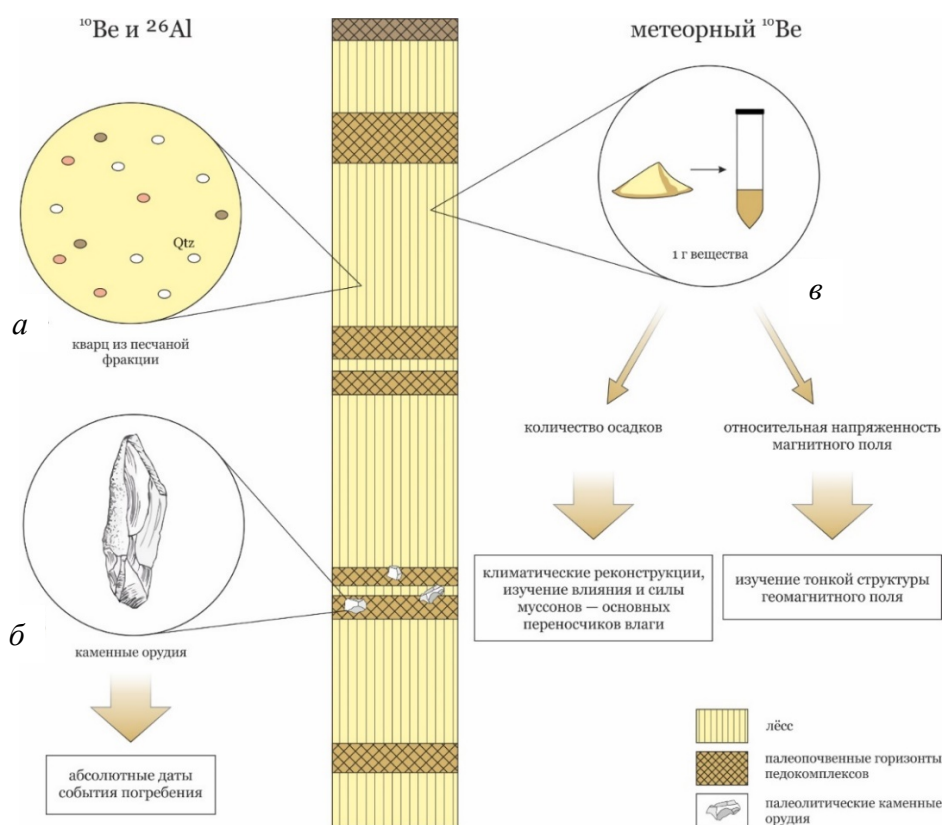


Схема применимости методов с использованием космогенных нуклидов для лёссово-почвенных отложений. *a* и *б* – датирование события погребения отложений с использованием пары ^{10}Be ^{26}Al по кварцу из (*a*) песчаной фракции отложений, (*б*) горных пород, из которых изготовлены археологические орудия, *в* – применимость данных по метеорному ^{10}Be .

Другим перспективным вариантом применения космогенных методов является измерение содержания метеорного ^{10}Be , который образуется в атмосфере и связывается с пылеватыми частицами, впоследствии попадая на поверхность с атмосферными осадками. Количество метеорного бериллия в лёссах обуславливается количеством унаследованного ^{10}Be , привносимого ветрами из других регионов, и атмосферного ^{10}Be , количество которого, в свою очередь, зависит от двух факторов:



интенсивности магнитного поля (чем она ниже, тем больше космического излучения проникает и тем больше ^{10}Be образуется) и количества атмосферных осадков, являющихся основным транспортом ^{10}Be на земную поверхность [8]. В зависимости от того, на какие компоненты делается корректировка общей записи концентрации ^{10}Be , возможно получение кривых палеоклиматических событий (количества осадков) [8, 9] или относительной палеонапряженности магнитного поля, используемого для изучения тонкой структуры геомагнитного поля, а также поиска экскурсов [10] и определения точного положения границы смены эпох полярности [11]. В настоящее время подобные работы известны лишь для лёссов Китая, поэтому проведение исследований по метеорному ^{10}Be крайне перспективно для Средней Азии и других регионов мира в целом.

Таким образом, целью нашей работы является создание абсолютной геохронологии для лёссово-почвенных разрезов Средней Азии (рисунок, 1 *a, б*) и изучение отложений как архива палеоклиматической и геомагнитной информации (рисунок, 1, *в*). Мы впервые разрабатываем методику датирования события захоронения по космогенным нуклидам ^{10}Be и ^{26}Al для лёссово-почвенных серий и, с учетом возможных трудностей, также реализуем датирование по каменным орудиям из культурных слоев разрезов Средней Азии. В докладе будут представлены первые данные изучения лёссов Средней Азии по космогенным нуклидам и обсуждение их пригодности к решению фундаментальных вопросов датирования и реконструкции условий окружающей среды и состояния геомагнитного поля в прошлом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 21-18-00552.

Литература

1. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
2. Ранов В.А., Шеффер Й. Лессовый палеолит // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. Т. 2, № 2. С. 20–32.
3. Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E. et al. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: relationship with global ice volume cycle // Quaternary Proceedings. 1995. V. 4. P. 1–6.
4. Tian S., Sun J., Zhang Z. et al. Loess deposits in the Tajik Basin, Central Asia: chronology, provenance and palaeoclimatic implications since the Last Glacial // Boreas. 2021. V. 50. P. 147–166.
5. Gosse J.C., Phillips F.M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application // Quaternary Science Reviews. 2001. V. 20, № 14. P. 1475–1560.
6. Granger D.E. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be // In situ-produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes: Geological Society of America Special Paper. 2006. 415. P. 1–16.
7. Granger D.E. Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology // Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2014. P. 81–97.
8. Zhou W., Xian F., Du Y., Kong X., Wu Z. The last 130 ka precipitation reconstruction from Chinese loess ^{10}Be // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 191–197.
9. Beck J.W., Zhou W., Li C., Wu Z., White L., Xian F., Kong X., An Z. A 550 000-year record of East Asian monsoon rainfall from ^{10}Be in loess // Science. 2018. V. 360. P. 877–881.
10. Xian F., An Z., Wu Z., Beck J.W., Yu H., Kang Z., Cheng P. A simple model for reconstructing geomagnetic field intensity with ^{10}Be production rate and its application in Loess studies // Science in China. Series D: Earth Sciences. 2008. V. 51. P. 855–861.
11. Zhou W., Beck J.W., Kong X. et al. Timing of the Brunhes-Matuyama magnetic polarity reversal in Chinese loess using ^{10}Be // Geology. 2014. V. 42, № 6. P. 467–470.



НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КИТОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Кураничева А.И., Ланкин Ю.К.

АО «Росгео» АО «Урангео» Ангарская геологическая экспедиция, Иркутск,
kuranicheva.ai@mail.ru

Современное водоснабжение населения г. Ангарска осуществляется за счет поверхностных вод р. Ангары, которые испытывают высокую антропогенную нагрузку и подвержены загрязнению. Выше города по течению реки расположены различные предприятия и городская агломерация г. Иркутска, что способствует постоянному ухудшению качества поверхностных вод. В маловодные годы уровень реки падает до такой степени, что частично оголяется оголовок водозабора. Такие случаи наблюдались в 2017–2019 гг. Этот факт может вызвать в определенные периоды прекращение добычи воды. Особенно опасно прекращение поставки воды в систему водоснабжения города в зимний период, что может вывести ее из строя с возникновением чрезвычайной ситуации, поэтому для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения г. Ангарска нужен надежный источник воды с хорошим качеством, не подверженный загрязнению. Таким источником является Китойское месторождение питьевых подземных вод.

Китойское месторождение расположено в предгорной части долины р. Китой в 16 км западнее г. Ангарска. Локализация ресурсов пресных подземных вод на данном участке недр связана с особенностями неотектонического развития рассматриваемой территории.

Истоки р. Китой начинаются в горно-складчатой зоне Саянского хребта. Затем долина выходит на южную оконечность Сибирской платформы и в пределах Иркутско-Черемховской равнины сливается с долиной р. Ангары.

Согласно С.С. Воскресенскому и М.Г. Гроссвальду, вдоль предгорья Саян выделяются две зоны современного (неотектонического) прогибания, простирающиеся параллельно подножию Восточного Саяна. Это Бельская и Ангарская зоны. Китойское месторождение питьевых подземных вод расположено в пределах Бельской неотектонической зоны. Она проходит от р. Олха через средние течения рек Иркут, Китой, Большая и Малая Белая до наибольшего расширения долин рек Ока и Зима. Для обеих зон в долинах рек с наибольшим неотектоническим опусканием характерно широкое развитие пойм, низких надпойменных речных и озерных террас с формированием на многих участках толщи констративного аллювия (переуглубленные участки долин с вложенными террасами), где происходит локализация подземных вод. Зоны опусканий разделены пологим волнообразным поднятием, где преимущественно распространен генетически перстративный аллювий небольшой мощности. Шарниры зон несколько раз погружаются и воздымаются, что связано с наличием волн погружений и опусканий, параллельных хребтам байкальского направления и пересекающих саянское направление почти под прямым углом. Эти две системы волновых движений при взаимодействии создали своеобразную решетчатую морфоструктуру Иркутско-Черемховской равнины. В местах пересечения зон опусканий саянского и байкальского направления образуются наибольшие кайнозойские депрессии, в том числе Китойская [1].



Китойское месторождение приурочено к одному из переуглубленных участков долины р. Китой, сложенному констративным аллювием мощностью до 40–60 м и представленному валунно-гравийно-галечниковым материалом с песчаным заполнителем, имеющим высокие фильтрационные показатели. Рассматриваемый участок недр расположен вблизи предгорья Саян, откуда направлен мощный подземный сток, который локализуется в волновых депрессиях Бельской зоны, за счет чего сформировано Китойское месторождение питьевых подземных вод. Воды бывают не только пресные по составу, но и далее от Присаянья – соленые, так как там происходит разгрузка соленых, солоноватых вод нижезалегающих юрских водоносных горизонтов, что согласуется с данными гидрохимии ГЭИК-200 [2].

Запасы Китойского месторождения по состоянию на 2014 г. составляют 207.667 тыс. м³/сут, еще 80 тыс. м³/сут исключены из государственного баланса, так как по ним невозможно организовать зоны санитарной охраны [3]. По результатам ревизионно-заверочных работ 1993 г. [4], средний коэффициент фильтрации по месторождению равен 122 м/сут, средний коэффициент водопроницаемости 3400 м²/сут. Такие высокие показатели выявлены на территории месторождения, за его пределами они уменьшаются. По качеству воды месторождения удовлетворяют стандартам. На некоторых его участках возможна повышенная минерализация, высокое содержание железа, марганца, может быть использована водоподготовка.

Таким образом, авторы обращают внимание на то, что подобные месторождения подземных вод образованы за счет неотектонических волновых колебаний. Проведенный анализ также позволил предположить, что есть и другие участки Бельской зоны современного прогибания, на территории которых могут находиться такие же переуглубленные дислокации с водами достаточного количества и качества, которые могут быть использованы в водоснабжении.

Литература

1. Флоренсов Н.С., Адаменко О.М., Долгушин И.Ю. и др. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. Серия «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». М.: Наука, 1971. 33 с.
2. Шестаков А.М., Скребнев Е.И., Блохин Ю.И. Гидрогеологическое доизучение масштаба 1: 200 000 с ГЭИК-200. Лист N - 48 – XXXII. Отчет эколого-гидрогеологической партии по работам в период с 1999 г. по 2003 г. Ангарск, 2003. С. 148–149.
3. Ангарская геологическая экспедиция. Обоснование разведочных работ на Китойском месторождении питьевых подземных вод для питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения населения города Ангарска и Ангарского района Иркутской области. Иркутск, 2018. 5 с.
4. Лумпов И.А. Результаты ревизионно-заверочных работ на Китойском месторождении пресных подземных вод с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 01.01.94. Иркутск: ТГФ.1994. С.38–56.



МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ РОССЫПНОГО УЗЛА АДАМСФИЛД И ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ХЕЗЛВУД РИВЕР, ТАСМАНИЯ

Кутырев А.В.¹, Каменецкий В.С.¹, Крючкова Л.Ю.²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, anton.v.kutyrev@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Большинство современных моделей образования хромититов офиолитовых гипербазитов предполагает реакцию между расплавом и породой, смешение расплавов или же оба этих процесса [1]. К числу причин, которые заставили исследователей обратиться к таким моделям, относятся: (1) невозможность объяснить фракционной кристаллизацией огромное, относительно оливина, количество хромшпинелида, (2) крайне сложная морфология хромититовых тел, не позволяющая объяснить их образование гравитационным накоплением, и (3) присутствие в хромшпинелиде силикатных включений, отличающихся высоким содержанием SiO₂, Na, K, H₂O и ряда других компонентов относительно вмещающей минерализацию ультрамафической породы (как правило, дунита или гарцбургита). Последний пункт особенно интересен, ведь рядом работ было показано, что аналогичные включения встречаются и в минералах платиновой группы (МПП) офиолитовых хромититов. В частности, в коренных хромитовых рудах Корякии были обнаружены зерна минералов системы Os-Ir-Ru, содержащие включения амфиболов [2, 3]. В этих работах были сделаны выводы о связи Os-Ir-Ru минерализации с поздне- или постмагматическими водными флюидами. Примерно в то же время вышла статья, посвященная включениям в Os-Ir-Ru минералах россыпного узла Адамсфилд, Тасмания [4]. Авторы этой работы описали включения оливина и двух ортопироксенов (низко- и высококальциевого), проинтерпретировав их как результат твердофазового захвата. В последующем они сделали вывод о прямой кристаллизации МПП из бонинитового расплава, содержавшего фенокристы оливина и ортопироксена [4].

Россыпной узел Адамсфилд – единственный в мире объект, на котором Os, Ir и Ru добывались в качестве основного, а не попутного компонента. В период между 1910 и 1950 гг. здесь было суммарно добыто 964 кг Os, Ir и Ru [4–6]. Наиболее вероятным источником для минералов является расположенный поблизости массив офиолитовых гипербазитов Хезлвуд Ривер, в хромититах которого были установлены высокие содержания Os, Ir, Ru и Pt (до 1.7, 1.8, 2.0 и 0.5 г/т соответственно), однако сами минералы платиновой группы (МПП) не были установлены [4, 7].

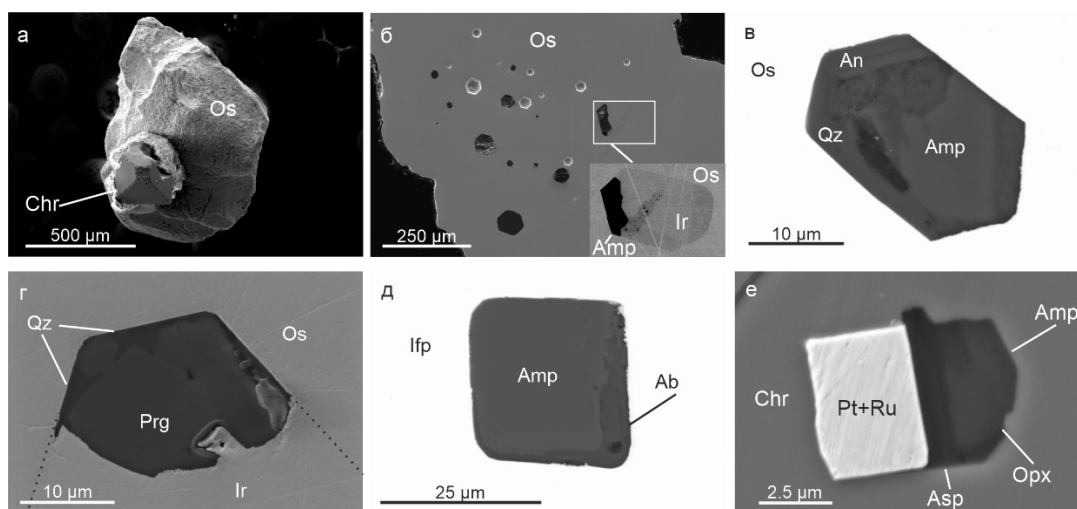
В настоящей работе ставятся следующие задачи: (а) охарактеризовать коренные проявления МПП в хромититах и сравнить их с минералами россыпей; (б) на современном уровне исследовать силикатные включения в МПП и рассмотреть их с точки зрения современных представлений об образовании аналогичных включений в хромшпинелиде офиолитовых гипербазитов [8].

Изученная коллекция представлена сотнями зерен, размер которых колеблется от десятых долей до первых миллиметров. Около 90 % из них приходится на Os-Ir-Ru минералы, остальные 10 % – на изоферроплатину. Изученные зерна слабоокатанны, у некоторых проявлена кристаллическая огранка, в редких случаях встречаются сростания с хромшпинелидом (рисунок, а). Средний состав самородного осмия –



52.9 мас. % Os, 41.2 мас. % Ir и 6.4 мас. %, вариации незначительны. Другие минералы системы Os-Ir-Ru – самородный иридий и самородный рутений – встречаются значительно реже. Самородный иридий образует включения в самородном осмии (рисунок, б, з), а самородный рутений был встречен исключительно в виде ориентированных включений в изоферроплатине. Другие минералы представлены лауритом, ирарситом, холлингвортитом, сульфидами родия и арсенидом родия и палладия.

Более половины изученных россыпных зерен содержат полиминеральные силикатные включения. Большая их часть в сечении имеет гексагональную форму, соответствующую симметрии самородного осмия, и потому, вероятно, отвечает отрицательным кристаллам (рисунок, б–е). Микротомографические исследования позволяют говорить о неравномерности распределения включений в пределах отдельных зерен. Оливин образует отдельные включения округлой формы и не встречается совместно с другими силикатами, хотя есть и зерна, в которых можно рядом увидеть полиминеральное и оливиновое включение. Наряду с минералами, установленными предшественниками, – ортопироксеном и оливином – в состав включений могут входить амфибол, по составу отвечающий паргаситу, кварц, альбит, анортит и слюды. При этом амфибол и кварц слагают подавляющее большинство включений, встречаясь значительно чаще ортопироксена или оливина. В нескольких случаях амфибол-кварцевое включение выполняет только часть гексагональной пустоты в самородном осмии, а другая ее часть выполнена самородным иридием (рисунок, б, з). Подобные взаимоотношения указывают на сингенетичность образования самородного иридия и амфибол-кварцевых включений. Кроме того, полиминеральные включения были обнаружены в изоферроплатине (рисунок, д). В этом случае они имеют в сечении прямоугольную форму, что соответствует кубической симметрии изоферроплатины. Состав их отличается от включений в осмии большей ролью натриевых минералов. Например, в пределах одного зерна было встречено два включения контрастного состава: амфибол+кварц+альбит и амфибол+нефелин (рисунок, д).



Зерна МПГ из россыпного узла Адамсфилд (а–е) и хромититов Хезлвуд Ривер Комплекс (д). Изображения в обратно-рассеянных (в, д) и вторичных (все остальные) электронах. На изображении з пунктиром обозначена граница между самородным осмием и самородным иридием.



В хромититах массива Хезлвуд Ривер Комплекс встречены включения МПГ размером в первые микрометры (рисунок, *e*). Они представлены срастаниями двух минералов – изоферроплатины и самородного рутения, по морфологии и составу близкими к аналогичным срастаниям из россыпей. Совместно с силикатами (амфибол, аспидолит, ортопироксен) они образуют включения в хромшпинелиде.

Перечисленные особенности МПГ россыпного узла Адамсфилд и Хезлвуд Ривер Комплекс позволяют сделать следующие выводы:

Обнаружение амфибола, кварца и других минералов, не описанных предшественниками, накладывает ограничение на предложенные ими интерпретации [4].

Совместное заполнение отрицательных кристаллов водосодержащими силикатами и иридием, а также сонахождение МПГ и водосодержащих силикатов во включениях из коренных хромититов Хезлвуд Ривер Комплекс свидетельствует о сингенетичности полиминеральных включений и значительной части МПГ.

Присутствие в пределах одного и того же зерна высокомагнезиального оливина и полиминеральных включений говорит либо о крайней негомогенности среды, в которой происходила минерализация, либо о многоактности этого процесса. Предложенная для хромититов офиолитов Омана модель многоактного образования хромититов, подразумевающая, в том числе, и субсолидусную (~600 °C) кристаллизацию хромшпинелида и включений в нем [8], может подсказать правильное направление для интерпретации описанных в настоящей работе минералогических парадоксов.

Материалы, положенные в основу этой работы, попали в наше распоряжение благодаря содействию профессора Д. Грина, которому мы искренне благодарны. Большую помощь в подготовке и анализе образцов оказали М. Каменецкая и К. Гёманн. Работа выполнена при поддержке РФФ, проект №21-17-00122. Микротомографические исследования проведены в Ресурсном центре «Рентгендифракционные методы исследования СПбГУ»

Литература

1. González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // *Lithos*. 2014. Т. 189. С. 140–158.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиноидных минералах и хромшпинелидах ультрамафитов // *Доклады Академии наук СССР*. 1989. Т. 307, № 5. С. 1207–1211.
3. Мочалов А.Г. Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Дис....геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 296 с.
4. Peck D.C., Keays R.R., Ford R.J. Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: Evidence from Western Tasmania // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1992. Т. 39, № 3. С. 373–387.
5. Twelvetrees W.H. The Bald Hill osmiridium field. *Geological Survey of Tasmania Bulletin*. 1914. V. 17. 14 p.
6. Reid A.M. Osiridium in Tasmania. *Geological Survey of Tasmania Bulletin*. 1921. V. 32. 123 p.
7. Peck C., Keays R.R. Insights into the behavior of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas: Evidence from the Heazlewood River Complex, Tasmania // *The Canadian Mineralogist* 1990. Т. 85. С. 765–793.
8. Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S. et al. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // *Journal of Petrology*. 2012. Т. 53, № 12. С. 2411–2440.



ИЗМЕНЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ КАК ОТРАЖЕНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СТРУКТУРЫ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ЕЕ КОМПЛЕКСОВ

Лебедев И.Е.¹, Моисеев А.В.², Бобровникова Е.М.¹

¹Институт физики Земли РАН, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

Южно-Ануйская структура (ЮАС) является коллизионным швом, который возник в результате коллизии Чукотского (Чукотско-Аляскинского) микроконтинента и Евразийской платформы вследствие закрытия Южно-Ануйского палеоокеана в поздней юре – раннем мелу [1, 2]. Складчато-надвиговая система имеет преимущественно северную вергентность и запад-северо-западное простирание. Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) формировался после полного становления ЮАС, перекрывает ее с угловым несогласием и в последующей геологической истории практически не был деформирован. Данное исследование направлено на сравнение магнитно-текстурных свойств объектов, расположенных в разных частях ЮАС, а также с результатами, полученными по вулканитам ОЧВП.

В рамках данного исследования были опробованы следующие комплексы в пределах ЮАС: Коранвеевский верхнеюрский вулканический комплекс (коранвеевская свита, 14 сайтов), верхнетриасовые турбидиты (пауктуваамская свита, четыре сайта) и ниже- и среднетриасовые турбидиты (коральвеевская свита, шесть сайтов). Данные объекты расположены на разном расстоянии от сутурной зоны: Коранвеевские вулканиты находятся в непосредственной близости от сутуры, верхнетриасовые турбидиты – на некотором удалении, а нижнетриасовые – на значительном удалении от ЮА сутуры. Следующий исследуемый объект расположен на значительном отдалении от предыдущих и представлен основными вулканитами грунтовской (гремучинской) свиты, которые обнажаются в тектоническом(?) окне практически посередине Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП [3]; возраст вулканитов, согласно геологической карте, оценивается как поздняя юра – ранний мел [4]. Геодинамическое положение данного объекта недостаточно изучено. Образцы из вулканических пород ОЧВП расположены на границе Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов. Эти объекты расположены в породах, непосредственно перекрывающих ЮАС [3]. Возраст вулканитов, по нашим и опубликованным данным, составляет около 90 млн лет (турон – коньяк) [5].

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) отражает магнитную текстуру исследуемого образца. В большинстве случаев она соответствует петрографической текстуре, что позволяет делать выводы об условиях формирования породы, а также вторичных процессах, которые на нее воздействовали. В вулканических породах возможно установление направления течения лавы, а в некоторых случаях и элементов залегания контактов вулканических тел. В осадочных породах AMS достаточно ярко отражает слоистость, менее отчетливо – направление палеотечения. Что касается вторичных процессов, то по AMS хорошо устанавливается ориентировка главных осей напряженного состояния, а также можно оценить степень деформации. Так, на начальных стадиях деформации формируется вытянутая магнитная текстура,



перпендикулярная оси сжатия, затем начинает формироваться уплощение, параллельное оси сжатия [6].

Магнитная восприимчивость в кораньвеемских базальтах варьируется от 1 до 50 ед. СИ, однако в большинстве образцов имеет значение в пределах 10 ед. СИ. Степень анизотропии колеблется от 2 до 7 %, что в целом немного выше характерных значений для вулканических пород. Форма магнитной текстуры изменчива в разных обнажениях – от нормальной до резко вытянутой. Однако ориентировка главных осей эллипсоида AMS отличается от ожидаемой (параллельной или перпендикулярной относительно залегания вулканитов): преимущественное направление максимальной оси субширотное с малыми углами падения. Это направление схоже с простиранием структуры, и его можно связать с напряженным состоянием пород во время коллизии. Среднее направление главной максимальной оси – субширотное, согласно чему сжатие в данной области происходило практически субмеридионально.

В верхнетриасовых турбидитах наблюдается самая низкая степень анизотропии из всех исследуемых объектов в пределах ЮАС. Среднее направление главной минимальной оси практически перпендикулярно залеганию слоистости, а остальные оси ориентированы в плоскости залегания. Такое распределение наиболее характерно для первичной текстуры в терригенных осадочных породах. Максимальная ось, находясь в плоскости слоистости, тем не менее имеет преимущественно субмеридиональное направление, что совершенно не соответствует направлению ожидаемого напряжения и, скорее всего, свидетельствует о ее первичной природе. Это направление можно объяснить субмеридиональным (в современных координатах) палеотечением, существовавшим в то время.

В нижнетриасовых турбидитах коральвеемской свиты наблюдаются чуть большие значения степени анизотропии, чем в верхнетриасовых. Форма текстуры варьируется от нормальной до вытянуто-нормальной. Наиболее выраженное направление имеет максимальная ось, и она практически соответствует замеру линейности карандашных структур, хорошо проявленных в преимущественно аргиллитовых слоях. Это позволяет рассчитать направление сжатия как северо-северо-восточное. Минимальная ось в половине отобранных сайтов имеет направление, перпендикулярное залеганию слоистости, что может свидетельствовать о незначительной степени деформаций.

Юрско-меловые базальты грунтовой свиты имеют значительно меньшие степени анизотропии относительно вышеописанных объектов. Направления главных осей значительно варьируются от сайта к сайту. Форма магнитной текстуры преимущественно нормальная-вытянутая. Этот набор параметров AMS может свидетельствовать о ее первичной природе в данных вулканических комплексах, а также об их формировании после закрытия Южно-Анжуйского океана.

Коллекции, отобранные из вулканических комплексов ОЧВП, самые обширные. Здесь наблюдаются наибольшие значения объемной магнитной восприимчивости, степень анизотропии варьируется в пределах первых процентов, форма текстуры преимущественно плоская и нормальная, а направления главных осей эллипсоида AMS в большинстве случаев коррелируют с субгоризонтальным залеганием вулканических пород. Эти признаки указывают на отсутствие значительных вторичных процессов в пределах ОЧВП.

Одной из проверок данных результатов изучения AMS, а именно наличия и степени проявления вторичных процессов, является качество палеомагнитного



сигнала и время его приобретения породами (до или после складкообразования). Во всех триасовых турбидитах получить стабильный палеомагнитный сигнал не удалось. В кораньвеемских базальтах палеомагнитная запись имеет удовлетворительное качество, однако ее происхождение явно постскладчатое. Схожее направление имеют грунтовские вулканиты, где качество записи значительно лучше. Палеомагнитный полюс, полученный по комплексам ОЧВП, представлен в работе [7], где обсуждается хорошее качество естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и ее первичность.

По данным AMS, напряженное состояние по мере удаления от ЮАС распределялось неравномерно, что позволяет реконструировать возможное направление палеотечения при отложении изученных терригенных пород.

Вулканиты грунтовой свиты, скорее всего, формировались в постколлизивной обстановке и не были затронуты значительными деформациями.

Вулканиты ОЧВП имеют первичную магнитную текстуру, что позволяет реконструировать направления течений вулканических потоков.

ЕОН условно юрских вулканических комплексов, скорее всего, формировалась уже в нижнем мелу в постколлизивной обстановке, на что также указывают близкие значения палеоширот.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты №19-47-04110 и 18-77-10073).

Литература

1. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Анхойской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
2. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey Professional paper 1626, 2001. 122 p.
3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
4. Исаева Е.П., Звезда Т.В., Ушакова Д.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 341 с.
5. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T. et al. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // Journal of volcanology and geothermal research. 2012. V. 221–222. P. 14–32.
6. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman and Hall, 1993. 217 p.
7. Лебедев И.Е., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М. и др. Новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли. 2021. Т. 2021, № 2. С. 103–118.



ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАДОНОВОГО ПРЕДВЕСТНИКА

Лопатин М.Н.

Иркутский государственный университет, Иркутск, lopatin@geogr.isu.ru
Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Радон-222, наиболее долгоживущий радионуклид элемента радона, является универсальным индикатором ряда естественных процессов, включая геодинамические. Он входит в группу геохимических предвестников и его состояние в геологической среде фиксируют в подземных водах, в почвенном воздухе и на поверхности в виде эманаций.

Нередко изучение радона-222 (далее радон) как предвестника сейсмических событий замыкают лишь на подземных водах, так как они считаются средой, легко подверженной влиянию при перераспределении напряжений, связанных с подготовкой очага землетрясения, кроме того, для их исследования важную роль играют факторы доступности и открытости [1]. Однако некоторые авторы считают данную форму предвестника малоинформативной в силу изменчивости направления потоков подземных вод и деформационных параметров, предпочитая радон в почвенном воздухе [2]. В то же время исследования показывают, что почвенный радон сильно подвержен влиянию климатических факторов. Годовой мониторинг радона в почвах и подстилающих их горных породах на нескольких площадках в пределах Байкальской рифтовой зоны продемонстрировал высокую вариабельность и неустойчивость параметра в соотношении с климатическими условиями, особенностями рельефа и трещиноватости [3].

Лабораторные и полевые исследования указывают на то, что деформации, которые возникают в ходе подготовки землетрясения, влияют на вариабельность радона. Подобные изменения могут быть вызваны разгрузкой из газового кармана, усилением потока восходящего флюида, который может проникать через ослабленные зоны в вышерасположенные горизонты и, собственно, вследствие трещинообразования, при котором усиливается контакт высвобожденного радона с водной фракцией. При этом остается спорным момент, связанный с воздействием упругих деформаций на радоновую составляющую за пределами готовящегося очага землетрясения, ряд аномалий нередко связывали с удаленными событиями [4].

Имевшиеся в распоряжении артезианские скважины в зоне влияния Ангарского разлома для изучения радонового предвестника изначально были выбраны в силу наличия и доступности. Конструктивные особенности данных скважин, такие как обсадка стальными трубами (для К-ГИС на всю глубину, для Зеленого Мыса – до напорных высокоминерализованных горизонтов) и наличие надскважинных сооружений, позволили избежать влияния атмосферных осадков, верховодки, а также возможного смешивания напорных вод с водами вышележащих горизонтов, которые способны повлиять на гидравлический напор и химический состав.

Географические особенности расположения скважин также играют определенную роль в отсеивании климатического фактора, период максимального количества осадков (июль – август) совпадает с периодом максимальных температур. Последний, в силу постоянного воздействия, превалирует в возможных минимумах содержания радона. В случае прямого сопоставления характеристик температуры и



давления атмосферного воздуха какой-либо значимой зависимости с объемной активностью радона не наблюдается (коэффициент детерминации линейной регрессии для скважин не превышает сотых долей).

Анализ временных рядов в решении быстрого преобразования Фурье выявляет выраженные годовые и длинный сезонный (зимне-весенний) циклы, которые необходимо учитывать в силу континуальных (продолжительных) климатических факторов. Короткий (летне-осенний) цикл также характерен для скважины Зеленый Мыс, но для К-ГИС он не выделяется, так как содержания радона в летне-осенний период для этой скважины находятся ниже порога чувствительности прибора (многофункциональный комплекс «Камера-01»), который использовался для указанных измерений. Для скважины Зеленый Мыс отмечаются выраженные гармоника в 7, 3.5 и 2.3 дня, которые, скорее всего, связаны с недостатками методики пробоотбора [5], которая позволяет для проб с ожидаемой активностью более 2 Бк производить замер в течение 72 ч. Таким образом, «свежие», в день доставки, пробы демонстрируют более высокие показатели объемной активности, чем отобранные ранее.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00357).

Литература

1. Барсуков В.Л., Серебренников В.С. Геохимические предвестники землетрясений: научное сообщение // Вестник АН СССР. 1984. № 5. С. 65–71.
2. Уткин В.И., Мамыров Э., Кан М.В. и др. Мониторинг радона при изучении процесса при изучении подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2006. № 9. С. 61–70.
3. Микляев П.С., Цапалов А.А., Маренный А.М., Лопатин М.Н. и др. Комплексные мониторинговые исследования формирования радоновых полей грунтовых массивов. Ч. 7. Результаты мониторинга радонового поля в зоне активного тектонического разлома в Байкальской рифтовой зоне // АНРИ. 2016. № 3(86). С. 19–34.
4. Барсуков В.Л., Беляев А.А., Бакалдин Ю.А. и др. Геохимические методы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1992. 213 с.
5. Методика измерения содержания радия и радона в природных водах. М.: НТЦ «Нитон», 2003. 6 с.



ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР БАЗИСА ЦИРКУЛЯЦИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Лямина Л.А.^{1,2}, Айдаркожина А.С.¹, Челноков Г.А.¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, lyamina-96@list.ru

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

Исследование процессов формирования азотных термальных вод является достаточно актуальным направлением как с точки зрения развития теоретических представлений о механизмах формирования, источниках компонентного состава и элементах водного баланса, так и с позиций все больше возрастающего интереса к альтернативным источникам энергии, добыче полезных ископаемых, а также бальнеологии, ведь все рассматриваемые в рамках данной работы термоявления активно используются в качестве курортов.

Целью работы является реконструкция глубинных температур прогрева «акротерм», циркулирующих в гранитных массивах районов современной тектонической активности.

Оценка глубинных температур циркуляции флюида производилась на основе фактического химического состава изучаемых терм, полученных методами ICP-MS и ICP-AES. Расчет проводился методом ионных геотермометров: Na-K [1]. (1) и SiO₂ при кондуктивном (2) и адиабатическом (3) охлаждении [2].

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1217/(1.438 - \log(\text{Na/K}))] - 273.15, \quad (1)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1309/(5.19 - \log(\text{SiO}_2))] - 273.15, \quad (2)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1522/(5.75 - \log(\text{SiO}_2))] - 273.15. \quad (3)$$

Используемый в работе Na-K геотермометр, основанный на реакциях ионного обмена Na⁺ и K⁺, дает меньшую ошибку в расчете глубинных температур, так как используется соотношение катионов (а не их фактические концентрации), и, соответственно, разбавление подземных вод поверхностными (атмосферными осадками) практически не влияет на полученные значения. SiO₂ геотермометр, в свою очередь, использует количественные данные только одного элемента, и поэтому может быть сильно подвержен процессам разбавления.

Объектами исследований являются термоминеральные воды Альпийско-Гималайского (Ходжа-Оби-Гарм, Джилису, Аксу-Теплоключенка, Алтын-Арасан) и Тихоокеанского (Кульдур и Чистоводное) подвижных поясов Земли, локализующихся вне пределов развития областей современного вулканизма.

Для исследуемых термоявлений характерен достаточно широкий диапазон температур. Так, для терм Киргизии характерны следующие значения температуры на выходе: Аксу-Теплоключенка +60 °С, Алтын-Арасан от +34.1 °С (средний) до +40 °С (верхний), Джилису +40.6 °С; для терм Кульдур в центральной зоне температура составляет +72 °С; термальные воды Ходжа-Оби-Гарм на выходе (куст №1) +94 °С; термоминеральные воды Чистоводненского месторождения +31.8 °С.

Такой широкий диапазон температур можно объяснить относительно легко. Во-первых, температура терм зависит от глубины циркуляции и времени нахождения в породах, ведь чем глубже и дольше находится флюид в массиве горных пород, тем с большей температурой выходит на поверхность. Во-вторых, температура терм может резко снижаться при смешении с более холодными грунтовыми или поверхностными



водами, что возможно в результате гидравлической связи экзогенной и тектонической трещиноватости в массивах гранитов.

Кристаллические породы исследуемых областей относятся к палеозойским (Кульдур – $\gamma\delta_2C_{2-3t}$, Ходжа-Оби-Гарм – $\gamma_{1п}C_3$, источники Киргизии – $\gamma\delta O_{2-3}$) и мезозойским массивам (Чистоводное – γK_2), претерпевшим длительную историю геологического развития в континентальных условиях. Гранитные массивы под влиянием тектонических движений земной коры подвергались дроблению. В целом же сохранилось первоначальное залегание пород в виде массивов-батолитов.

Геологические условия выходов горячих источников описываемой области весьма однообразны. Выходы термальных вод приурочены к современным тектоническим разломам в гранитных массивах.

Строение зоны разлома представляется следующим образом: существует основной мощный канал, не обязательно строго вертикальный или наклонный (может иметь перегибы или переломы), который служит основным коллектором вод жильного типа. Вокруг основного канала образуется сеть более мелких трещин растяжения. Таким образом, тектонические трещины разлома представляют зону комбинированных трещин, которые гидравлически связаны между собой.

На зону трещин разломной зоны накладывается зона экзогенной трещиноватости. Обе зоны также гидравлически связаны друг с другом.

Области питания терм располагаются в окраинных приподнятых частях впадин и на горных вершинах с отметками от 800 до 5200 м. Так, области питания термальных вод месторождения Кульдур находятся в пределах сопки Пионерская (800 м) и высотной отметки в 1080 м; термальных вод Ходжа-Оби-Гарм – центральная часть южного склона Гиссарского хребта (3700–4000 м); месторождения Чистоводное – юго-восточный склон хребта Партизанский (г. Высокая – 1337 м; г. Водораздел – 1413 м); термы Киргизии (Джилису, Аксу-Теплоключенка, Алтын-Арасан) – хребет Терскей Алатау (5216 м).

Схематически механизм формирования солевого состава азотных терм можно представить как выщелачивание, происходящее в трещинах разломной зоны гранитных массивов под действием циркуляции флюида.

Как в геолого-гидрогеологических условиях формирования «акротерм» гранитных массивов из разных регионов, так и в формировании химического состава отмечается некоторое однообразие. Все термопроявления слабоминерализованы ($M < 0.5$ г/л), щелочные (pH от 8.00 до 9.89), гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава, со значительным содержанием кремния (SiO_2 от 40 до 123 мг/л), с высокими концентрациями фтора (F^- от 10 до 21 мг/л), микроэлементов (Mn, W, Mo, Al, B) и РЗЭ.

По результатам расчетов с использованием Na-K геотермометра установлено, что температура формирования термальных вод колеблется от 98.2 °C (Чистоводное) до 202.4 °C (Ходжа-Оби-Гарм) (таблица).

Результаты расчетов глубинных температур по SiO_2 -геотермометру с учетом адиабатического и кондуктивного охлаждения дают весьма схожие значения и варьируются от 83.8 °C (Чистоводное) до 149.5 °C (Ходжа-Оби-Гарм) (таблица).

Однако сравнение расчетов глубинных температур, выполненных на основе разных типов геотермометров, показывает (таблица), что только для двух образцов (месторождение Кульдур и Аксу теплоключенка) наблюдаются похожие значения. В остальных случаях фиксируются завышенные результаты по Na/K геотермометру – на



20 °С для ист. Чистоводное, 30–40 °С для терм Киргизии и на 69 °С для Ходжа-Оби-Гарм – по сравнению с SiO₂ геотермометрами.

Месторождение / источники	Sample	SiO ₂ конд. [1]	SiO ₂ адиаб. [1]	Na/K [1]	T _{вых} (°С)
Кульдур	3-87-18	130.8	127.3	128.1	64.7
Ходжа-Оби-Гарм	T-well1-18	149.5	143.0	191.2	94
	T-spring-18	138.1	133.5	202.3	56.5
Чистоводное	ChN-19	80.5	84.0	100.8	25
	Ch-19	80.2	83.8	98.2	25
Аксу теплоключенка	32-19	100.2	101.1	104.0	60
Алтын-Арашан В	33-1-19	108.4	108.2	156.2	40
Алтын-Арашан С	33-2-19	110.9	110.3	144.3	34.1
Джилы Су	39-19	111.9	111.2	143.0	40.6

Предполагается, что для месторождения Чистоводное значения, полученные по Na/K геотермометру, завышены вследствие достаточно низких исходных концентраций катионов Na и K, что может приводить к ошибкам в расчетах.

Подземные воды месторождения Ходжа-Оби-Гарм и термопроявлений Алтын-Арашан и Джилы Су расположены на территориях с повышенным значением теплового потока (находящимся в диапазоне 60–80 мВт/м²), что влияет на базисные температуры терм. Вследствие этого можно предположить, что данные термы проходят этап вскипания глубоко под землей при движении по зонам разгрузки, поэтому результаты по кремневым геотермометрам можно считать заниженными по сравнению с Na/K геотермометрами. Также следует отметить, что применение Na/K геотермометров позволяет нивелировать влияние смешения терм с холодными поверхностными или атмосферными водами при подъеме в зоне разгрузки и, соответственно, более реально отражает температуры их прогрева.

Проведенные расчеты показывают, что диапазон прогрева «акротерм» гранитных массивов весьма значителен и составляет 100–200 °С. Такой значительный разброс температур обусловлен, видимо, различным временем нахождения воды в системе «вода – порода» и глубиной циркуляции, величиной геотермического градиента, а также процессами смешения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №20-05-00727).

Литература

1. Fournier R.O. A revised equation for the Na-K geothermometer // Transactions of the Geothermal Resource Council. 1979. V. 3. P. 221–224.
2. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 41–50.



ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АПАТИТА МЕТОДОМ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА С ПОЛНЫМ ВНЕШНИМ ОТРАЖЕНИЕМ

Мальцев А.С., Иванов А.В., Пашкова Г.В., Марфин А.Е.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *artemaltsev1@gmail.com*

Группа минералов апатита включает в себя широкий спектр микроэлементов, таких как Sr, Y, U, Th, а также редкоземельные элементы, что позволяет получить информацию об их генезисе и может быть использовано для решения геологических задач. Предложены новые методики многоэлементного анализа зерен апатита с использованием рентгенофлуоресцентной спектроскопии с полным внешним отражением (TXRF) [1, 2]. Использование процедуры кислотного разложения было выбрано в качестве оптимальной пробоподготовки с возможностью анализа очень малого количества образца. Валидация методик проходила с использованием образцов апатита Durango и Otter Lake. Были проанализированы образцы апатита Танзибейского интрузивного комплекса и месторождения Слюдянки. На основании полученных результатов предложенный метод TXRF может быть использован как быстрый и простой аналитический инструмент для геологических и геохимических приложений.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 075-15-2019-1883).

Литература

1. Maltsev A.S., Ivanov A.V., Chubarov V.M. et al. Development and validation of a method for multielement analysis of apatite by total-reflection X-ray fluorescence spectrometry // Talanta. 2020. 214. 120870.
2. Maltsev A.S., Ivanov A.V., Pashkova G.V. et al. New prospects to the multi-elemental analysis of single microcrystal of apatite by total-reflection X-ray fluorescence spectrometry // Analytica Chimica Acta (in press).



ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЛЕЙКОГРАНИТОВ БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Мамыкина М.Е.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, emamikina@mail.ru

Белокурихинский массив – интрузивный комплекс гранитоидов, с которыми связано редкометалльное оруденение (бериллий, вольфрам, литий, тантал и др.). Данный массив и ряд штоков (Осокинский, Курановский, Черновский, Точильный, Сосновский) входят в состав Белокурихинского плутона, который развит в междуречье Ануй – Песчаная и имеет площадь около 500 км². В составе Белокурихинского массива выделяют три фазы внедрения: 1) меланограниты и гранодиориты; 2) биотитовые граниты; 3) биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты. Жильные образования представлены рудоносными пегматитами [1, 2].

Для изучения были отобраны образцы лейкогранита из Осокинского (20205, 202015, 202015-2, ТНЗ-1) и Черновского (202012-2) штока. Лейкограниты светло-серого цвета. Структура гранитовая, текстура массивная. Состав лейкогранитов: плагиоклаз (40 %), калиевый полевой шпат (20 %), мусковит (до 5 %), кварц (35 %). Среди вторичных минералов определены серицит, а также процесс пелитизации калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: топаз (единичные зерна), гранат (спессартин) (единичные зерна), апатит (единичные зерна).

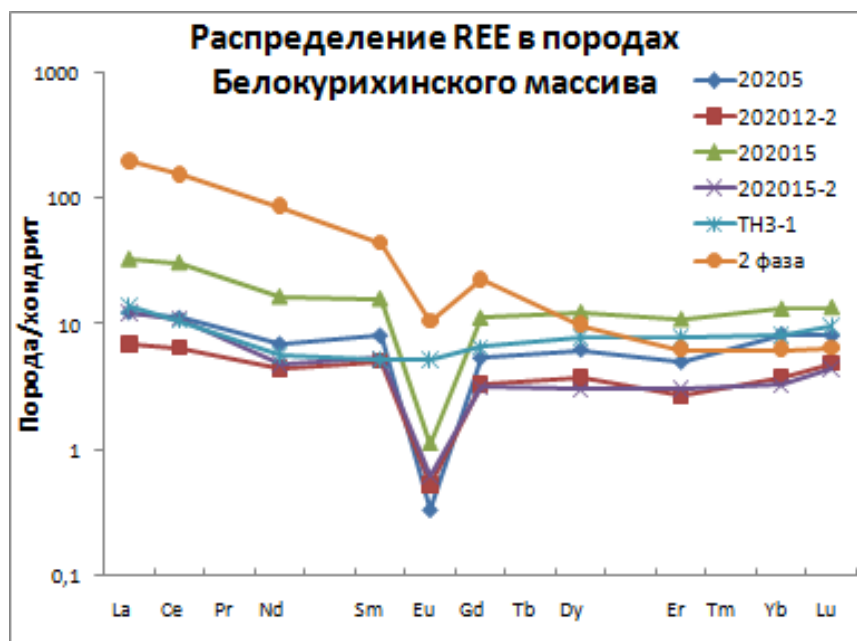
В ходе исследования получены данные о содержании редких и редкоземельных элементов в породах. Так, для всех изучаемых проб лейкогранитов были получены значения содержания редких элементов примерно на порядок меньше, чем в гранитах второй фазы [3]. Содержание LIL-элементов (Rb, Cs, Ba, Sr) изменяется при переходе от второй к третьей фазе в пределах одного порядка (Cs 7-14 ppm; Rb 200-323 ppm; Ba и Sr 4-86 ppm). Что касается HFS-элементов, то наблюдается значительное уменьшение содержания элементов на несколько порядков в сравнении с гранитами второй фазы [3]. Содержание в лейкогранитах Th составляет 1.7–6.7 ppm, Zr – 8–22 ppm, Hf – 0.7–1.7 ppm, Y – 5–14 ppm. Также при изучении HFSE в породах отмечено следующее, для лейкогранита из Черновского штока характерно высокое содержание Nb и Ta (46 и 20 ppm), в сравнении с другими лейкогранитами (19 и 6 ppm). Такое повышенное содержание этих элементов согласуется с небольшим месторождением Nb и Ta в данном штоке [1]. Спектр распределения REE представлен на рисунке.

На рисунке наблюдается четкое разделение гранитов 2-й фазы и лейкогранитов. Заметно, что содержание LREE между ними отличается на порядок, а HREE не отличается. Наличие такого распределения REE свидетельствует о фракционировании гранитного расплава в ходе его эволюции для данного массива. Также следует отметить, что суммы LREE и HREE практически равны и изменяются в пределах от 30 до 33 ppm соответственно. Четко выражена отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^*=0.05–0.12$). Появление отрицательной Eu-аномалии говорит о предварительной кристаллизации плагиоклаза из расплава.

Таким образом, в изученных лейкогранитах установлено обеднение LREE в результате фракционирования гранитного расплава; наличие значительной отрицательной Eu-аномалии, свидетельствующей о предварительной кристаллизации



плагиоклаза из расплава; характерно повышенное содержание Таи Nb в лейкограните из Черновского штока; отмечено неизменное содержание LILE для лейкогранитов и гранитов 2-й фазы.



Распределение REE, нормированное на состав хондрита CI, в граните (2-я фаза) и лейкогранитах (20205, 202012-2, 202015, 202015-2, ТНЗ-1).

Литература

1. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПГУ им. В. М. Шукшина, 2008. 193 с.
2. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.
3. Мамыкина М.Е. Особенности состава редкометалльных гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020 г.). СПб.: ИГГД РАН, 2020. С. 176–178.



СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГНСС-ИЗМЕРЕНИЙ

Маневич А.И.^{1,2}, Лосев И.В.^{1,2}, Шевчук Р.В.^{1,2}

¹ Геофизический центр РАН, Москва, ai.manevich@yandex.ru.ru

² Горный институт НИТУ «МИСиС», Москва, Россия

Южная часть Енисейского кряжа находится в зоне сочленения крупных региональных тектонических структур: древней Сибирской платформы, эпигерцинской Западно-Сибирской плиты и Западно-Саянской орогенной складчатой области [1]. В пределах Нижнеканского гранитогнейсового массива, непосредственно граничащего с Атамановским отрогом Енисейского кряжа, в 2019 г. начато строительство подземной исследовательской лаборатории (ПИЛ) для обоснования безопасности захоронения высокоактивных радиоактивных отходов (РАО) [2].

В 2010 г. сотрудниками Горно-химического комбината (г. Железногорск) и Геофизического центра РАН в пределах Нижнеканского массива была создана спутниковая геодезическая сеть, состоящая из 30 пунктов ГНСС-наблюдений за современными движениями земной коры (СДЗК) [3]. На этих пунктах было проведено семь циклов измерений. Выполнен анализ временных рядов изменения координат ГНСС-пунктов за период с 2010 по 2019 г. Основой для обработки данных ГНСС-измерений и их интерпретации стали векторы базовых линий и их корреляционные матрицы, полученные в результате статической обработки и диагностического уравнивания циклов измерений с 2010 по 2019 г. Были получены временные ряды смещений для 23 геодезических пунктов.

Карта скоростей СДЗК была проанализирована в совокупности с данными высокоточного нивелирования первого класса [4] и геологических исследований [5]. На рисунке показано поле среднегодовых скоростей горизонтальных СДЗК и результат их кинематической интерпретации. Район делится на 13 крупных структурных блоков, границами которых в большинстве случаев служат выделенные ранее геологическими методами крупные тектонические разломы [5, 6].

Скорости горизонтальных СДЗК свидетельствуют о современной тектонической активности Муратовского, Атамановского, Канско-Атамановского, Правобережного и Шумихинского разломов. На территории Западно-Сибирской плиты распределение скоростей движений достаточно однородно. Выделено три блока, с максимальными скоростями ~ 2–3 мм/год.

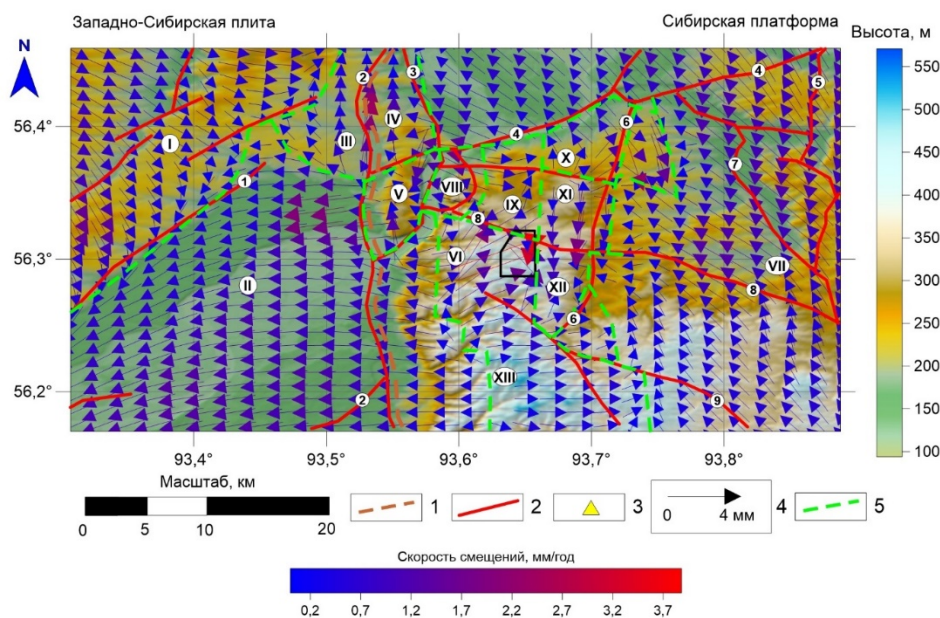
Движения в центральной и северной части зоны контакта Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы (структурные блоки IV и V) меняют направления с субширотного на субмеридиональное, что свидетельствует о сдвиговом характере движений по Муратовскому и Атамановскому разломам. Этот участок является наиболее подвижным в районе. Структурные блоки VI, VIII, IX, X, XI, ограниченные Канско-Атамановским (с севера) и Муратовским (с запада) разломами, имеют максимальные градиенты движений со скоростями до 3.5 мм/год.

В крыльях Правобережного разлома блоковые сдвиговые движения создают «уступовидную» структуру. При этом по контакту блоков VII и IX получены максимальные градиенты горизонтальных СДЗК. Смена направления горизонтальных



движений с субширотного на субмеридиональное совпадает с Шумихинским разломом, который непосредственно пересекает участок строительства ПИЛ. Этот структурный блок находится на расстоянии 2–3 км от зоны контакта Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты и, безусловно, испытывает его влияние.

Полученная модель хорошо согласуется с результатами структурно-геологических и геодинамических исследований в данном районе [1, 4–6]. Скорость сближения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в зоне взаимодействия южной части Енисейского кряжа можно оценить величиной 2–4 мм/год. При этом скорость движений Западно-Сибирской плиты ниже на 1–2 мм/год, чем Сибирской платформы. В целом, для района можно заключить, что движения обусловлены субширотным сжатием по азимуту ~100–110°. Внутри выделенных тектонических блоков получены относительно невысокие скорости современных горизонтальных движений земной коры, что подтверждает стабильный геодинамический режим структурного блока, вмещающего ПИЛ. Тем самым результаты работы демонстрируют возможность захоронения высокоактивных РАО в выбранном структурном блоке.



Поле средних скоростей современных горизонтальных движений земной коры в южной части Енисейского кряжа. 1 – граница контакта Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2 – крупные тектонические разломы; 3 – ГНСС-пункты; 4 – векторы скоростей СДЗК, мм/год; 5 – активные геодинамические зоны, соответствующие границам структурных блоков с различными кинематическими характеристиками. Латинскими цифрами обозначены тектонические блоки, выделенные по данным ГНСС-наблюдений. Арабскими цифрами обозначены основные тектонические разломы: 1 – Первый Красноярский разлом, 2 – Муратовский разлом, 3 – Атамановский разлом, 4 – Канско-Атамановский разлом, 5 – Малотельский разлом, 6 – Правобережный разлом, 7 – Большетельский разлом, 8 – Шумихинский разлом, 9 – Байкальский разлом. Место строительства ПИЛ показано прямоугольником.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №18-17-00241).



Литература

1. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.
2. *Лаверов Н.П., Величкин В.И., Кочкин Б.Т. и др.* Концепция оценки безопасности хранилищ отработавших ядерных материалов, размещаемых в кристаллических породах // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2010. № 3. С. 195–206.
3. *Татаринов В.Н., Морозов В.Н., Кафтан В.И., Маневич А.И.* Современная геодинамика южной части Енисейского кряжа по результатам спутниковых наблюдений // Геофизические исследования. 2018. Т. 19, № 4. С. 64–79.
4. *Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г.* Современные вертикальные движения земной коры Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 455–466.
5. *Белов С.В., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. и др.* Изучение строения и геодинамической эволюции Нижнеканского массива в связи с захоронением высокоактивных радиоактивных отходов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2007. № 3. С. 248–266.
6. *Лобацкая Р.М.* Неотектоническая разломно-блоковая структура зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 2. С. 141–150.



ВЫСОКОТОЧНОЕ ИЗМЕРЕНИЕ СЕЛЕНА В ПОРОДАХ И РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-1: ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОТНОШЕНИЯ $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$

*Марфин А.Е.^{1,2}, Кёнинг С.³, Иванов А.В.¹, Пашкова Г.В.^{1,5}, Радомская Т.А.⁴,
Жиличева А.Н.^{1,5}*

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, marfin1309@gmail.com

² Институт экспериментальной минералогии, Черноголовка, Москва

³ Университет Тюбингена, Тюбинген, Германия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

⁵ Иркутский государственный университет, Иркутск

Изучение вариации отношения $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$ в сульфидных и силикатных системах является новым инструментом для выяснения окислительно-восстановительной обстановки, источника вещества и др. в сульфидных системах (см. ссылки в обзоре [1]). Между тем широкому применению данного метода препятствуют трудозатратные процедуры пробоподготовки и сложности аналитического характера. В настоящей работе мы представляем первую часть этапа измерения отношения $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$ в породах и рудах месторождения Норильск-1 (мы надеемся, что вторая часть исследования, содержащая собственно данные об отношении $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$, будет представлена в докладе на конференции). Полный перечень исследованных образцов месторождения Норильск 1 и их краткое описание представлены в таблице.

Содержание S, Se и S/Se отношение в породах и рудах месторождения Норильск I

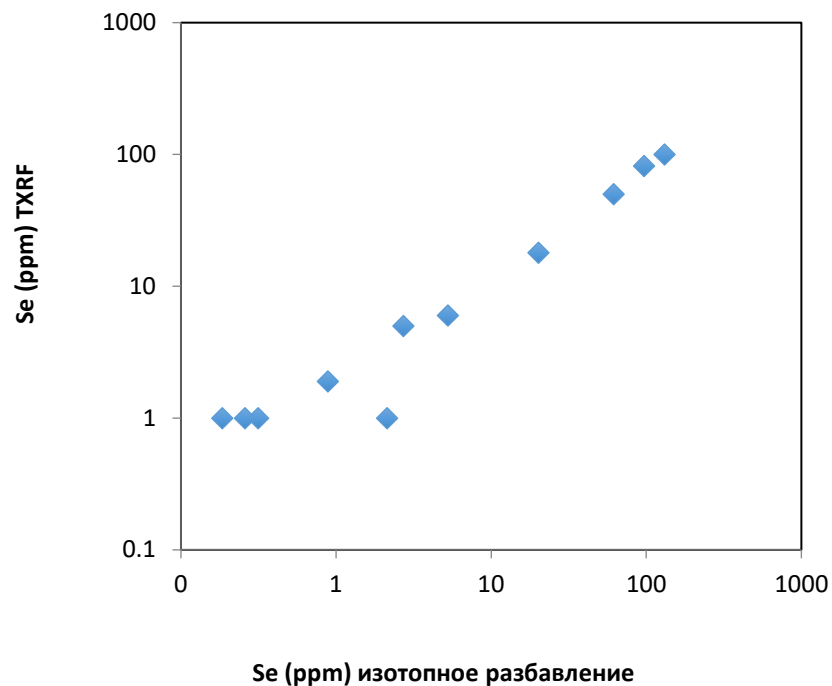
Описание образцов	Содержание сульфидных минералов, %	S, %	Se, ppm (TXRF)	Se, ppm (ID)	S/Se*
Массивная руда	97–99	31.8	82	97	3278
	97–95	34.5	50	61	5656
	97–99	27.2	100	131	2076
Базальты ивакинской свиты в контакте с интрузией Норильск-1	15–20	4.61	18	20	2305
Такситовый габбродолерит	7–10	1.25	6	5.3	2358
Пикритовый габбродолерит	7–10	0.95	5	2.7	3518
Лейкогаббро	0–3	0.96	1.3	2.1	4571
Уголь месторождения Норильск-1	0	0.88	<1	0.88	10000
Ангидрит	0	23.6	<1	0.31	761290
Углистые сланцы тунгусской серии	0.0–0.1	0.42	<1	0.26	16154

Примечание. * – для вычисления S/Se отношения использованы данные изотопного разбавления.



Месторождение Норильск-1 является старейшим из разрабатываемых PGE-Cu-Ni месторождений в регионе и до сих пор занимает важное место в ресурсной базе региона [2]. В многочисленных публикациях, касающихся месторождения Норильск-1, нашли свое отражение данные по различным изотопным отношениям – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208,207,206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ [3, 4]. Однако исследование поведения изотопов селена до настоящего момента не проводилось. Необходимым условием для корректного измерения отношения $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$ является определение общего Se в исследуемом образце. Для петрологической интерпретации важно также знать S/Se отношение (см. ссылки в обзоре [5]). Как отмечено в обзоре [5], концентрации Se в породах малоизучены из-за проблем количественного определения низких концентраций Se и матричных эффектов. К тому же разработка методик и контроль правильности определения селена затруднены из-за ограниченного набора стандартных образцов геологических материалов с надежно аттестованным содержанием селена.

В данной работе определение валового содержания S и Se производилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) и в изотопном центре университета Тюбингена (Германия) (таблица), согласно методикам, изложенным соответственно в [6–8]. На рисунке показано сопоставление данных о содержании Se, полученных с помощью двух методов – экспрессного рентгенофлуоресцентного анализа с полным внешним отражением (TXRF) без использования химического разложения пробы [7] и высокоточного метода изотопного разбавления ID [8].



Сопоставление результатов определения селена, полученных методами TXRF и изотопного разбавления (ID).

Из рисунка отчетливо видно, что данные хорошо согласуются между собой в случае общего содержания Se > 1–5 ppm. Для снижения границы количественного



определения Se методом TXRF необходимы специальные трудоемкие процедуры подготовки проб, основанные на разделении и концентрировании [9].

Таким образом, если для массивных и вкрапленных руд, ввиду большого количества сульфидных фаз, количественное определение селена возможно экспрессным TXRF методом, то для образцов с низкими содержаниями Se требуются более чувствительные методы анализа (например, ID).

Мы ожидаем, что отношения $^{82}\text{Se}/^{76}\text{Se}$ будут незначительно отличаться от нуля для вкрапленных руд, в то время как для массивных сульфидных руд они будут иметь большие колебания.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90013.

Литература

1. *Stüeken E.E.* Selenium isotopes as a biogeochemical proxy in deep time // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. Т. 82, №. 1. С. 657–682.
2. *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2000. 408 с.
3. *Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Y., Sluzhenikin S.F.* Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): Evidence from copper and sulfur isotopes // *Lithos*. 2014. V. 204. P. 172–187.
4. *Petrov O.V.* Isotope geology of the Norilsk deposits. Springer Geology. 2019. 306 p.
5. *Queffurus M., Barnes S.J.* A review of sulfur to selenium ratios in magmatic nickel–copper and platinum-group element deposits // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 69. P. 301–324.
6. *Chubarov V.M., Aisueva T.S., Finkelshtein A.L.* Determination of sulfide and total sulfur in ore by Wavelength-Dispersive X-Ray Fluorescence // *Analytical Letters*. 2016. V. 49. P. 2099–2107.
7. *Pashkova G.V., Chubarov V.M., Akhmetzhanov T.F. et al.* Total-reflection X-ray fluorescence spectrometry as a tool for the direct elemental analysis of ores: Application to iron, manganese, ferromanganese, nickel-copper sulfide ores and ferromanganese nodules // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. 2020. P. 105856.
8. *König S., Eickmann B., Zack T. et al.* Redox induced sulfur-selenium isotope decoupling recorded in pyrite // *Geochimica et cosmochimica acta*. 2019. V. 244. P. 24–39.
9. *Margui E. et al.* Analytical possibilities of total reflection X-ray spectrometry (TXRF) for trace selenium determination in soils // *Analytical chemistry*. 2010. Т. 82, №. 18. С. 7744–7751.



ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ

Медведь И.В.^{1,2}, Кулаков И.Ю.²

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

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

Проведено исследование глубинной структуры под регионом Восточной Анатолии. Существует большое количество исследований неоднородностей литосферы Турции, однако, несмотря на обилие публикаций, структура земной коры восточной части Турции до конца не изучена, поскольку многие из существующих моделей демонстрируют значительные несоответствия друг с другом. С использованием алгоритма локальной томографии LOTOS [3], который находится в свободном доступе в сети Интернет, были получены 3D модели неоднородностей P- и S- скоростей в коре под Восточной Анатолией до глубины ~60 км. На рис. 1 показана используемая широкая сеть данных, которая включает в себя 6355 землетрясений, зарегистрированных 187 станциями.

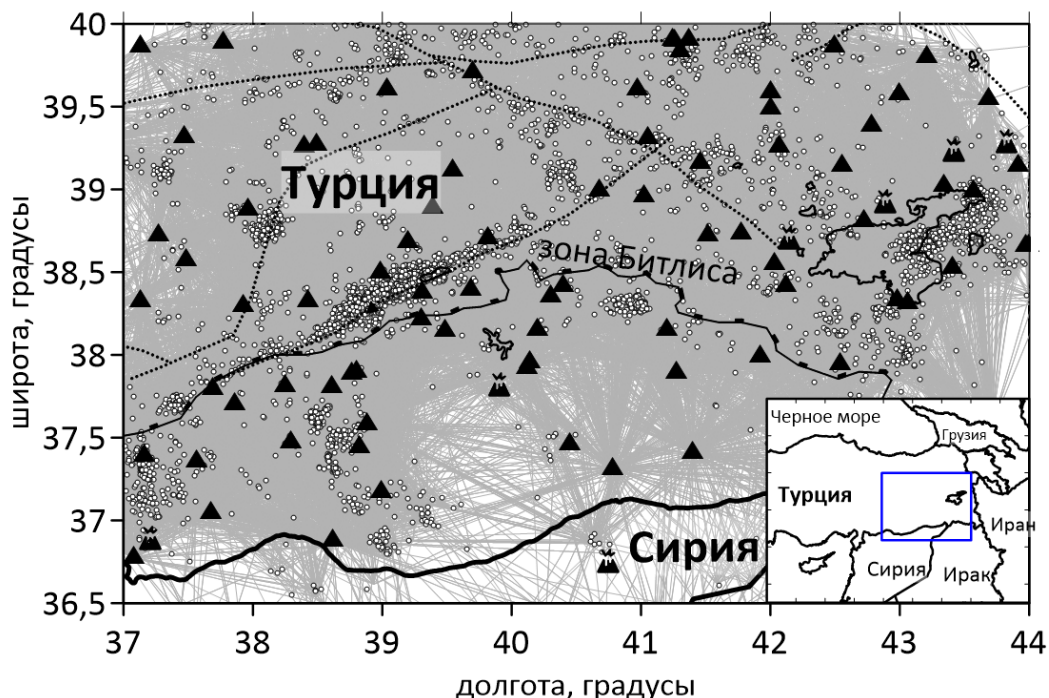


Рис. 1. Распределение данных, используемых для сейсмической томографии в изучаемом регионе. Треугольники – сейсмические станции, точки – землетрясения, линии – лучи.

Полученные модели подвергались тщательной верификации, включая синтетическое моделирование, направленное на проверку разрешающей способности. Все тесты показали высокое разрешение сети наблюдения.

Результаты инверсии демонстрируют четкое разделение исследуемого региона на два тектонических объекта (рис. 2, верхний рисунок). К югу от зоны Битлиса



консолидированная Аравийская плита соответствует крупной высокоскоростной аномалии. Низкоскоростные аномалии севернее зоны Битлиса соответствуют Восточно-Анатолийской плите. По сравнению с корой Восточной Анатолии, кора Аравийской плиты более плотная и консолидированная, поэтому в ней будут преобладать повышенные скорости Р- и S-волн, что мы и наблюдаем на полученных сейсмотомографических моделях. На вертикальных сечениях полученной модели Восточно-Анатолийская плита выделяется в виде двух субгоризонтальных аномалий: тонкая высокоскоростная аномалия мощностью ~10–12 км в верхней части коры и клиновидная низкоскоростная аномалия в нижней коре, имеющая наименьшую мощность под зоной Битлиса и наибольшую в северной части разреза (>50 км) (рис. 2, нижний рисунок). Эта особенность согласуется с геометрией границы Мохо под исследуемым регионом, согласно опубликованным результатам исследований методом приемных функций. Так, граница Мохо выклинивается с севера Восточно-Анатолийской плиты на юг к зоне Битлиса [6, 7]. Согласно [8], в зоне Битлиса глубина Мохо составляет 42 км, а в северной части, например под крупнейшим в регионе Северо-Анатолийским разломом, глубина границы Мохо достигает 50 км [2].

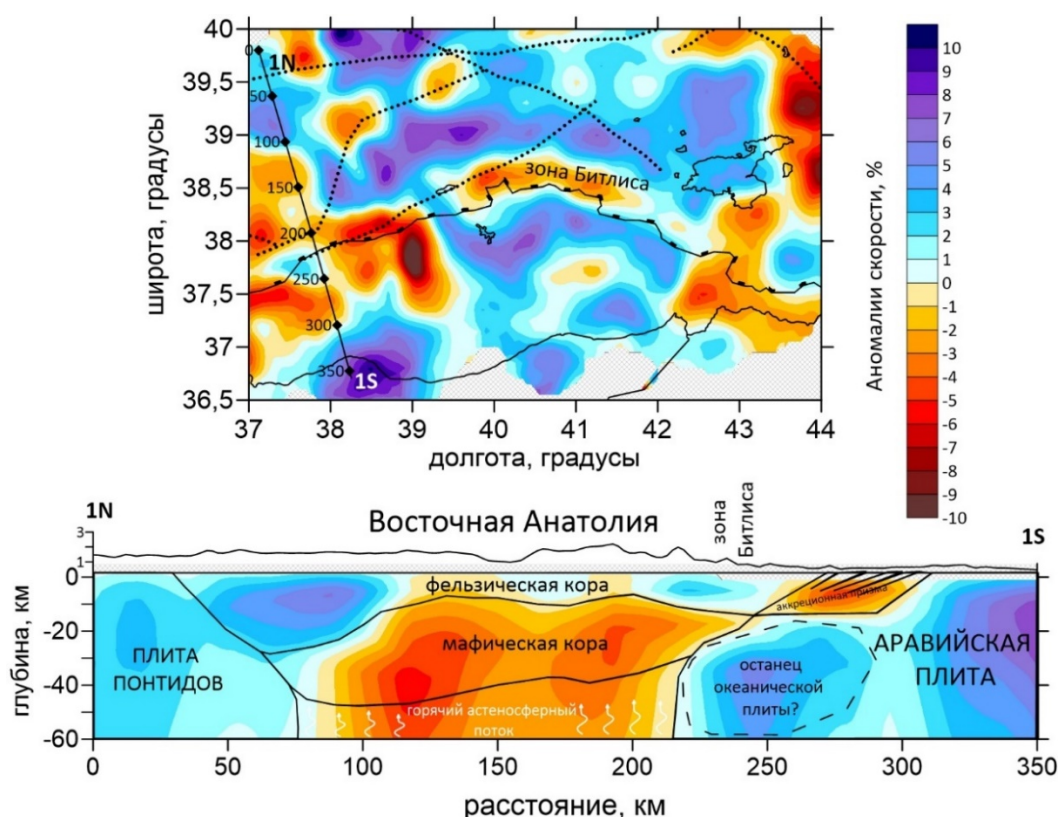


Рис. 2. Сверху: горизонтальное сечение аномалий Р-скоростей на глубине 50 км. Снизу: вертикальное сечение 1 с наложенной интерпретационной схемой структуры коры Восточной Анатолии.

На рис. 2 снизу показана интерпретационная схема, разработанная в ходе анализа результатов. Наиболее вероятно, что верхняя высокоскоростная аномалия соответствует верхней фельзитической коре, а низкоскоростная аномалия на глубине связана с ослабленной нижней мафической корой. Как правило, на континенте такая



структура выделяется пониженными сейсмическими скоростями в верхнем слое и повышенными скоростями в нижнем. Это объясняется тем, что фельзитические породы легче мафических. Повышенные скорости в верхней коре в наблюдаемых моделях, вероятно, объясняются наличием излившегося и застывшего материала неоген-четвертичного вулканизма, который обладает большей плотностью, а также является более консолидированным материалом, что и приводит к преобладанию повышенных скоростей. Низкие скорости сейсмических волн в мафической коре, скорее всего, обусловлены сильным реологическим ослаблением материала нижней коры за счет активного сжатия. Материал мафической коры погружается на большие глубины и, претерпевая фазовые изменения, испытывает плавление. Так как под территорией Восточной Анатолии отсутствует мантийная часть литосферы, кора прогревается веществом горячей астеносферы. Возможно также, что из-за наличия сильного теплового потока от астеносферы модели сейсмической томографии на больших глубинах исследуемого региона показывают пониженные аномалии сейсмических волн. К похожему выводу пришли исследователи в статье [5]: согласно моделям аномалий Буге, реологическая модель Восточной Анатолии состоит из плотной, но хрупкой верхней коры (первые 10–15 км), слабой и пластичной нижней коры (от 10–15 до 40 км).

Таким образом, представленные результаты подтверждают гипотезу о существовании литосферного окна под Восточной Анатолией (например [1, 4]), через которое поднимается горячий материал астеносферы, и результаты исследования помогают прояснить глубинную структуру под Восточной Анатолией.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-60002.

Литература

1. *Gans C.R., Beck S.L., Zandt G., Biryol C.B., Ozacar A. A.* Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results // *Geophysical Journal International*. 2009. V. 179(3). P. 1566–1572.
2. *Gök R., Pasyanos M.E., Zor E.* Lithospheric structure of the continent–continent collision zone: eastern Turkey // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169(3). P. 1079–1088.
3. *Koulakov I.* LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. V. 99. № 1. P. 194–214.
4. *Memiş C., Göğüş O.H., Uluocak E.Ş. et al.* Long Wavelength Progressive Plateau Uplift in Eastern Anatolia Since 20 Ma: Implications for the Role of Slab Peel-Back and Break-Off // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2020. V. 21(2). P. e2019GC008726.
5. *Oruc B., Gomez-Ortiz D., Petit C.* Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 150. P. 1–13.
6. *Tezel T., Shibutani T., Kaypak B.* Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis // *Tectonophysics*. 2010. V. 492(1–4). P. 240–252.
7. *Vanacore E.A., Taymaz T., Saygin E.* Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 193(1). P. 329–337.
8. *Zor E., Sandvol E., Gürbüz C. et al.* The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30(24). P. 8044.



ДЕТАЛИЗАЦИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР ПРИ ОБОСНОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Мисюркева Н.В.^{1,2}, Вахромеев А.Г.¹, Буддо И.В.^{1,2,3}, Горлов И.В.⁴, Смирнов А.С.^{4,5}

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

² ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

³ Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

⁴ ООО «Газпром недра», Тюмень

⁵ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

Ковыктинское газоконденсатное месторождение (КГКМ) локализовано в области сочленения Ажиткано-Непского и Прибайкальского секторов Байкало-Патомского надвигового пояса (БНП) [1–6] в автохтоне и характеризуется крайне сложными структурно-тектоническими условиями. В региональном плане Ковыктинское ГКМ располагается в северо-восточной части [7, 8] моноклиналичного склона Ангаро-Ленской ступени (АЛС), в зоне перехода от АЛС к Предбайкало-Предпатомскому региональному прогибу. По данным предшествующих исследователей, в северо-восточной части Ковыктинского ЛУ (КЛУ) выделяется крупный блок, отличающийся более сложной структурно-тектонической обстановкой от сопредельных участков [9]. Границами блока являются Большеириньская антиклиналь на западе, Орлингский вал на юге, Имеринский прогиб на востоке. На севере блок ограничен со стороны Когонайской и Таюрской синклиналей.

Самым тяжелым и опасным осложнением в процессе бурения на КГКМ является вскрытие объектов с аномально высоким пластовым давлением (АВПД), приуроченных к галогенно-карбонатной гидрогеологической формации. Межсолевые трещинные коллекторы приурочены к интервалам трещиноватости и кавернозности карбонатных образований (преимущественно доломитам), в качестве флюидоупоров выступают мощные прослойки солей [1].

На основании шарьяжно-надвиговой теории [2, 4, 8–10] для проработки возможных гипотез формирования зон АВПД флюидов – нефти, газа, рассолов-рапы [1] в аллохтоне авторами получены принципиально новые результаты. Так, при сопоставлении региональных геологических карт соляной тектоники, шарьяжно-надвиговой тектоники и распространения АВПД-объектов в глубоких скважинах на юго-восточной окраине Сибирской платформы, в границах Верхнеленской впадины сделан вывод, что территория с проявлением АВПД в плане располагается в зонах влияния БНП или в поясе «фронтально-надвиговых и отраженных надфронтальных структур внутренней части платформы» [4, 5].

По результатам комплексной интерпретации новых данных сейсмо- и электроразведочных работ, а также данных бурения и ГИС уточнено строение северо-восточной части месторождения-гиганта.

Интервал литвинцевской свиты в северо-восточной части КЛУ – первый объект в аллохтоне, в толще нижнего кембрия, который затронут проявлением соляной тектоники, являющейся, в свою очередь, последствием тектонических движений надвигового характера со стороны горно-складчатого обрамления юга Сибирской платформы [2, 4, 5, 8, 10], а также вертикальных малоамплитудных подвижек блоков фундамента. Структурно-тектоническое строение, в особенности морфология пликативных структур,



наиболее ярко прослеживается по кровле келорского горизонта литвинцевской свиты [1]. В северо-восточной части КЛУ выделяется Орлингская аллохтонная пластина (ОАП), дуплекс [10] со сложным чешуйчатым строением [1]. Наиболее крупная структура блока, ограничивающая его с запада, – Большеириньская антиклиналь (вал), в поперечном сечении представляющая собой крупную антиклинальную структуру коробчатой формы. Эта аллохтонная антиклиналь является субмеридионально ориентированной положительной структурой амплитудой 200–250 м и шириной 3–4 км [1]. На севере антиклиналь через коленообразный изгиб меняет направление на северо-восточное.

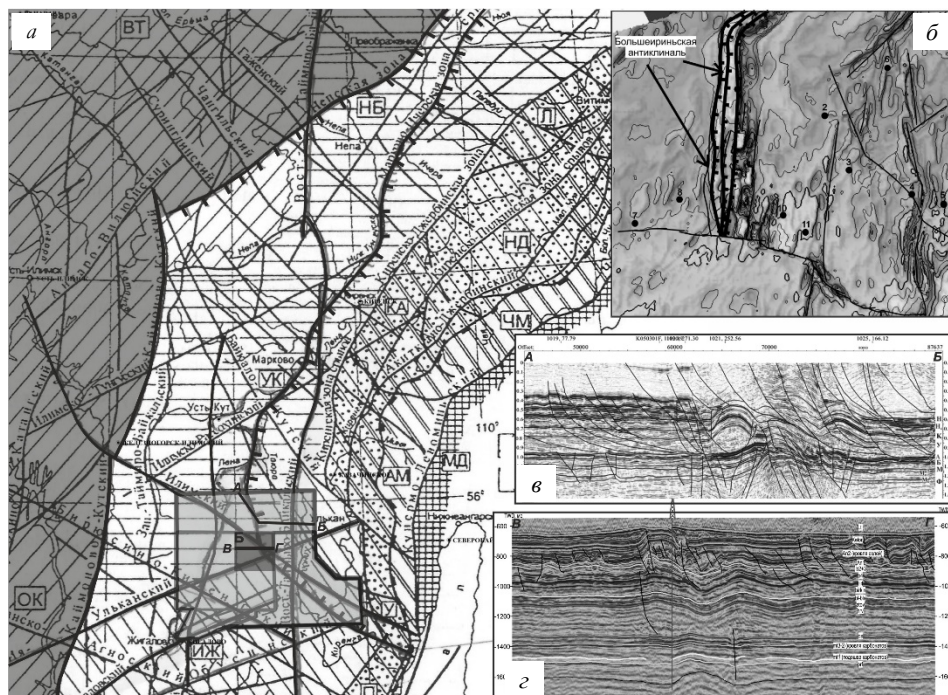
Представляется, что породы кровельной части литвинцевской свиты плащеобразно (неоавтохтон) перекрывают галоидный комплекс, нивелируя складчатые образования верхнеангарской подсвиты. Карбонатные породы подсолевого комплекса – основа подвижных солей, жесткая по физико-механическим свойствам поверхность автохтона, по которой происходит межпластовый срыв или серия срывов [10]. Таким образом, соляные пласты, как наиболее пластичные, подвергаются деформациям в результате тангенциального стресса со стороны складчатого обрамления. Тектонотипом подобных складчатых деформаций, по В.И. Сизых, является Марковский вал [4].

В интервале ангарской свиты наиболее ярко проявлены последствия шарьяжно-надвиговой тектоники в виде срывов и пластических перераспределений объемов каменных солей. В пределах ОАП по кровле нижнеангарской свиты следятся серии валов и прогибов, большое количество тектонических нарушений. Первый от поверхности горизонт, в котором проявлен коллектор с АВПД и притоками рапы, – бильчирский горизонт нижнеангарской подсвиты. На структурной карте кровли горизонта все скважины с АВПД располагаются в зоне ОАП [1]. По данным электроразведочных работ 3D ЗСБ, отмечается повышение проводимости в интервале бильчирского горизонта, что связывается здесь с областью распространения коллектора.

Изучение и интерпретация новых данных 3D МОГТ позволили детализировать строение галогенно-карбонатных отложений аллохтона в северо-восточной части КГКМ (рисунок). Уточнено внутреннее строение Орлингской аллохтонной пластины, которая представляет собой самостоятельный блок с развитием складчато-надвиговых дислокаций, образованных за счет сил тангенциального сжатия со стороны складчатого обрамления. Сопряженность системы складок и разломов блока генетически связаны с общностью их происхождения в общем поле напряжений.

Представляется, что Большеириньская антиклиналь выступает в качестве фронтального ограничения Орлингской дуплексной структуры, являющейся, в свою очередь, крайним левым крылом Марковско-Ичерской пластины аллохтона [4] (рисунок). В пределах аллохтонной пластины отмечено существование двух этажей дисгармоничной складчатости в интервале ангарской и усольской свит, обусловленной шарьяжно-надвиговой тектоникой. Участки с АВПД флюидов в скважинах приурочены к осложненному верхнему структурному ярусу галогенно-карбонатной толщи нижнего кембрия, горизонтам соленосной формации, а наиболее аномальных по дебиту и пластовому давлению – к детачменту в интервале низов бельской и кровельной части усольской свиты (христофоровский, балыхтинский трещинные карбонатные резервуары).

Необходимость учета внутреннего строения надвиговых структур является важной составляющей при обосновании детальной модели геологического строения осадочного чехла месторождения с целью более корректного проектирования ГРП, в первую очередь бурения.



a – фрагмент схематической карты нефтегазогеологического районирования в связи с покровным строением Лено-Ангарской сигмоиды Восточно-Сибирского нефтегазоносного пояса [6]; *б* – строение Орлынгской аллохтонной пластины по данным 3D МОГТ (кровля верхнеангарской подсвиты); сейсмические разрезы по данным 3D МОГТ: *в* – по линии А-Б; *г* – по линии Г-Д (через Орлынгскую пластину).

Литература

1. Вахромеев А.Г., Горлов И.В., Мисюржеева Н.В., и др. Гидрогеологические основы локального прогноза флюидонапорных систем с аномально высоким пластовым давлением в карбонатных природных резервуарах кембрия Ковыктинского ГКМ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 4. С. 49–59.
2. Лобанов М.П. и др. Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы // Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1990. 70 с.
3. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2001. 154 с.
4. Сизых В.И., Лобанов М.П., Коваленко С.Н. Проблемные вопросы нефтегазоносности Сибирской платформы в связи с покровным строением. Геология и минерагения юга Сибири // Вестник ГеоИГУ. 2005. Вып. 4.
5. Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. 85 с.
6. Смирнов А.С. и др. Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию модели Ковыктинского ГКМ // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 56–66.
7. Дробот Д.И., Пак В.А., Деятлов Н.М. и др. Нефтегазоносность докембрийских отложений Сибирской платформы, перспективы подготовки и освоение их углеводородного потенциала // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 110–120.
8. Шемин Г.Г. Надвиги на юго-востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 32–38.
9. Малых А.В., Замараев С.М., Рязанов Г.В., Гелетий Н.К. Тектоника центральной части Непского свода. Новосибирск: Наука, 1987. 81 с.
10. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.



ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАРБОНАТСОДЕРЖАЩЕГО МЕТАПЕЛИТА ПРИ 10 КБАР

Митяев А.С.^{1,2}, Сафонов О.Г.^{1,2}, Варламов Д.А.¹

¹ Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, classic_ten@mail.ru

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

Гранитоидный магматизм является важнейшим процессом, который способствует перераспределению материала в пределах континентальной коры, тем самым стабилизируя ее структуру [1]. Образование гранитных магм обычно связывают с процессами высокотемпературного метаморфизма и с формированием в нижней и средней коре гранулитов, которые выступают как рститы от частичного плавления разнообразных коровых субстратов. В свою очередь, образование гранулитов характеризуется специфическим флюидным режимом, в котором ведущую роль играет CO₂ (например [2]), поэтому возникает резонный вопрос о роли и источнике углекислых флюидов в образовании гранитоидных магм. Одним из направлений в решении этого вопроса может быть модель, согласно которой субстратом для гранитоидных магм в отдельных случаях могли служить породы, изначально содержащие карбонаты. В ходе прогрессивного метаморфизма такие субстраты могут быть источником как магм, так и углекислых флюидов. Такие ситуации, например, возможны при погружении материала докембрийских зеленокаменных поясов, обычно богатого карбонатами гидротермального или морского происхождения, под высокометаморфизованные горячие блоки гранулитовых комплексов в ходе их подъема. С этим связана задача экспериментального изучения процессов генерации гранитных расплавов и сопутствующих флюидов в карбонатсодержащих метаморфических субстратах различного состава в условиях средней и нижней коры.

С целью изучения процессов дегидратации/декарбонатизации и частичного плавления проведены эксперименты с карбонатсодержащим метапелитом (биотит+плагиоклаз+кварц+кальцит+доломит+мусковит) из зеленокаменного пояса Гияни (ЮАР) при температуре 850, 900 и 950 °С и давлении 10 кбар.

В продуктах опыта при 850 °С отсутствует мусковит, а на границах между биотитом, плагиоклазом и кальцитом возникают тонкие пленки расплава (рис. 1). Таким образом, температура солидуса породы близка к 850 °С. Образующийся расплав имеет следующий состав (приведенный к 100 %): SiO₂ 44–50 мас. %, Al₂O₃ 28–31 мас. %, MgO 1–2 мас. %, FeO 4–6 мас. %, Na₂O 4–8 мас. %, K₂O 2–4 мас. %, CaO 2–6 мас. %, TiO₂ 0.2–0.9 мас. %. Важно отметить, что вокруг зерен кварца пленки расплава редки. Вероятно, кварц не участвовал в реакциях частичного плавления, что объясняет низкие содержания SiO₂ в стеклах. Частичное разложение зерен кальцита указывает на процесс отделения водно-углекислого флюида. Итак, пленки являются первыми порциями расплава, образованными при частичном плавлении породы с активным участием карбонатной составляющей.

При температуре 900 °С возникают обширные участки расплава, а карбонат в образце отсутствует, что указывает на его полное разложение в интервале 850–900 °С



(рис. 1). Щелочно-известковый расплав ($MALI = 7-8$ при $SiO_2 = 71-75$ мас. %) имеет отношение $FeO/(FeO+MgO) > 0.8$, $ASI < 1.1$ и нормативный состав, близкий к гранитам (рис. 2). В стеклах присутствуют многочисленные поры, указывающие на присутствие свободной флюидной фазы в ходе эксперимента (см. рис. 1). Вокруг бывших зерен карбоната образуются каймы клинопироксена. В образце все еще присутствует реликтовый биотит, однако он разлагается с образованием ортопироксена. Таким образом, при увеличении степени плавления карбонатсодержащего метапелита расплавы становятся более кремнекислыми, сближаясь с «гранитными», при этом происходит полное разложение карбоната с образованием пироксенов.

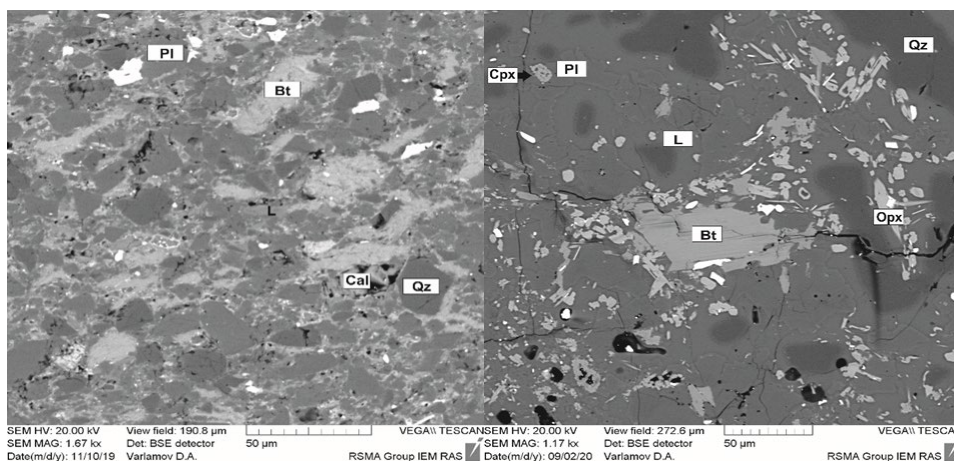


Рис. 1. Слева – продукты экспериментов по частичному плавлению карбонатсодержащего метапелита при 10 кбар и 850 °С: тонкие пленки обедненного SiO_2 расплава (L) на контактах биотита с плагиоклазом и кальцитом. Справа – продукты эксперимента при 900 °С: обширные участки «гранитных» расплавов, карбонат в образце отсутствует, но появляются орто- и клинопироксены.

С повышением температуры до 950 °С количество расплава увеличивается незначительно. Обширные участки расплава образуются на границах зерен кварца, плагиоклаза и биотита, при этом в участках, где кварц отсутствует (например, между зернами плагиоклаза), расплава мало. Состав расплава близок к составу расплава при 900 °С ($ASI < 1.1$, $FeO/(FeO+MgO) > 0.8$), отличаясь меньшими значениями $MALI = 5-7$ при $SiO_2 = 69-74$ мас. %, тем самым попадая в область щелочно-известковых разностей (рис. 2). Как и при 900 °С, в стеклах присутствуют многочисленные поры, указывающие на присутствие свободной флюидной фазы в ходе эксперимента. В некоторых порах присутствуют закалочные кальцит и доломит (рис. 3), что указывает на перераспределение Ca и Mg в водно-углекислый флюид. Количество новообразованных орто- и клинопироксена увеличивается.

В процессе роста температуры меняются составы исходных фаз, а именно биотита и плагиоклаза. Так, в исходном образце MAS-18 значение $X_{Mg} = 0.46-0.50$. При 850 и 900 °С значение X_{Mg} варьировалось от 0.48 до 0.55 и от 0.49 до 0.57 соответственно, а при 950 °С магнезиальность биотита достигает значений 0.6. Мольная доля ортоклаза в исходном плагиоклазе не превышает 0.009, при 850 °С и 900 °С X_{Or} составляет 0.01 и 0.02, но при 950 °С происходит существенное увеличение мольной доли ортоклаза – до 0.07–0.13. При этом плагиоклаз становится более основным ($X_{Ab} = 0.55-0.66$ при 950 °С в отличие от 0.71–0.78 в исходном плагиоклазе).

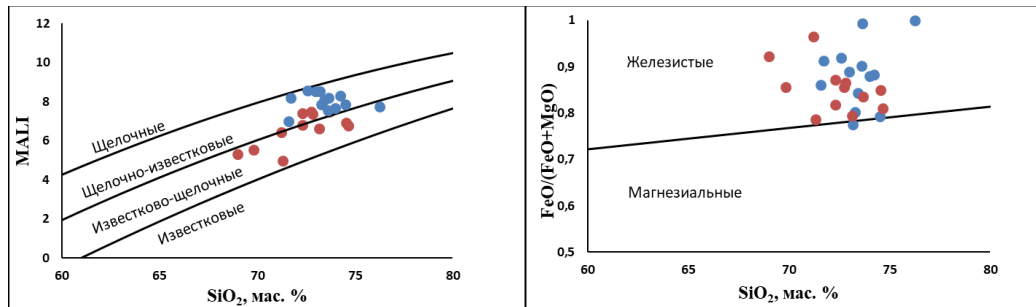


Рис. 2. Характеристики расплавов в продуктах опытов. Слева – диаграмма в координатах SiO_2 и MALI; сплошные линии, разделяющие известковые, известково-щелочные, щелочно-известковые и щелочные гранитоиды, построены в соответствии с работой Р. Фроста [3]. Справа – диаграмма в координатах SiO_2 и $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$; сплошная линия, разделяющая железистые и магнезиальные гранитоиды, построена в соответствии с работой Р. Фроста [3]. В онлайн версии – синие кружки – расплавы при 900 °С, красные – при 950 °С.

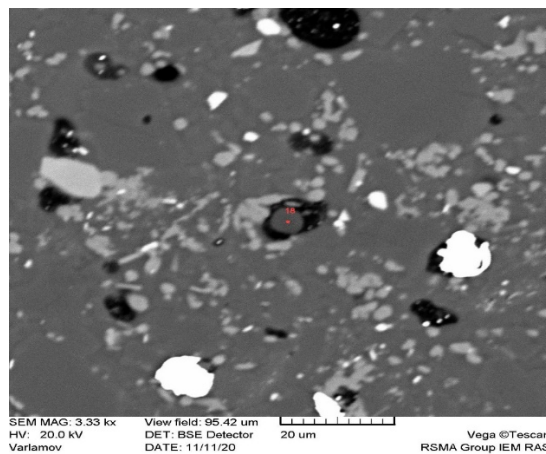


Рис. 3. Закалочный карбонат в одной из пор, образованных при отделении водно-углекислого флюида.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №20-35-90013 и, частично, РНФ, проект №18-17-00206.

Литература

1. Brown M. Granite: From genesis to emplacement // GSA bulletin. 2013. V. 125, №. 7–8. P. 1079–1113.
2. Santosh M., Omori S. CO_2 flushing: a plate tectonic perspective // Gondwana Research. 2008. V. 13, №. 1. P. 86–102.
3. Frost B.R. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of petrology. 2001. V. 42, №. 11. P. 2033–2048.



РЕКОНСТРУКЦИЯ «КЛИНОПИРОКСЕНОВОЙ» ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКЕЙ ОБНАЖЕННАЯ (КУОЙКСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

*Муравьева Е.А.^{1,2}, Дымищ А.М.^{1,3}, Шарыгин И.С.^{1,3}, Логвинова А.М.¹, Головин А.В.¹,
Олейников О.Б.⁴*

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

⁴ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Реконструкция мантийной палеогеотермы (профиль изменения температуры с глубиной) по мантийным ксенолитам и ксенокристаллам из кимберлитов необходима для оценки толщины литосферы и определения распределения пород в мантийном разрезе на момент извержения магмы. Кроме того, данные о термическом состоянии литосферной мантии позволяют прогнозировать ее алмазоносность. Термическое состояние литосферной мантии в центральной части Сибирского кратона на временном срезе палеозоя изучается довольно активно [1–6], в то время как краевые области остаются слабо охарактеризованными [5, 6].

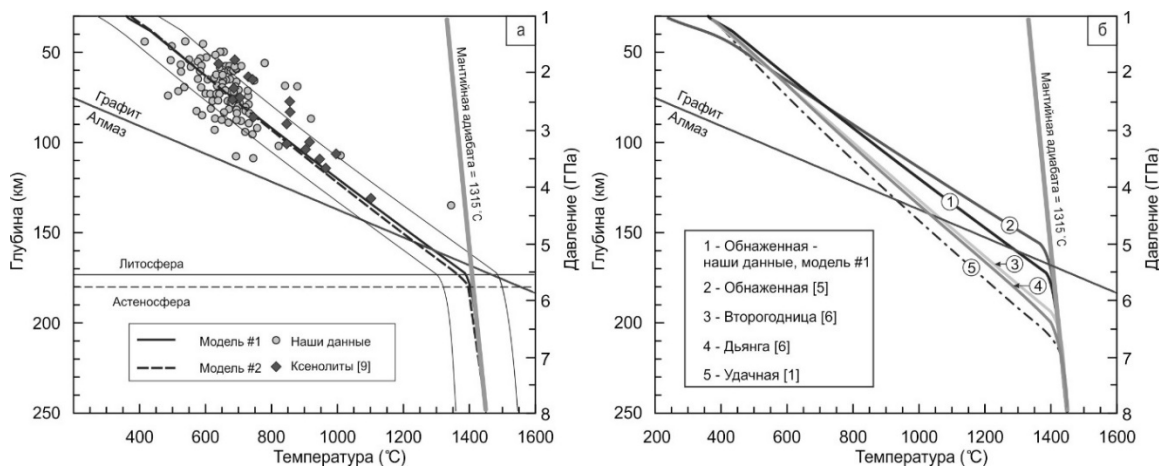
Для оценки термического состояния литосферной мантии под мезозойской неалмазоносной кимберлитовой трубкой Обнаженная, располагающейся в пределах Куойкского поля (северо-восточная часть Сибирского кратона) [7], была использована программа FITPLOT, подробно описанная в [8], и P-T оценки, полученные для мантийных ксенокристаллов клинопироксена.

Для оценки P-T параметров, при которых клинопироксены находились в мантии, была использована комбинация мономинеральных Ep-in-Crx термометра и Cr-in-Crx барометра [9]. Химический состав клинопироксенов определен на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8230 в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Настоящая работа основана на изначальной выборке из более чем 300 ксенокристаллов. Затем проводилась отбраковка зерен клинопироксена, которые не могут быть использованы для мономинеральной термобарометрии, с учетом фильтров, описанных в работе [2]. Отсеивались образцы, которые не удовлетворяли следующим требованиям: 1) сумма оксидов < 99 и > 101 мас. %; 2) сумма катионов в интервале значений 3.98–4.02 (формулы рассчитаны на 6 атомов кислорода); 3) в мас. %: $0.5 < Cr_2O_3 < 2.25$, $0.7 < Al_2O_3 < 4$, $Al_2O_3 > 12.175 - 0.6375 \cdot MgO$; 4) $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ в интервале 0.1–0.65; 5) $aCr/Cr\# > 0.011$, где $aCr = Cr - 0.81 \cdot (Na+K) \cdot Cr/(Cr+Al)$. После применения фильтров остались 108 зерен клинопироксена, которые были использованы для расчета значений давлений и температур.

Палеогеотерма была реконструирована с учетом разных входных параметров для мощности и теплогенерации коры. В модели № 1 величины теплогенерации для верхней и нижней коры были зафиксированы при значениях 0.76 и 0.076 мкВт/м³ в соответствии с оценками для Сибирского кратона [10]; мощность верхней и нижней коры составила 30 и 12 км в соответствии с оценками для данного района [11]. Для модели № 2 были использованы значения входных параметров, аналогичные работе



[6]. В результате реконструкции палеогеотермы под трубкой Обнаженная были получены следующие значения для теплового потока и мощности литосферы: 42 мВт/м² и 173 км для модели №1; 43 мВт/м² и 180 км для модели №2 (рисунок, а).



Сравнение моделей № 1 и № 2 для мантийной палеогеотермы под трубкой Обнаженная (а). Тонкие линии иллюстрируют погрешность построения палеогеотермы; (б) – сравнение с другими палеогеотермами Куойкского поля (2, 3, 4) и Далдынского поля (5).

Оценки давлений и температур, полученные для мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная [5], согласуются с положением геотермы для модели № 1 в пределах погрешности (рисунок, а). Палеогеотерма, реконструированная по данным мантийных ксенолитов из работы [5], дает значение мощности литосферы около 150 км, что меньше, чем получено в наших расчетах, однако находится в пределах погрешности для модели № 1 (рисунок, а). По реконструкциям «клинопироксеновых» мантийных палеогеотерм с использованием программы FITPLOT для двух других трубок Куойкского поля (убогоалмазоносной трубки Дьянга и неалмазоносной трубки Второгодница) на период мезозойского кимберлитового магматизма мощность литосферы оценивается в ~200 км [6], что существенно больше, чем получено в настоящей работе и в работе [5] по мантийным ксенолитам (рисунок, б). На данный момент такая большая разница в полученных результатах остается дискуссионной.

Независимо от выбора модели, термальное состояние литосферной мантии под трубкой Обнаженная значительно отличается от центральной части Сибирского кратона (рисунок, б). Палеогеотермы, реконструированные для Далдынского, Мирнинского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей, указывают на толщину литосферы в этой области около 210–230 км на момент палеозойского кимберлитового магматизма, что хорошо согласуется с высокой алмазоносностью кимберлитовых трубок этих полей [1, 2]. Кимберлитовая магма трубки Обнаженная при подъеме могла захватывать алмазоносные породы в очень ограниченном интервале глубин (10–30 км) из-за небольшой мощности литосферы. Однако следует отметить, что мощность литосферы, оцененная для трубок Дьянга и Второгодница [6], сопоставима с алмазоносными трубками поля Кимберли (Каапваальский кратон, Южная Африка) [8]. Убогая алмазоносность трубки Дьянга и отсутствие алмазов в других трубках Куойкского поля могут быть также связаны с более интенсивным метасоматическим преобразованием пород литосферной мантии [5, 6].



Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-77-10062).

Литература

1. *Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G. et al.* Thermal state, thickness, and composition of the lithospheric mantle beneath the Upper Muna kimberlite field (Siberian Craton) constrained by clinopyroxene xenocrysts and comparison with Daldyn and Mirny fields // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 549.
2. *Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G.* Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 2222–2232.
3. *McKenzie D.; Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *Journal of Petrology*. 1988. V. 29. P. 625–679.
4. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1–35.
5. *Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*. 2014. V. 184–187. P. 209–224.
6. *Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И. и др.* Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // *Геология и геофизика*. 2018. № 10. С. 1564–1585.
7. *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2010. 108 с.
8. *Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D. et al.* Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 729–742.
9. *Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. P. 541–554.
10. *Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z.* Thermal evolution of the northeastern Siberian platform in the light of apatite fission-track dating of the deep drill core // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2009. V. 45. P. 914–931.
11. *Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*. 2006. V. 416. P. 33–52.



НОВЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ДАЕК ИЙОЛИТ-ПОРФИРОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С УНИВЕРСИТЕТСКИМ ПЛУТОНОМ (СВ КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ, СИБИРЬ)

Мустафаев А.А., Гертнер И.Ф.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
alishka010593@gmail.com

В западной части Центрально-Азиатского орогенического пояса (ЦАОП) находится крупная Алтае-Саянская орогенная система [1], обрамляющая ЮЗ часть Сибирского кратона. Эта система включает несколько более мелких террейнов, на севере это Кузнецкий Алатау (КА), в центральной части Западный и Восточный Саян, а на юге соответственно Тувино-Сангиленский и Тувино-Монгольский [2]. КА представляет собой каледонский террейн с преобладанием аккреционных структурно-вещественных комплексов, относящихся к активной окраине Палеоазиатского океана [3], где обширно развился палеозойский щелочно-основной магматизм (вулканический, субвулканический и интрузивный). Этот магматизм сформировал (до 1–3 км²) сложодифференцированные щелочно-основные плутоны [4], состоящие из субщелочных и щелочных габбро, основных и ультраосновных фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, в разной пропорции (рисунок 1 в [5]).

Университетский (УН) плутон представляет собой выступ, расположенный в небольшом эрозионном окне (0.86 км²) карбонатных отложений Усть-Кундатской свиты раннего кембрия, которые перекрыты вулканическими породами Бериккульской свиты среднего кембрия [6]. Плутон слабо обнажен и частично перекрыт в СЗ части крупными блоками делювиальных отложений Воскресенского габбро-диорит-гранодиоритового интрузива (~ верхнекембрийского возраста). Контакты плутона повсеместно тектонические. Форма плутона напоминает шток (2.5 × (0.2–0.6) км, общей площадью 0.53 км²) и существенно осложнена разломами (рисунок 2 в [5]).

Петрографические разновидности УН плутона представлены субщелочными габброидами и их субвулканическими аналогами. Их абсолютный возраст Sm-Nd изотопным методом оценивается в 494 ± 36 млн лет (субщелочное меланогаббро) и 491 ± 36 млн лет (субщелочное лейкогаббро), что соответствует верхнему кембрию [7]. Плутон в СВ части прорвал небольшой шток плагиоклазовых ийолитов, содержащий локальные зоны лейкотералитов. Также УН плутон и вмещающие его отложения прорезали многочисленные дайки СЗ и СВ простирания. Петрографический состав даек представлен ультраосновными фойдолитами (уртит-порфиры, ийолит-порфиры, а также микройолиты, содержащие ксенолиты уртит-порфира и ийолит-порфира), основными фойдолитами (плагиоклазовые ийолиты с разной степенью кристаллизации, иногда содержащие глобулы анальцимовых сиенитов), нефелиновыми сиенитами (микросиениты, камптониты) и субщелочными плагиоклазовыми порфиритами. Ранее были получены результаты абсолютного возраста даек щелочного состава Sm-Nd изотопным методом: 394±16 млн лет (плагиоклазовый ийолит) и 389±37 млн лет (анальцимовый сиенит), который соответствует границе раннего и среднего девона [5].

Впервые нами отобраны цирконы из дайки ийолит-порфира, по которым проводились изотопные исследования U-Pb методом (рис. 1).

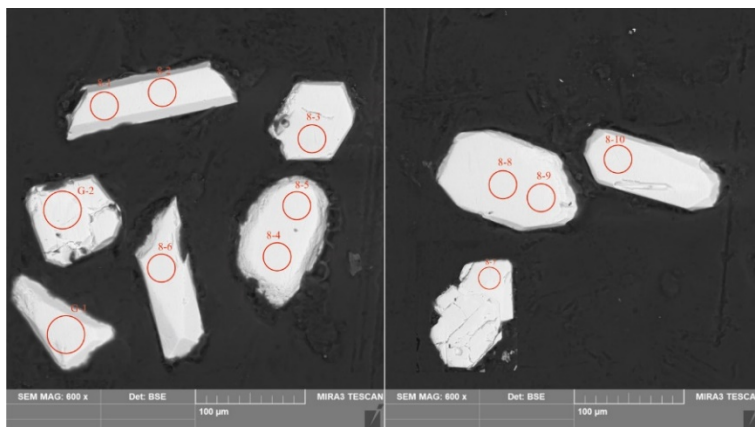


Рис. 1. Морфология циркона из ийолит-порфира (проба 8/19) УН плутона.

Габитус и особенности внутреннего строения кристаллов получены по данным BSE. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA3 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (г. Томск). Окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номеров измеренных точек в соответствии с таблицей.

Результаты изотопных U–Pb исследований циркона (LA-Q-ISP-MS) из ийолит-порфира (проба 8/19) Университетского плутона

Точка анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ppm	2 se %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ppm	2 se %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Age (Ma)	2 se ab.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma)	2 se ab.
8-1	0.4530	11.620	0.0602	5.370	0.46	370	43	377	20
8-2	0.4615	9.181	0.0619	4.799	0.52	393	36	387	19
8-3	0.4836	9.063	0.0645	4.639	0.51	409	37	403	19
8-4	0.6106	17.286	0.0925	6.788	0.39	455	79	569	39
8-5	0.6452	10.536	0.0845	5.911	0.56	503	53	522	31
8-6	0.4064	11.844	0.0543	5.020	0.42	361	43	341	17
8-7	0.2522	8.601	0.0337	5.152	0.60	240	21	214	11
8-8	0.3621	17.923	0.0492	5.461	0.30	313	56	309	17
8-9	0.3417	27.459	0.0506	7.011	0.26	288	79	318	22
8-10	0.2036	17.860	0.0315	6.960	0.39	194	35	200	14
G-1	0.6124	14.971	0.0840	5.718	0.38	494	74	519	30
G-2	0.5269	7.904	0.0666	4.929	0.62	439	35	416	21

Примечание. Изотопный анализ циркона проводился на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (г. Томск).

Вероятное время внедрения даек ийолит-порфирированного состава оценивается на основании полученных новых данных изотопного U–Pb датирования трех зерен циркона (четыре точки: 8-1, 8-2, 8-3, G-2, таблица) в 395.7 ± 9.4 млн лет, что соответствует раннему девону (рис. 2). Среди остальных шести зерен циркона (восемь точек) выявлены как минимум две возрастные генерации. Первая, наиболее древняя из них, хронологически соответствует ~ 500 млн лет (три точки: 8-4, 8-5, G-1), что, по-видимому, в данном случае отражает древнюю историю существования раннепротерозойских цирконов в континентальной коре, на раннем этапе формирования КА террейна. Вместе с тем для второй генерации зерен отмечается более молодой конкордантный возраст (три точки: 8-6, 8-8, 8-9), соответствующий



323±10 млн лет. Присутствие в изученной породе акцессорных цирконов разных временных диапазонов подтверждает длительную историю развития щелочно-базитового магматизма КА, как и в ряде современных исследований в интервале ~ 510–265 млн лет [5, 7, 8].

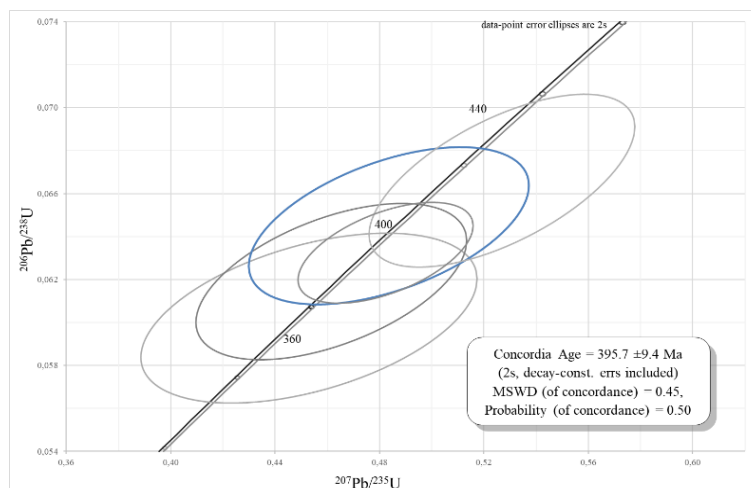


Рис. 2. Конкордантный возраст циркона из дайки ийолит-порфира УН плутона.

Таким образом, в совокупности изотопных данных, полученных Sm-Nd и U-Pb методами, формирование даек щелочного состава, прорывающих УН плутон и вмещающие породы, происходило в ранне- и среднедевонскую эпоху.

U-Pb геохронологическое исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90030. Уточнение геологического строения плутона проведено в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, проект № 0721-2020-0041.

Литература

1. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S. et al. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2020. V. 89. P. 193–219.
2. Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Science Review*. 2012. V. 113. P. 303–341.
3. Kuzmin M.A., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits // *Russian Geology & Geophysics*. 2014. V. 55. P. 120–143.
4. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1982.
5. Mustafaev A.A., Gertner I.F., Ernst R.E. et al. The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro pluton of the Northeastern part of the Kuznetsk Alatau ridge, Siberia: Geochemical characterization, geochronology, petrography and geophysical indication of potential high-grade nepheline Ore // *Minerals*. 2020. V. 10. 1128.
6. Осипов П.В., Макаренко Н.А., Корчагин С.А. и др. Новый щелочно-габброидный рудоносный массив в Кузнецком Алатау // *Геология и геофизика*. 1989. В. 11. С. 79–82.
7. Mustafayev A.A., Gertner I.F., Serov P.A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (NE Kuznetsk Alatau ridge, Siberia) // *Environmental Earth Sciences*. 2017. V. 319. P. 1–13.
8. Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G. et al. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: Geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite Intrusion // *International Geology Review*. 2020. P. 1–17.



ПЛАНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА ЗАТО СЕВЕРСК ДЛЯ ПЕРЕОЦЕНКИ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Набокова А.Н.¹, Гордеев Д.Н.²

¹Муниципальное учреждение дополнительного образования детско-юношеская спортивная школа «Юность», Северск, blacksky@sibmail.com

²МГХ «АлвенГидро» филиал «Северский», Северск, alvengidro@mail.ru

Томская область является крупным промышленным регионом. Состояние геологической среды (недр) на территории Томской области определяется воздействием на нее как природных, так и техногенных факторов, причем роль последних неуклонно возрастает. Более половины промышленных предприятий области функционируют в сфере обрабатывающей промышленности, около трети – в сельском и лесном хозяйстве. Широко развиты нефтегазовая, химическая и нефтехимическая отрасли, атомная промышленность, машиностроение, электроэнергетика, лесопромышленный комплекс и пищевая промышленность [1–3].

Источники техногенной нагрузки по территории области распределены неравномерно, основная нагрузка приходится на наиболее освоенную южную ее часть – Томскую агломерацию (города Томск, Северск и Томский район), где сосредоточены практически все промышленные производства, сельскохозяйственные комплексы и проживает более 60 % населения.

На территории Томской области располагается крупнейший в России пункт захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО», эксплуатация которого волнует население.

В этой связи обеспечение населения качественной питьевой водой является одной из приоритетных задач, решение которой необходимо для сохранения здоровья, улучшения условий деятельности и повышения уровня жизни населения, поэтому в связи с загрязнением поверхностных вод для водоснабжения все чаще используются подземные воды. Этому способствует большая степень защищенности подземных вод от загрязнения.

Для переоценки запасов подземных вод на участках водозаборов, подверженных загрязнению, необходим анализ режима эксплуатации водозабора в двух аспектах: гидродинамическом и гидрогеохимическом.

На территории г. Северска, приуроченной к правобережной части р. Томь, практическое значение для целей добычи подземных вод, используемых как в хозяйственно-бытовых, так и в производственно-технических целях, имеет палеогеновый водоносный комплекс, представленный отложениями верхнеэоцено-нижнеолигоценного возраста (новомихайловская, атлымская и юрковская свиты) [2].

Водоснабжение г. Северска осуществляется двумя водозаборами (№ 1 и № 2), расположенными в границах города (в противоположных частях города на расстоянии 9 км от жилой зоны). Водозаборы оборудованы подземными обустроенными скважинами с подводными насосами и надземными павильонами.

Водоснабжение осуществляется из скважин глубиной до 120 м. Общая производительность водозаборов 51 тыс. м³/сут:

- водозабор № 1 – 34 скважины – 26 тыс. м³/сут,
- водозабор № 2 – 27 скважин – 25 тыс. м³/сут.



Водовмещающие отложения верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса и вышележающих обводненных отложений (выделенных в четвертичный водоносный комплекс) представлены преимущественно песками от крупно- до тонкозернистых, с незначительной примесью глинистого материала. Водоупорные горизонты сложены глинистыми породами с прослоями тонкозернистых песков.

Качество подземных вод водозаборов № 1 и № 2 не удовлетворяет требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода...» по пяти показателям: содержанию Fe, Mn, F, Si, H₂S.

При выполнении радиологических анализов периодически устанавливается превышение ПДК по общей альфа-радиоактивности воды (ПДК – 0.2 БК/л), что характерно для вод района ЗАТО Северск.

Повышенные значения α -радиоактивности являются следствием природного процесса, это связано с присутствием изотопа ²²⁶Ra, принадлежащего к радиоактивному семейству ²³⁸U (ряд урана-радия, образуется в результате α -распада ²³⁰Th, претерпевает α -распад с образованием ²²²Rn, период полураспада 1602 лет).

Поскольку ²²⁶Ra накапливается в углистых отложениях и минералах, богатых щелочно-земельными элементами, при химическом взаимодействии удаляемых растворов с вмещающими породами происходит его незначительное выщелачивание.

Таким образом, при нормируемой СанПиН 2.1.4.1074 – 01 величине $\Sigma\alpha$ -активности воды до 0.2 Бк/л, природный ²²⁶Ra обеспечивает величины $\Sigma\alpha$ -активности подземных вод в пределах г. Северска до 0.3 Бк/л. Следовательно, само по себе превышение $\Sigma\alpha$ -активности подземных вод нормативных значений почти на порядок еще не является указателем на присутствие α -активных радионуклидов, что следует учитывать при интерпретации получаемых лабораторных данных. Доказательством этого являются отобранные пробы воды из скважин на более подробный радионуклидный анализ. Разложение α -радиоактивности на составляющие указывает на то, что подземные воды соответствуют нормам радиоактивной безопасности.

В связи с загрязнением подземных вод актуальна проблема переоценки эксплуатационных запасов подземных вод водозаборов. Для выявления естественных и искусственных причин загрязнения, необходимо запланировать ряд гидрохимических и гидродинамических исследований.

При выполнении гидрохимических исследований необходимо:

- 1) выполнить гидрохимическую съемку для выявления ареала загрязнения и условий формирования источников загрязнения данного района;
- 2) провести инвентаризацию источников загрязнений;
- 3) выполнить гидрохимические исследования водозаборов (а также родников и колодцев).

При выполнении гидродинамических исследований требуется создание дополнительных гидрологических постов на реках Томь и Б. Киргизка, а также на других малых реках для изучения степени взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Также необходимо изучение взаимосвязи основных водоносных горизонтов с вышележащими и нижележащими водоносными горизонтами.

Модернизация сети мониторинга позволит более детально изучить режим поверхностных и подземных вод, условия загрязнения основного водоносного горизонта. Для оптимизации управления оборудованием (фиксирование показаний



уровня подземных вод и передача данных оператору) предлагается использовать автоматизированную систему контроля с беспроводной связью [5, 6].

Необходимо разработать численную модель участка водозабора, которая должна учесть условия взаимосвязи основного водоносного горизонта с вышележащими и нижележащими горизонтами, реками Томь и Б. Киргизка. На модели будут уточнены область питания и область разгрузки водоносных горизонтов, также выявлены условия формирования эксплуатационных запасов. Откорректированная в результате решения обратных задач модель позволит выполнить ретроспективное моделирование загрязнения подземных вод и дать прогноз на последующие годы [3]. Определение потенциальной возможности загрязнения подземных вод за счет основных источников позволит выполнить переоценку эксплуатационных запасов подземных вод ЗАТО Северск.

Литература

1. Анненков А.А., Спектор С.В. Государственный мониторинг состояния недр – современное состояние и перспективы развития // Всероссийское совещание «Государственный мониторинг состояния недр» (4-5 июня 2019 г.): Тезисы докладов. М., 2019. С. 5–6.
2. Балобаненко А.А., Егоров Б.А. Информационный бюллетень о состоянии недр Сибирского федерального округа за 2018 год. Вып. 15. Томск: Филиал «Сибирский региональный центр ГМСН» ФГБУ «Гидроспецгеология», 2019.
3. Кокорев О.Н., Гусев Ю.В., Швец В.М., Черепанский М.М. Планирование гидрогеохимических и гидродинамических исследований района Волжского водозабора г. Рыбинска для переоценки запасов подземных вод // Журнал водоочистки. 2016. № 9. С. 17–20.
4. Кокорев О.Н., Николаев И.Г., Матвеев И.С. Отчет по результатам геологического изучения недр с оценкой текущего состояния недр в районе скважины С-184 ПГЗ ЖРО филиала "Северский" ФГУП "НО РАО" (г. Северск, Томская обл.) // Геологический отчет. 2019. № 537366.
5. Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Козлов А.Е. Концепция автоматизированной системы контроля уровня пластовых вод, с целью управления технологическим процессом эксплуатации ПГЗ ЖРО // IX Школа-конференция молодых атомщиков Сибири: (17–19 октября 2018 г.): Тезисы докладов. Томск, 2018. С. 150.
6. Кокорев О.Н., Гибадулина Т.А. Система гидродинамического мониторинга пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов // XVI Международная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Перспективы развития фундаментальных наук»: (23-26 апреля 2019 г.): сборник трудов конференции. Северск, 2019.
7. Льготин В.А., Макушин Ю.В., Плевако Г.А. Мониторинг геологической среды как информационная основа управления состоянием недр на территории Сибирского федерального округа // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2007. Т. 3. С. 98–103.
8. Промышленность Томской области (2005–2012 гг.): Статистический сборник / Ответ. за выпуск А.В. Левашкина. Томск: Томскстат, 2013. 224 с.



УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛЬНИЧНО-СОСНОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Нарыжнова А.В.^{1,2}, Куйбида М.Л.¹, Мурзина Т.Н.³, Яковлев В.А.^{1,2}, Михеев Е.И.^{1,2}

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

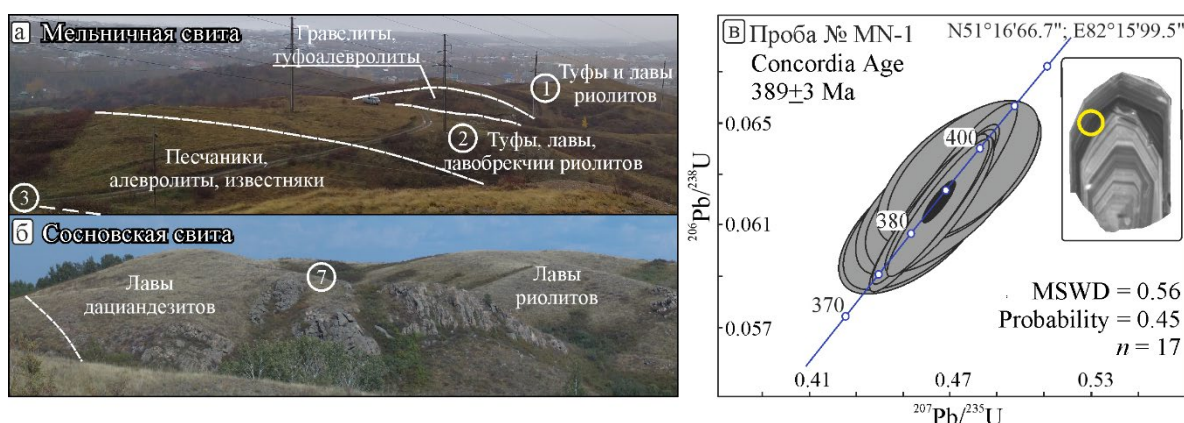
³ Восточно-Сибирская опытно-методическая экспедиция ФГУП «СНИИГГиМС»,
Новосибирск

Предметом рассмотрения настоящей работы является раннедевонский вулканизм Алтайского орогена, связанный с тектономагматической активизацией северо-западной окраины Сибирского континента. Геодинамическая интерпретация и эволюция рассматриваемой территории остаются дискуссионным вопросом до сих пор. В ее фронтальной части (Рудном Алтае) в позднеэмско-франское время развивался специфический бимодальный вулканизм, связанный с линейными зонами растяжения земной коры, который характеризовался мощными, преимущественно подводными извержениями, имел маятниковый/антидромный характер (риолиты – базальты – дациты), андезиты практически отсутствовали. Сингенетичные рудные формации относятся к колчеданно-полиметаллическому типу, в некоторых случаях имеют отношение к гидротермальной деятельности «черных курильщиков» [1–4].

Объектом исследований является инициальный вулканический ритм СЗ Рудного Алтая, представленный эффузивно-пирокластическими толщами и сингенетичными субвулканическими интрузиями, объединяемыми в мельнично-сосновский вулканический комплекс (поздний эмс – ранний эйфель). Было проведено изучение стратотипического разреза в районе гор Мельничные сопки (район г. Змеиногорска), в строении которого участвуют две свиты. Нижняя мельничная свита представлена преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканическими породами (туфы риолитов и дациандезитов, лавы и лавобрекчии риолитов). Верхняя сосновская свита представлена только вулканическими породами (лавобрекчии риолитов, лавы дациандезитов, риодацитов и риолитов). Внутри изученного разреза нами было выделено семь эруптивных циклов (рисунок *а, б*), каждый из которых начинался извержениями пирокластического материала и заканчивался излиянием лав. В перерывах вулканической активности накапливались терригенные, карбонатные и вулканогенно-обломочные породы. Изученные свиты обнаруживают различную специфику своего образования, выраженную в различной продолжительности и интенсивности извержений. Вулканически активный период мельничной свиты можно охарактеризовать как угнетенный спорадический, с резким преобладанием пирокластических продуктов извержений над лавами, несколько раз чередовавшихся с кратковременными вулканическими паузами и накоплением внутрiformационного грубообломочного осадочного материала. В противоположность период формирования вулканизма сосновской свиты имел более интенсивный и почти непрерывный характер, выраженный в извержениях гомогенных риолитовых лав при отсутствии пирокластического материала, произошедшего после накопления мощной толщи мелкообломочного осадочного материала.



Для цирконов из туфов мельничной свиты были проведены U-Pb изотопно-геохронологические исследования LA-ICP-MS методом на приборе Element XR (ThermoScientific) с LA-системой UP-213 (NewWaveResearch, АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Д.В. Семенова). CL-изображения цирконов получены в ЦКП МИИ СО РАН на базе ИГМ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP (Leo Electron Microscopy Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd), аналитик А.Т. Титов. Цирконы представлены преимущественно тонкозональными зернами с гранями призмы {100} и дипирамиды {101} удлиненной морфологии ($k \sim 2.00-2.50$). Предварительные результаты изотопного датирования, катодно-люминесцентные изображения цирконов приведены на U-Pb диаграммах с конкордиями (рисунок, в). Полученные значения конкордантного возраста в ~ 390 млн лет соответствуют ранее установленному возрасту для сингенетичных субвулканических риолитов мельнично-сосновского вулканического комплекса [5].



Фотографии района Мельничные сопки со стратотипическим разрезом мельнично-сосновского вулканического комплекса и изображением вулканогенных ритмов (а, б); диаграммы с конкордией, результатами U-Pb изотопного датирования и катодно-люминесцентными изображениями цирконов из туфов мельничной свиты (в).

В нашей интерпретации эволюция изученного вулканизма протекала на фоне погружения морского бассейна, на что указывает постепенный переход от взрывных пирокластолавовых извержений вплоть до гомогенных «лавовых». По некоторым данным [6], исключительно экструзивный характер извержений, при отсутствии пирокластического материала, должен контролироваться высоким гидростатическим давлением столба воды на значительных глубинах (более 200 м). Характер изменения осадконакопления от гравелитов в нижней части разреза к алевролитам в средней части и палеонтологические данные [2] указывают на трансгрессию, т.е. переход от проксимальных (прибрежных) шельфовых обстановок к дистальным (внешний шельф). На дистальные обстановки также указывают массивные песчаники, присутствующие в разрезах мельничной свиты, которые, вероятнее всего, были образованы в результате гравитационных процессов за счет повышенной сейсмичности изучаемой территории. Следы косой слоистости, связанные с волноприбойными процессами, отсутствуют. Отсутствие красноцветных осадков, игнимбритов и переход от пирокластолавовых к лавовым извержениям указывают на



то, что погружение не компенсировалось осадконакоплением, т.е. скорость осадконакопления была значительно ниже, чем скорость погружения поверхности морского дна. Следует отметить, что в обломках осадочных пород отсутствуют явные минералогические признаки значительной транспортировки зерен (степень сортировки обломочного материала средняя) и привноса чужеродного материала из континентальной части, на что могли бы указывать пертитовые зерна калишпатов, обломки гранитных пород и кварца с мозаичным строением. Напротив, в осадочных породах иногда присутствуют обломки андезитов, которые не характерны для изученного разреза и в целом для ранне- и среднедевонского вулканизма Рудного Алтая; кроме этого, отсутствуют и зерна цирконов.

Наша геодинамическая интерпретация придерживается распространенной точки зрения, рассматривающей бимодальный вулканизм Рудного Алтая как результат рифтогенных процессов в мелководно-морской обстановке [1, 4, 5]. Предполагается, что инициальный вулканизм СЗ Рудного Алтая соответствует обстановке растяжения внутри островной дуги или имеет отношение к фрагменту задугового бассейна. Последний вариант является более предпочтительным, поскольку бимодальный вулканизм был наложен непосредственно на раннекаледонский складчатый фундамент окраины континента.

За помощь в работе авторы выражают благодарность О.В. Мурзину, В.В. Марусину и Я.Ю. Шелепову. Работа выполнена согласно плану фундаментальных научных исследований ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Литература

1. Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 2. С. 17–39.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб., 2001. 174 с.
3. Промыслова М.Ю. Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399, № 5. С. 655–657.
4. Симонов В.А., Масленников В.В., Котляров А.В., Ковязин С.В. Особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов. 2013. № 19. С. 49–43.
5. Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N. et al. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.
6. Manga M., Fauria K.E., Lin C. et al. The pumice raft-forming 2012 Havre submarine eruption was effusive // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 489. P. 49–58.



СВЯЗЬ СЕЙШЕВЫХ КОЛЕБАНИЙ С РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ СЕЙСМИЧНОСТИ ВБЛИЗИ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Никитина М.А., Шмаков И.Г.

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва,
margarita@mitp.ru

Сейши представляют собой стоячие волны, возникающие в замкнутых или частично замкнутых водоемах. Данный тип колебаний является результатом резонансных явлений при интерференции волн, отраженных от границ водоема. Основные причины их возникновения – это воздействия внешних сил: изменение атмосферного давления или сейсмические явления [1, 2]. Это явление наблюдается во всем мире в больших водоемах и водохранилищах (Ладожское озеро, озеро Байкал, озеро Чапала и т.д.). Амплитуды сейш имеют выраженную годовую сезонность с характерным минимумом летом. Ледовый покров не препятствует возникновению сейш.

Байкальский рифт, расположенный между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальским подвижным поясом, – один из самых больших континентальных рифтов [3]. Озеро Байкал имеет рекордную глубину и занимает примерно 30 % от территории рифта. Сейшевые колебания на Байкале наблюдаются на протяжении всего года. Природа сейш активно исследуется не только экспериментально, но и при помощи численных методов [4]. Однако исчерпывающей информации о сейшах на озере Байкал нет ввиду трудностей полномасштабных измерений и грубых оценок донного рельефа.

В нашей работе мы хотим рассмотреть связь сейсмичности Среднего Байкала и сейшевых колебаний без учета внешних воздействий. Таким образом, учет сейш по амплитуде колебания уровня воды в озере нам не подходит, поэтому для создания каталога сейш мы будем работать напрямую с первопричиной их возникновения и определять данные события по перепадам атмосферного давления.

При проведении численных расчетов были использованы показания с четырех метеорологических станций: Большое Голоустное, Большой Ушканский остров, Баргузинский заповедник, Нижнеангарск. На основе имеющихся данных был сформирован алгоритм определения сейш по перепадам атмосферного давления. Благодаря этому был сформирован каталог сейш оз. Байкал за 15-летний период (с 01.01.1994 г. по 31.12.2019 г.). Был предложен метод определения землетрясений, связанных с сейшами, на основании которого также сформирован соответствующий каталог. Проведенный анализ распределения землетрясений в районе оз. Байкал позволил выявить области повышенной сейсмичности, наведенной сейшами. Данные зоны распределяются в районе акватории оз. Байкал, в основной своей части под глубокими участками. При рассмотрении сезонных явлений можно заметить, что общая сейсмичность Байкала всегда остается постоянной с небольшим отклонением от среднего числа. Однако сезонность сейш имеет несколько особенностей: пики в апреле и ноябре и снижение частоты появления сейш в летний период. Так как сейши и землетрясения, связанные с ними, имеют прямую зависимость, то можно сделать вывод, что большая часть сейсмических событий в апреле и ноябре связана именно с повышенной частотой возникновения сейш. Основным триггерным механизмом для



землетрясений по-прежнему может служить накопление структурных деформаций и напряжений в подозерной среде.

Разработанные методы могут быть использованы для определения сейш в других регионах по данным атмосферного давления, а также землетрясений, связанных с ними. Дальнейшее исследование позволит накопить достаточное количество информации для формирования модели накопления напряжения под водным массивом.

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант 20-17-00180).

Литература

1. *McGarr A.* Seismic seiches // Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. 2019. P. 1–2.
2. *Rabinovich A.B.* Seiches and harbor oscillations // Handbook of coastal and ocean engineering. 2010. P. 93–236.
3. *Логачев Н.А.* Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2, №. 1–2. С. 163–170.
4. *Смирнов С.В. и др.* Сейшевые колебания Байкала // Известия Российской Академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, №. 1. С. 105–105.



УЧЕТ СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Окс Л.С.

ООО «НК «Роснефть» НТЦ», Краснодар, lsoks@rnntc.ru

Основная сложность при разработке карбонатных залежей углеводородов связана с неоднозначностью работы скважин – на одной и той же площади может наблюдаться как длительная равномерная работа скважин, так и падение дебитов, резкое обводнение продукции и т.д. Чаще всего это связано с неоднородностью фильтрационно-емкостных параметров карбонатных пород, а именно со сложной структурой их пустотного пространства.

Одним из наиболее важных этапов изучения залежей углеводородов является построение петрофизической модели, связывающей физические характеристики пород, определяемые методами геофизики, с фильтрационно-емкостными, фаціальными, литологическими и прочими значимыми характеристиками отложений.

В соответствии с общей схемой изучения многомерных связей в нефтяной геологии [1] необходимо выделить существенные факторы и их компоненты, выбрать изучаемые характеристики, отражающие эти факторы, установить вид физико-математических моделей и значения входящих в них параметров, при необходимости провести несколько итераций для корректного соотнесения всех частей петрофизической модели.

Существенным фактором в данном исследовании выступала структура порового пространства карбонатных пород, которая находит свое отражение в соотношении различных компонент пористости как по их объемам и типу (межзерновые поры, трещины, каверны), так и по их связности (соединенные и изолированные).

Из всех стандартных методов ГИС к структуре порового пространства чувствительны акустический каротаж и измерения удельного электрического сопротивления (УЭС).

Из акустических параметров ко вторичным изменениям пористости чувствительны:

- интервальное время пробега продольной волны по породе (Δt_p), которое определяется влиянием межзерновых пор и горизонтальных трещин, но не чувствительно к вертикальным трещинам и кавернам [2, 3];
- анизотропия быстрой и медленной поперечных волн, определяемая присутствием преимущественно вертикальных трещин [4];
- разница между скоростями расчетной и зарегистрированной волн Стоунли, определяемая как межзерновой, так и трещинной пористостью;
- сжимаемость отложений, определяемая из интервальных времен продольной и поперечной волны либо из r -волны и коэффициента Пуассона [3].

Все методы сопротивления чувствительны как к пористости отложений, так и к заполняющему их флюиду, поэтому для оценки объема и структуры пустотного пространства рекомендуется выбирать показания зондов, отражающие характеристику промытой части пласта. Что же касается компонент пористости, то удельное электрическое сопротивление пласта формируется всеми связанными пустотами (как проницаемыми, так и непроницаемыми за счет связанной воды) –



соединенными межзерновыми порами, горизонтальными и наклонно-направленными трещинами и образованными по ним кавернами. Изолированные пустоты (как каверны, так и поры) оказываются не включены в электрическую цепь и «завышают» УЭС пласта по сравнению с породой с тем же объемом связанных пор, насыщенных идентичным флюидом.

Так как для комплексирования показаний различных методов ГИС важно, чтобы набор изучаемых параметров был как можно меньше, а количество методов, чувствительных к этим параметрам, как можно больше, логичным будет использовать те кривые, которые чувствительны к близкому набору компонент. Дополнительным параметром при выборе моделируемых геофизических характеристик пласта является то, насколько ими охарактеризован изучаемый разрез в целом. Руководствуясь данным набором критериев из всех показаний акустического каротажа целесообразнее всего использовать интервальное время продольной волны или рассчитанную по нему сжимаемость пород: эти параметры чувствительны к межзерновой пористости и тем же компонентам трещиноватости, что и электрометрия. Различия будут заключаться в том, что для акустического каротажа к кавернам будут отнесены все крупные пустоты (как изолированные, так и образованные по трещинам и поровым каналам), а изолированные мелкие поры будут отнесены к межзерновой матрице, в то время как для методов сопротивления каверны, образованные по трещинам, будут неотличимы от самих трещин, а мелкие поры окажутся идентичны изолированным кавернам.

Таким образом, для корректного комплексирования акустики и электрометрии стандартного деления пустот на межзерновые поры, каверны и трещины недостаточно. Учитывая чувствительность методов к отдельным компонентам пористости, целесообразно будет выделить соединенные межзерновые поры ($K_{пмз}$), горизонтальные и наклонно-направленные трещины ($K_{птр}$), изолированные каверны ($K_{пкав.из}$), каверны, образованные по трещинам ($K_{пкав.тр}$), и поры выщелачивания в матрице породы ($K_{пкав.мз}$). Из данного набора исключены изолированные поры матрицы породы, так как их объем чаще всего очень мал, а влияние на показания методов ГИС не превышает погрешности регистрации кривых.

Наиболее полно процесс моделирования сжимаемости карбонатных пород со сложной структурой пустотного пространства описан В.М. Добрыниным [3]. Переписывая его формулу под пятикомпонентную модель пористости, получим:

$$\beta_{пор} \cdot K_{побщ} = K_{птр} \cdot \beta_{тр} + (K_{пкав.из} + K_{пкав.тр} + K_{пкав.мз}) \cdot \beta_{кав} + K_{пмз} \cdot \beta_{мз}, \quad (1)$$

где $\beta_{пор}$, $\beta_{кав}$, $\beta_{тр}$ и $\beta_{мз}$ – сжимаемость порового пространства в целом, каверн, трещин и межзерновых пор; $K_{побщ}$ – общая пористость отложений, определяемая методами радиометрии, д.ед.

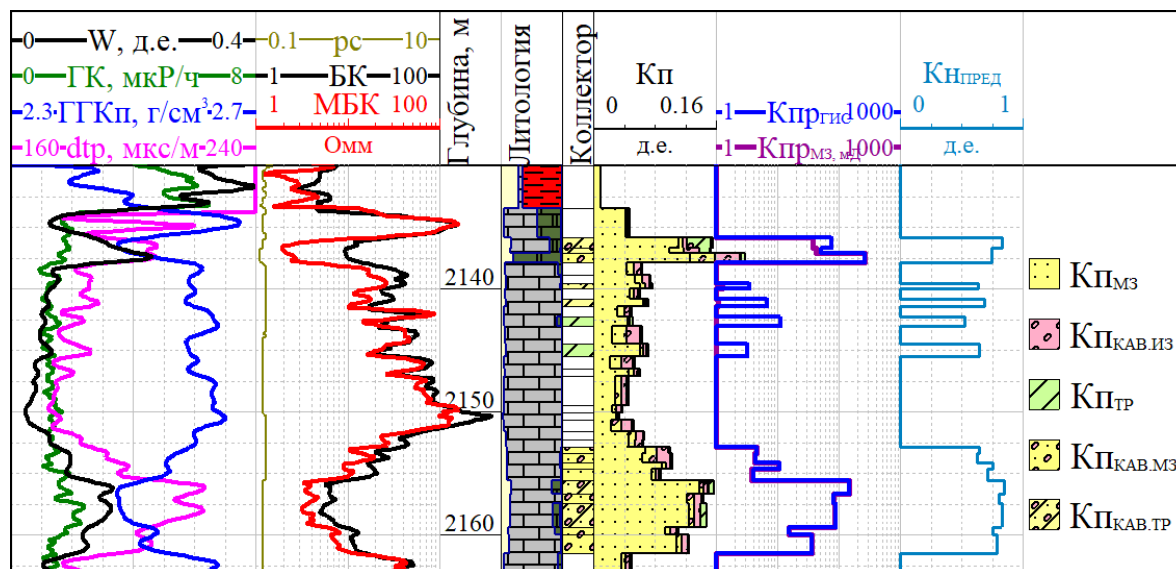
При моделировании УЭС пласта со сложной структурой пустотного пространства использовались разные представления о порядке соединения проводников. Используя наиболее распространенное положение о параллельном соединении межзерновых и проводящих систем и последовательном включении изолированных каверн [2], получим:

$$\frac{1}{\rho_{п}} = \frac{K_{птр} + K_{пкав.тр}}{\rho_{ф}^{тр}} + \frac{K_{пкав.мз}}{\rho_{ж}^{кав.мз}} + \frac{(1 - K_{птр} - K_{пкав.тр} - K_{пкав.мз}) \cdot K_{пбл+кав.из}^{мбл+кав.из}}{\rho_{ж}^{бл+кав.из}}, \quad (2)$$



где $\rho_{п}$ – сопротивление порово-каверново-трещинной породы, Ом·м; $\rho_{ф}^{ТР}$ – сопротивление фильтра промывочной жидкости, заполняющего трещины и соединенные ими каверны, Ом·м; $\rho_{ж}^{КАВ.МЗ}$ и $\rho_{ж}^{ЖБЛ+КАВ.ИЗ}$ – сопротивления жидкостей, заполняющих соответствующие типы пустот, Ом·м; $\rho_{БЛ+КАВ.ИЗ}$ – сопротивление межзернового блока породы с изолированными кавернами, Ом·м.

Пример использования предложенной модели при комплексировании стандартного комплекса ГИС приведен на рисунке.



Пример использования пятикомпонентной модели пористости при интерпретации стандартного комплекса ГИС.

Остаточная водонасыщенность различна для различных компонент пористости, что необходимо учитывать при расчете предельной нефтенасыщенности отложений:

$$K_{во} \cdot K_{пОбщ} = K_{воМЗ} \cdot (K_{пМЗ} + K_{пКАВ.МЗ}) + K_{воТР} \cdot (K_{пТР} + K_{пКАВ.ТР}) + 1 \cdot K_{пКАВ.ИЗ}, \quad (3)$$

где $K_{во}$, $K_{воМЗ}$ и $K_{воТР}$ – остаточная водонасыщенность породы в целом, межзерновой матрицы и системы трещин и соединенных ими каверн, д.е.

Таким образом, предложенная классификация пустотного пространства сложно построенных карбонатных коллекторов позволяет как проводить более корректное петрофизическое моделирование, так и получать зависимости для оценки проницаемости и предельной нефтенасыщенности карбонатных отложений со сложной структурой порового пространства.

Литература

1. Эланский М.М., Еникеев Б.Н. Использование многомерных связей в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1991. 205 с.
2. Александров Б.Л. Изучение карбонатных коллекторов геофизическими методами. М.: Недра, 1979. 200 с.
3. Добрынин В.М. Изучение пористости сложных карбонатных коллекторов // Геология нефти и газа. 1991. № 5. С. 30–34.
4. Смирнов Н.А., Пивоварова Н.Е. Методическое руководство по применению аппаратуры волнового акустического каротажа АВАК-1. Тверь: ООО «Нефтегазгеофизика», 2011. 74 с.



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА ОНГУРЁНЫ (ПРИМОРСКИЙ ХРЕБЕТ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Охремчук Е.Е., Дорошков А.А.

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

Хромшпинелиды являются типичными акцессорными минералами ультраосновных пород, образованных в различных геотектонических обстановках [1–4], химический состав которых зависит от состава расплава, процесса взаимодействия расплава с породой, последовательности кристаллизации минералов, физико-химических параметров (фугитивность кислорода, температура и давление) и степени частичного плавления исходного мантийного субстрата [5–8]. В связи с этим хромшпинелиды принято рассматривать в качестве важного петрогенетического индикатора для ультраосновных пород [7–11]. Хотя субсолидусные преобразования и/или метаморфизм могут изменять первичный состав хромшпинели [1, 9, 12–14], по составу реликтовых зерен можно судить об условиях образования содержащей их породы [4,10,15].

Изученные неопротерозойские ультраосновные интрузии локализируются в виде четырех ареалов в юго-западной части Байкальского выступа Сибирского кратона. В орографическом плане эта часть выступа относится к Приморскому хребту. Ультраосновные тела прорывают породы метаморфического комплекса сарминской серии и палеопротерозойские гранитоиды приморского комплекса. По текстурно-структурным особенностям выделяется две группы массивов: первая группа характеризуется порфировидными текстурами (массивы Моряны и Улан-Хан), вторая – кумулятивными и пойкилитовыми (массивы Зундук и Онгурёны). Породы массивов в различной степени преобразованы в результате автометаморфизма, при этом наименее измененными являются верлиты массива Онгурёны.

Ультраосновные породы всех массивов характеризуются присутствием двух типов хромшпинелидов [16]. Первый тип – однородные зерна, отвечающие по составу Al-хромиту и богатому Fe^{2+} -хромиту ($FeO > Fe_2O_3$), которые находятся в виде включений в оливине. Второй тип встречается в интерстициях силикатов и представлен как однородными, так и зональными зернами. Отличительной особенностью изученных хромшпинелидов является достаточно высокое содержание TiO_2 (до 6.5 мас. %). Так как породы массива Онгурёны сохранили первично магматические парагенезисы породообразующих и акцессорных минералов, более подробно рассмотрим особенности состава хромшпинелидов в этом массиве.

Хромшпинелиды первого типа в породах массива Онгурёны, по сравнению с таковыми из других массивов, характеризуются более низкими содержаниями Cr_2O_3 (33.5–39.6 мас. %) и более высокими – MgO (3.3–7.8 мас. %). Так же, как и в остальных массивах, их состав отвечает Al-хромиту и богатому Fe^{2+} -хромиту, содержания TiO_2 в них варьируется от 1 до 5.3 мас. %. Хромшпинелиды второго типа образуют зональные кристаллы в интерстициях силикатных минералов. Встречаются зерна, в которых ядра сложены богатым Fe^{2+} -хромитом и ферри-хромитом ($Fe_2O_3 > FeO$), при этом каймы отвечают по составу хроммагнетиту и магнетиту соответственно.



Исходя из структурных взаимоотношений минералов логично предположить, что хромшпинелиды первого типа кристаллизовались из расплава до начала кристаллизации оливина. Наблюдаемые высокие содержания TiO_2 в таких хромшпинелидах четко указывают на первично-магматическую природу обогащения их титаном, так как его диффузия через структуру оливина затруднена [17, 18]. Относительно невысокие величины $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ отношения (0.25–0.40) в Al-хромитах и присутствие внутри оливинов хромшпинелидов с повышенным содержанием Fe^{2+} можно объяснить субсолидусным Fe-Mg обменом между оливином и шпинелью [8, 17]. Об этом свидетельствует и температура оливин-хромитового равновесия [19, 20], рассчитанная для Al-хромитов, которая соответствует интервалу 1095–920 °C, что отвечает условиям субсолидусного равновесия.

Хромшпинелиды второго типа, представленные однородными гомогенными зёрнами богатого Fe^{2+} -хромита, кристаллизовались после оливина. Высокие содержания Ti и Fe^{2+} характеризуют эти хромшпинелиды как фазу, которая была образована из более фракционированного расплава.

Сравнение составов хромшпинелидов из массива Онгурёны с таковыми из других неопротерозойских базит-ультрабазитовых комплексов юга Сибири показало, что они наиболее близки второй генерации хромшпинелидов из массивов Тартай и Медек [21]. Интересно, что в этих хромшпинелидах были обнаружены расплавные включения, характеризующиеся высоким содержанием титана, железа и фосфора.

Зависимость содержания Al_2O_3 и TiO_2 в хромшпинелидах от состава исходного расплава позволяет использовать соотношение этих компонентов для определения типа магм, их тектонического сродства и мантийных источников [6]. Состав магматических хромшпинелей из пород массива Онгурёны на дискриминационной диаграмме Каменецкого и др. [6] лежит в пределах или вблизи полей шпинелей OIB и LIP, что служит дополнительным подтверждением внутриплитной природы проявлений неопротерозойского ультраосновного магматизма в юго-западной части Байкальского выступа Сибирского кратона.

Литература

1. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. С. 2279–2302.
2. Dare S.A., Pearce J.A., McDonald I., Styles M.T. Tectonic discrimination of peridotites using f_{O_2} -Cr# and Ga-Ti- Fe^{III} systematics in chrome-spinel // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. С. 199–216.
3. Arai S., Okamura H., Kadoshima K. et al. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting // *Island Arc*. 2011. V. 20. С. 125–137.
4. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks a potential guide to magma chemistry // *Mineralogical Magazine*. 1992. V. 56. С. 173–184.
5. Barnes S.J. Chromite in komatiites, I. Magmatic controls on crystallization and composition // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. 1689–1720.
6. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. С. 655–671.
6. Численное моделирование влияния петрогенных компонентов на растворимость хромшпинелида в расплаве и возможный механизм образования хромититов // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 487, № 1. С. 78–81.
7. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part I. Theory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1965. 2. 648–672.



8. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part II. Petrologic applications // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1967. 4. 71–103.
9. *MacGregor I.D., Smith C.H.* The use of chrome spinels in petrographic studies of ultramafic intrusions // *Canadian Mineralogist*. 1963. 7. 403–412.
10. *Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1984. 86. 54–76.
11. *Голубева И.И., Филиппов В.Н., Бурцев И.Н.* Хромшпинелиды – как индикатор типизации ультрамафитов спорного генезиса // *Тр. Ферм. научн. сесс.* 2018. № 15. С. 112–115.
12. *Evans B.W., Frost B.R.* Chrome-spinel in progressive metamorphism – preliminary analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975. V. 39. P. 959–972.
13. *Cameron E.N.* Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld Complex // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975. V. 39. P. 1021–1033.
14. *Barnes S.J.* Chromite in Komatiites II. Modification during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 387–409.
15. *Sobolev N.V., Logvinova A.M.* Significance of accessory chrome spinel in identifying serpentinite paragenesis // *International Geology Review*. 2005. V. 47. P. 58–64
16. *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. 608.
17. *Scowen P. A. H, Roeder P. L, Helz R.T.* Re-equilibration of chromite within Kilauea Iki lake, Hawaii // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. 107, 8–20.
18. *Barnes S.J., Tang Z.-L.* Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People's Republic of China // *Economic Geology*. 1999. V. 94. P. 343–356.
19. *Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* Re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. С. 325–334.
20. *Sack R., Ghiorso M.S.* Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamic and petrological applications // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 827–847.
21. *Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С. и др.* Условия формирования ультрабазитов Алхадырского террейна (Восточный Саян, Сибирь) по результатам комплексного изучения состава хромшпинелидов // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56, № 9. С. 1664–1680.



ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ П-ОВА ЯМАЛ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ 3D ЗСБ

Оцимик А.А.^{1,2}, Буддо И.В.^{1,2,3}, Шелохов И.А.^{1,2}, Смирнов А.С.^{4,5}

¹ ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

⁴ ООО «Газпром недра», Иркутск

⁵ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

Актуальность исследования связана с необходимостью уточнения геологического строения слабоизученных горизонтов месторождений углеводородов (УВ) с целью восполнения отработанных запасов или расширения сырьевой базы действующего предприятия. Интерес представляют глубокие неразведанные горизонты, где литологический и тектонический факторы накладывают отпечаток на строение залежей. Как показывает практика, метод зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) в условиях высокопроводящего разреза Западной Сибири весьма чувствителен к изменениям насыщения, литологии, что позволяет с высокой степенью достоверности определить перспективные в нефтегазопоисковом плане зоны.

Объектом исследований является геологический разрез нефтегазоконденсатного месторождения, расположенного на северо-западе полуострова Ямал. В структурном плане месторождение приурочено к куполовидному поднятию. Стратиграфический диапазон нефтегазоносности очень широк – от палеозоя до сеномана. Методом 3D ЗСБ детально исследована сводовая часть поднятия площадью 200 км², что позволило уточнить информацию о строении залежей, оценить перспективы нефтегазоносности горизонтов, наименее изученных бурением, а также зафиксировать следы глубинной флюидомиграции.

Основные закономерности в распределении геоэлектрических свойств отмечены в связи со структурно-тектоническими особенностями территории (рис. 1). В отложениях апта-сеномана прослеживается понижение значений УЭС от свода к крыльям структуры. Сводовая часть структуры, где коллекторы обладают максимальной газонасыщенностью, отображается в поле УЭС соответствующими максимальными значениями. На восточном наиболее погруженном крыле уверенно фиксируется переход от УВ насыщения к водному, сопровождающийся понижением значений УЭС.

Геологическая модель месторождения. В характере распределения УЭС более глубоких горизонтов (от неокома до палеозоя) отчетливо проявляется тектонический контроль. Ряд нарушений северо-западной ориентировки отражается градиентными зонами УЭС, что может указывать на их экранирующую роль. Наряду с экранирующими разломами можно отметить систему непротяженных разрывных нарушений на юго-востоке площади, пониженными значениями УЭС она прослеживается на многих уровнях разреза (от сеномана до юрских отложений). Сделано предположение о том, что данная зона не что иное, как разлом, находящийся на ранней дизъюнктивной стадии, представляющий собой систему трещин. Согласно исследованиям [1], подобные сети трещин зачастую определяют типы УВ ловушек,



осложняют строение продуктивных коллекторов, контролируют пространственное распределение участков аномальных давлений.

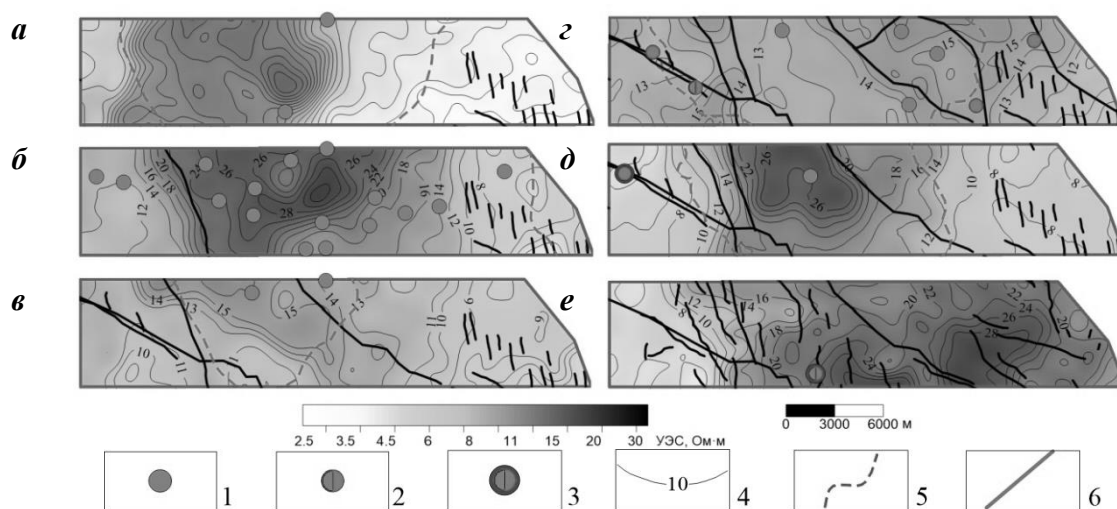


Рис. 1. Карты продольного сопротивления пластов: *а* – ПК1 (сеноман), *б* – ТП1-6, *в* – ТП7-11, *з* – ТП17-18 (готерив-апт), *д* – Ю2-4 (бат), *е* – складчатого основания (палеозой): 1–3 – скважины глубокого бурения с притоками: 1 – газа, 2 – газа и воды, 3 – газа, воды и нефти; 4 – изолинии продольного сопротивления, Ом·м; 5 – контуры продуктивности; 6 – тектонические нарушения по данным МОВ ОГТ 3D.

На примере продуктивного пласта ПК1 (сеноман) показаны проявления дизъюнктивной тектоники и процессов глубинной флюидомиграции по данным сейсмо- и электроразведки. С применением петрофизической зависимости Дахнова-Арчи и УЭС по данным 3D ЗСБ выполнялся расчет прогнозных коэффициентов газонасыщенности (K_g) коллекторов, что позволило уточнить распределение K_g в межскважинном пространстве. Прогнозными K_g более 0.5 д.ед. сопровождается залежь в пределах контура газоносности. Максимум значений K_g до 0.8 д.ед. в центре площади прослежен на многих уровнях разреза, в поле сейсмической записи отражается в виде субвертикальной просадки отражений на фоне пониженных амплитуд, завершающейся поднятием в верхних отражающих горизонтах. Такие инверсные аномалии в литературе называют аномальными кольцевыми зонами (АКЗ) или «газовыми трубами», возникшими в силу естественных причин проникновения высоконапорных газов вверх по разрезу по ослабленной зоне [2]. В пределах восточного крыла структуры зафиксировано локальное увеличение прогнозных K_g до 0.4 д.ед., его строгая приуроченность к системе нарушений может свидетельствовать о перетоке газа из нижележащих толщ. Разломная зона сопровождается скоростной аномалией в интервале от сеномана до палеозоя. В поле УЭС она проявлена пониженными значениями через всю толщу осадочного чехла, завершается в сеномане относительно повышенными УЭС и прогнозными K_g (рис. 2).

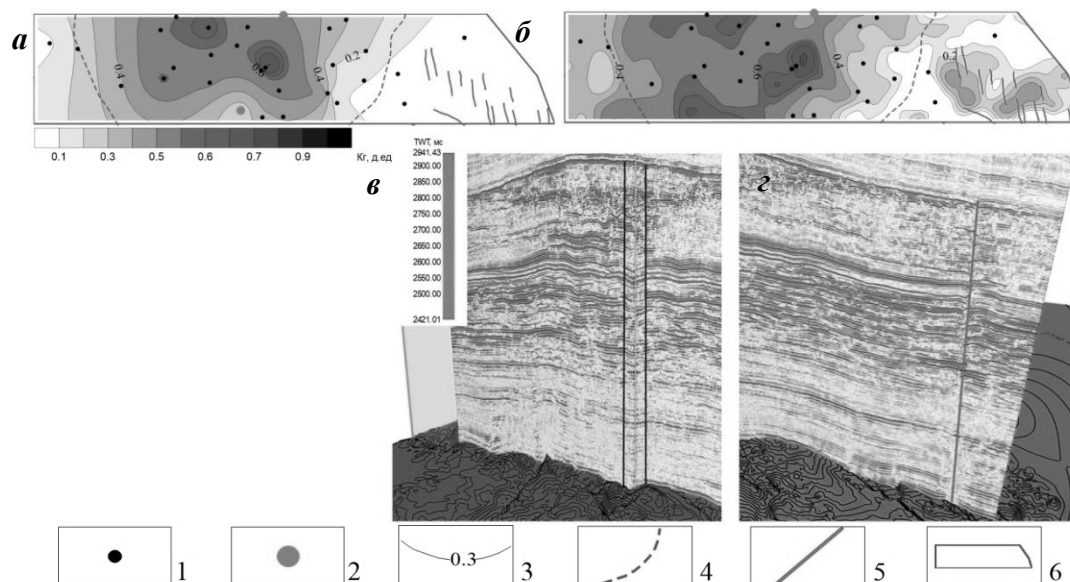


Рис. 2. Карта коэффициентов газонасыщенности по данным ГИС (а); прогнозная карта коэффициентов газонасыщенности по данным 3D ЗСБ (б); отражение области максимумов Кг на временном сейсмическом разрезе (в); отражение разломной зоны на временном сейсмическом разрезе (з). 1 – скважины глубокого бурения; 2 – испытанные скважины и дебиты газа; 3 – изолинии Кг, д.ед.; 4 – контур газонасыщенности сеноманского пласта ПК1; 5 – тектонические нарушения по данным МОВ ОГТ 3D; 6 – контур участка детальных исследований.

Подводя итог, важно подчеркнуть роль тектонических нарушений в строении геологического разреза. Большинство нарушений берет свое начало в породах палеозойского основания, а их простирание соответствует простиранию всех локальных и региональных структур изучаемого района. Как известно, крупные разломы являются важными элементами, контролирующими нефтегазоносность на территории п-ова Ямал [3]. Комплексное применение электро- и сейсморазведочных работ позволило изучить структурно-тектоническое строение осадочного чехла и доюрского основания, определить роль тектонических нарушений в размещении залежей и движении флюидов по разрезу.

Литература

1. Семинский К.Ж., Саньков В.А., Огибенин В.В. и др. Тектонофизический подход к анализу геолого-геофизических данных на газоконденсатных месторождениях со сложным строением платформенного чехла // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9(3). С. 587–627.
2. Нежданов А.А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Тюмень, 2004. 453 с.
3. Подурушин В.Ф. Тектоника фундамента и ее влияние на формирование газового потенциала полуострова Ямал // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. 2004. С. 65–72.



НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (АНАБАРО- ОЛЕНЕКСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

Пасенко А.М.^{1,2}, Мальшиев С.В.², Пазухина А.А.²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, pasenkoal@ya.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург

Уджинская структура, располагающаяся на северо-востоке Сибирской платформы между Оленекским поднятием и Анабарским массивом, генетически является авлакогеном меридионального простирания, образовавшимся в конце нижнего рифея в результате процессов, приведших к распаду суперконтинента Нуна (Колумбия) [1]. В современной структуре региона она выступает в качестве поднятия, поскольку в ее пределах на дневную поверхность выходят докембрийские породы, обрамленные породами фанерозойского осадочного чехла (рисунок).

Довендская часть разреза Уджинского поднятия представлена четырьмя свитами: терригенно-карбонатной улахан-курунградской, вулканогенно-осадочной унгуохтахской, терригенно-карбонатной хапчаньской и преимущественно терригенной уджинской [2]. Эти свиты прорываются интрузивными телами основного состава. В рамках недавних исследований было показано, что интрузивные тела по геохимическим признакам и палеомагнитным данным делятся на две разновозрастные группы [3, 4]. Первая, более древняя, группа ассоциирует с вулканитами унгуохтахской свиты, которая по палеомагнитным данным коррелирует с базитами Куонамской магматической провинции [5] и, соответственно, может иметь возраст ~1500 млн лет [4]. Вторая, более молодая, группа базитовых интрузий, прорывающих все четыре свиты, имеет возраст ~1385 млн лет [6], что позволяет ограничить время накопления рифейской части разреза Уджинского поднятия.

Уджинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается вендскими томторской и туркутской свитами [2]. Томторская свита сопоставляется с маастахской свитой Оленекского поднятия, которая согласно последним изотопным данным [7] накапливалась в промежутке 630–580 млн лет.

В рамках полевых работ 2020 г. на территории Уджинского поднятия нами была отобрана представительная коллекция палеомагнитных образцов (рисунок). Получены качественные палеомагнитные данные по породам унгуохтахской, уджинской и томторской свит, а также по интрузивным телам обоих этапов базитового рифейского магматизма.

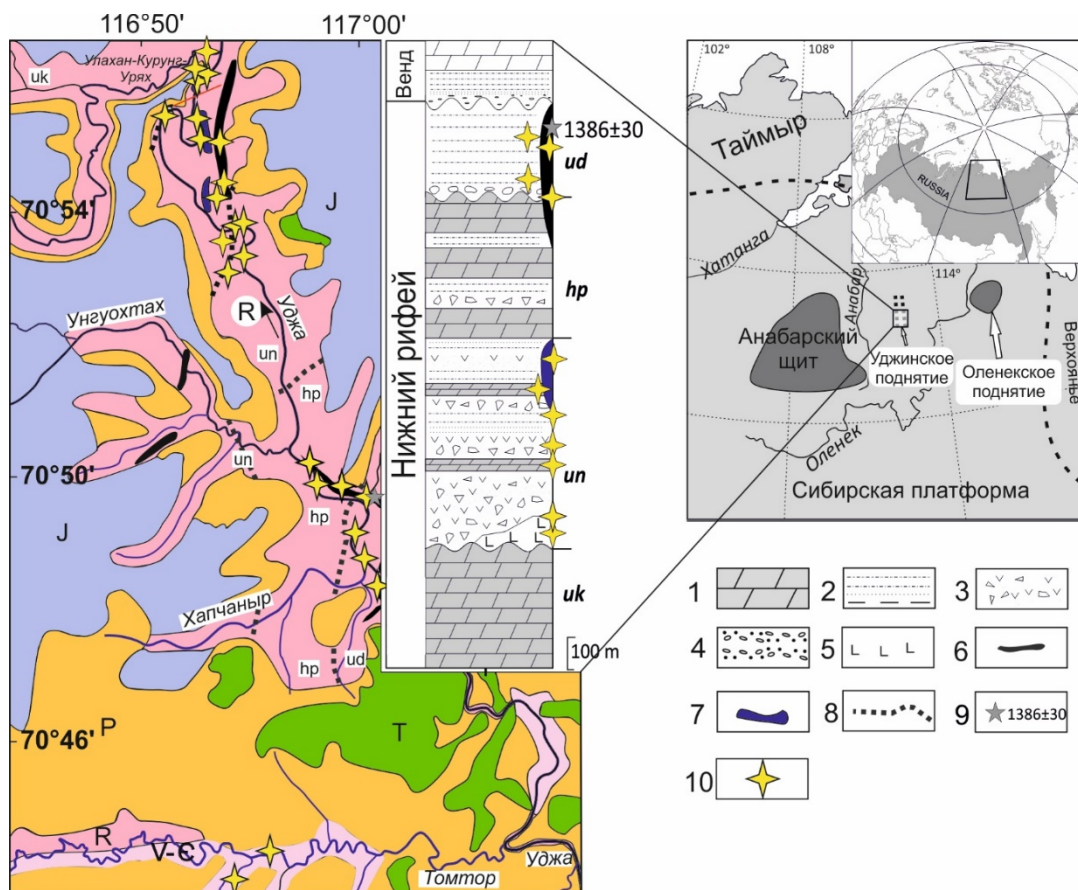
Из пород унгуохтахской свиты были опробованы туфы и туфобрекчии, две линзы туффигов суммарной мощностью около 1 м, ~40 м алевролитов, три удаленных обнажения базальтовых потоков и три обнажения строматолитовых известняков мощностью по 1–2 м. Всего было отобрано 180 образцов пород унгуохтахской свиты различного генезиса.

Из пород уджинской свиты были опробованы песчаники, алевролиты, прослой внутриформационных конгломератов, а также подстилающий и венчающий свиту слой строматолитовых известняков. Всего было опробовано около 150 м разреза и отобрано более 150 образцов.



Из пород томторской свиты нами было отобрано 47 ориентированных образцов песчаников, алевропесчаников и алевролитов, слагающих ~10–15 м мощности свиты.

Из магматических тел было отобрано более 300 образцов из 14 сайтов (обнажений). Зачастую каждый сайт представлял собой отдельный интрузив, однако для крупных тел (например, для Большой Уджинской дайки) образцы отбирались из нескольких сайтов. Всего было опробовано семь различных интрузий, относящихся к обеим фазам магматизма.



Геологическая схема Уджинского поднятия по [3]. Свиты: uk – улахан-курунгская; un – унгуохтахская; hp – халчаньырская; ud – уджинская. 1 – известняки, доломиты; 2 – аргиллиты, алевролиты, песчаники; 3 – туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии; 4 – конгломераты, песчаники; 5 – пластовые тела основного состава; 6 – интрузивные тела второго этапа магматизма; 7 – интрузивные тела первого этапа магматизма; 8 – границы рифейских свит Уджинского поднятия; 9 – точка геохронологического опробования и возраст породы (млн лет); 10 – точки палеомагнитного опробования.

Проведенные петро- и палеомагнитные исследования позволили получить надежные палеомагнитные полюсы для унгуохтахского и уджинского времени Сибирской платформы, что отвечает ~1500 и ~1400 млн лет соответственно. Для интрузивных тел второго этапа магматизма определен полюс для ~1385 млн лет.

Полученные палеомагнитные определения позволили существенно уточнить мезопротерозойский сегмент траектории кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и протестировать гипотезу существования в мезопротерозое Лаврентии и



Сибири в рамках единой литосферной плиты (гипотеза трансдокембрийского суперконтинента [8–10]). Новые палеомагнитные данные подтверждают, что во время мезопротерозоя Сибирь и Лаврентия могли существовать в рамках единого суперконтинента, однако для временного промежутка ~1380...~1100 млн лет для Сибирской платформы наблюдается критический недостаток данных.

Проведенные исследования анизотропии магнитной восприимчивости позволили предположить возможные условия осадконакопления изученных осадочных пород, а также сделать вывод о направлении сноса обломочного материала. Согласно этим данным, терригенные породы уджинской свиты накапливались в условиях течения, ориентированного в северо-восточном/юго-западном направлении, а породы томторской свиты накапливались в условиях субмеридиональных течений. Эти выводы частично подтверждаются результатами исследования косой слоистости и знаков ряби, обнаруженных в песчаниках этих свит [2]. Данные об условиях накопления докембрийских осадочных толщ Уджинского поднятия важны для построения и тестирования различных палеогеографических реконструкций.

В рамках доклада будут развернуто представлены и обсуждены приведенные результаты петро- и палеомагнитных исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФ, проект №19-77-10048.

Литература

1. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
2. *Шпунт Б.Р. и др.* Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
3. *Гладкочуб Д.П. и др.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Доклады Академии наук. 2009. № 5. С. 642–648.
4. *Пасенко А.М., Малышев С.В.* Палеомагнетизм и возрастная корреляция мезопротерозойских пород Уджинского и Оленекского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Физика Земли. 2020. № 6. С. 145–169.
5. *Эрнст П.Е. и др.* Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 833–855.
6. *Malyshev S.V. et al.* Geodynamic significance of the Mesoproterozoic magmatism of the Udzha paleo-Rift (Northern Siberian craton) based on U-Pb geochronology and paleomagnetic data // Minerals. 2018. V. 8, № 12. P. 555.
7. *Vishnevskaya I.A. et al.* Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform // Gondwana Research. 2017. V. 51. P. 255–271.
8. *Gladkochub D. et al.* The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29, № 3. P. 169–174.
9. *Pisarevsky S.A. et al.* Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244, № 1. P. 207–225.
10. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 42–59.



КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ МАЛОГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С ЦЕЛЬЮ ОПТИМИЗАЦИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Переплеткин И.А., Кузнецов В.И.

Тюменский индустриальный университет, Тюмень, ivan_perepletkin@mail.ru

Известно, что Западная Сибирь находится в стадии глубокого освоения, в настоящее время прирост запасов углеводородов происходит главным образом за счет локальных малоразмерных и малоамплитудных объектов. Наиболее перспективным методом исследования ВЧР (в дополнение к сейсморазведке 3D МОВ-ОГТ) является [1] малоглубинная модификация зондирования становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) – наиболее популярный метод электроразведки, имеющий нарабатанную методологию и значительный опыт применения. Также в последние десятилетия быстро развивается наиболее информативный среди всех методов электромагнитного зондирования, обеспечивающий получение наиболее полной и качественной информации о среде – метод георадиолокационного подповерхностного зондирования на отраженных электромагнитных волнах (МОЭМВ) [2]. Волновая природа метода георадиолокации расширяет потенциал метода – помимо скорости распространения сигнала в среде, ведется измерение проводимости. На сегодняшний день технические характеристики новейшего георадарного оборудования позволяют работать в диапазоне рабочих частот от 1 МГц до 3 ГГц при вертикальном разрешении 1 нс на канал. Максимальные глубины апробации метода – в пределах 1200–1300 м, для пород со скоростями распространения импульсов 0.15 м/нс доступные глубины могут в теории превысить 3 км [2].

На рис. 1 представлены результаты одних из первых исследований [3] МОЭМВ совместно с ЗСБ и электротомографией на уникальных с точки зрения геокриологии объектах на полуострове Ямал – гигантских воронках. Изменения проводимости горных пород по латерали также были установлены и по данным других электромагнитных методов (зондирования становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) и электротомографии (ЭТ)), испытания которых также были проведены на этом же участке, но с меньшей точностью.

По данным ГРЛ МОЭМВ, был выделен малоконтрастный слой с отметок 600 нс (отмеченный штрихпунктирными линиями), который содержит неоднородные включения, создающие переотражения сигнала при достаточно слабом затухании. Данный конкретный горизонт характеризуется аномально высоким УЭС по данным мЗСБ, что может быть связано с повышенной льдистостью грунтов. Анализируя малое ослабление сигнала внутри слоя, можно предположить существование в нем прослоев песка с газогидратными включениями, наличие которых в этом регионе и на этой глубине зафиксировано ранее другими исследователями [2, 3]. По изменению затухания отраженного сигнала по профилю съемки прослеживается линзовый характер слоев по данному разрезу.

Стоит отметить, что акустические и электромагнитные волны, распространяющиеся в различных средах и устройствах, подчиняются единым волновым законам. Это явления возбуждения волн конкретными источниками, отражения и преломления волн на границе раздела сред, рассеяние на



неоднородностях, рефракция. Отсюда следует, что изображения границ раздела идентичны и временные разрезы визуально не отличимы. В то же время различия в физической природе полей в георадиолокации и в сейсморазведке определяют различия в разведочных возможностях этих двух методов. В малоглубинной сейсморазведке преобладающие длины волн лежат в пределах от первых метров до первых десятков метров. В георадиолокации, в ее основном диапазоне частот 50–3000 МГц, длины волн лежат в пределах от первых сантиметров до 2 м. Таким образом, по параметру глубинности методы перекрываются в области примерно 3–15 м, а по разрешающей способности георадиолокация стоит значительно выше [4]. Наглядно сравнение радарограмм и сейсмограмм представлено на рис. 2 на одной из л.у. (ЯНАО). Видно, что на радарограммах МОЭМВ достаточно высокая разрешающая способность сохраняется в пределах глубин 400–500 м, что позволяет рассматривать метод в перспективе комплексирования с сейсморазведкой с целью минимизации ошибок, вызванных влиянием ВЧР, в дополнение к ЗСБ.

Анализируя последние результаты внедрения методов, можно сделать вывод, что совместное использование мЗСБ и МОЭМВ позволит дополнять сейсмические данные в зонах, осложненных влиянием ММП за счет того, что возможен прямой прогноз характера насыщения перспективных структурных объектов при детальном анализе и интерпретации данных. Эффективность их комплексирования обоснована последними экспериментальными исследованиями [5] и представляется возможным на всех стадиях разведки, разработки и дальнейшей эксплуатации месторождений, а также при процессе доразведки. Возможные негативные экологические последствия и риски при обустройстве месторождений также будут минимизированы, так как при проведении георадиолокационной съемки будет доступна информация и о физико-механических свойствах грунтов, что является крайне важным аспектом при проектировании геологоразведочных работ на нефть и газ в Арктической зоне.

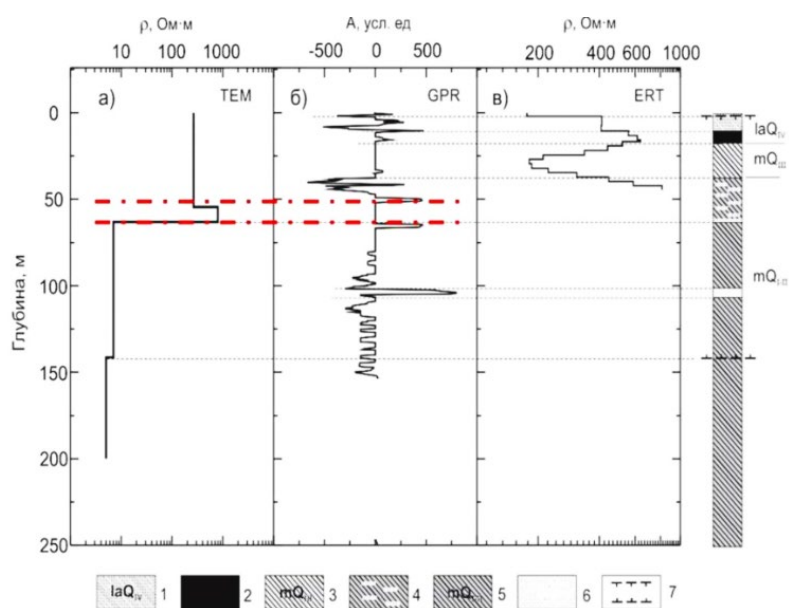


Рис. 1. Геоэлектрические модели по данным методов ЗСБ (а) и ЭТ (в) и волновая форма сигнала ГРЛ (б) в одной и той же точке профиля съемки: 1 – озерно-аллювиальные супеси; 2 – лед; 3 – суглинки; 4 – горизонт с прослоями газогидратов; 5 – морские засоленные суглинки; 6 – песок; 7 – границы ММП.

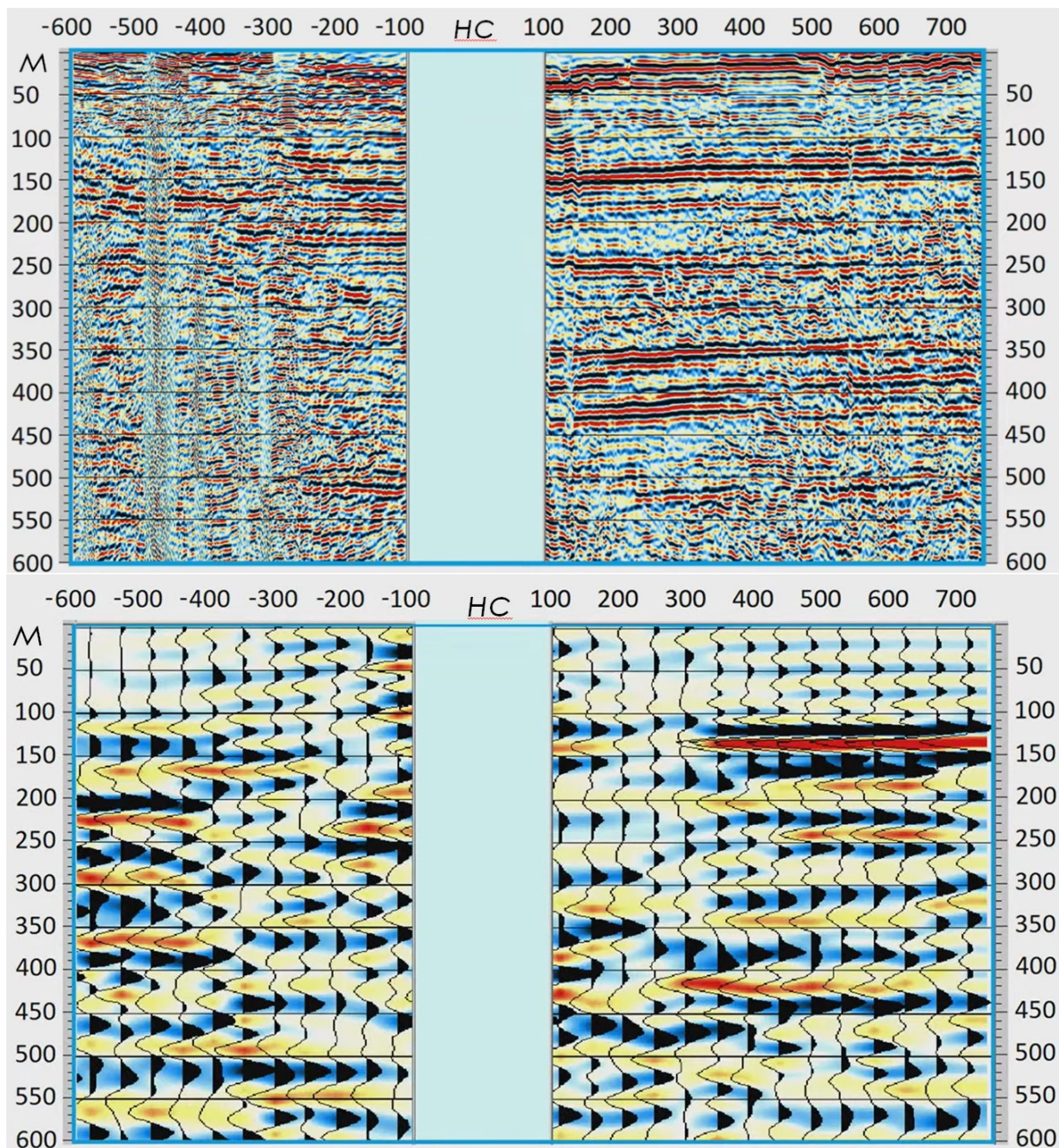


Рис. 2. Радарограммы (сверху) и сейсмограммы (снизу) на участке работ (ЯНАО).

Литература

1. Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2017. 331 с.
2. Гулевич О.А. Импульсное сверхширокополосное электромагнитное зондирование природных и техногенных сред с дисперсией: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2015. 126 с.
3. Волкомирская Л.Б., Сахтеров В.И., Шерстнев А.В. Исследование воронки на полуострове Ямал 10 ноября 2014 г. георадарами Грот-12 и Грот-12Н // Научный вестник ЯНАО. 2015. № 2. С. 81–89.
4. Бричева С.С. Разработка методики изучения криогенных объектов при помощи георадиолокации: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2018. 144 с.
5. Долгих Ю.Н., Санин С.С., Буддо И.В., Волкомирская Л.Б. Повышение эффективности геофизических исследований на основе комплексирования сейсморазведки и современной электроразведки. Конференция «Тюмень 2019» EAGE: Тезисы докладов. Тюмень, 2019. 5 с.



ПРИРОДНАЯ ЗАЩИЩЕННОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА НА ТЕРРИТОРИИ Г. КАЗАНИ

Петрова Д.И.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, DaIPetrova@kpfu.ru

В связи с ростом городов и концентрацией населения на относительно небольшой территории в последнее время актуальным направлением гидрогеологических исследований стало изучение уязвимости водоносных горизонтов относительно техногенного воздействия. Город Казань имеет высокоразвитый промышленный потенциал, поэтому вопрос защищенности подземных вод от техногенного загрязнения является важным элементом стратегического развития городской инфраструктуры.

Первыми от земной поверхности на территории г. Казани залегают воды четвертичного аллювиального комплекса. Глубина залегания четвертичных водоносных горизонтов изменяется от 1–4 м (в центральной части города) до 70 м (в западной части города).

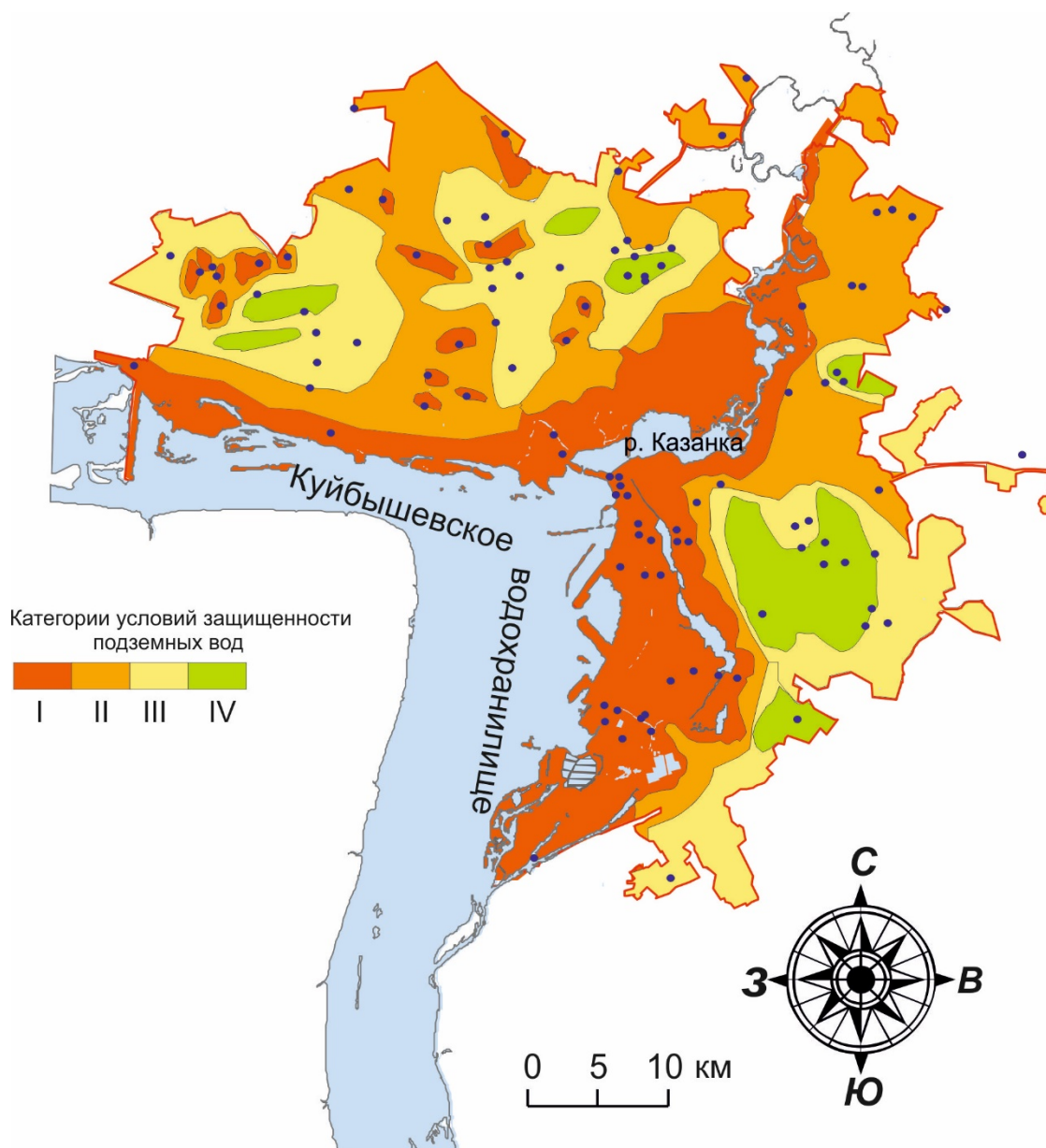
Типизация природных условий защищенности подземных вод четвертичного комплекса от техногенного загрязнения для г. Казани

Категория условий защищенности	Сумма баллов	Оценка экологического состояния подземных вод	Литологический состав зоны аэрации	Распространение	Условия природной защищенности подземных вод
I	до 5	весьма неблагоприятная	пески, гравий, супеси, суглинки, глины	Русловой аллювий р. Волга, р. Казанка	весьма незащищенные (очень слабые)
II	5–10	неблагоприятная	пески, супеси	Пойменный и старичный аллювий всех водотоков	незащищенные (слабые)
III	10–15	менее благоприятная	супеси, легкие суглинки	Нижняя часть склонов долин	слабо защищенные (умеренно-слабые)
IV	15–20	условно благоприятная	легкие суглинки, суглинки	Средняя часть склонов долин	условно защищенные (умеренно-хорошие)

Для качественной оценки условий защищенности подземных вод четвертичного комплекса от техногенного загрязнения в наибольшей степени подходит методика ВСЕГИНГЕО [1, 2], в которой факторами защищенности подземных вод являются мощность и литологический состав пород зоны аэрации, а также глубина залегания целевых водоносных горизонтов. Оценка природных условий защищенности вод



четвертичного комплекса г. Казани выполнена на основе сопоставления категорий защищенности (таблица) с некоторыми дополнениями из [3].



Модель защищенности подземных вод четвертичного комплекса г. Казани от техногенного загрязнения. Расшифровку категорий условий защищенности см. в таблице. Точки – водозаборные скважины.

Для территории г. Казани автором выделены четыре категории условий защищенности подземных вод от техногенного загрязнения (таблица). Анализ компьютерной модели защищенности подземных вод (рисунок), выполненной в программе ArcGisMap, позволил выявить пространственные условия природной защищенности подземных вод: в речных долинах — это незащищенные воды, на склонах и водоразделах — слабо защищенные и относительно защищенные. Модель также показала, что экологическое состояние подземных вод четвертичного комплекса



в историческом центре города, по левобережью Куйбышевского водохранилища, в пойме р. Казанка, по берегам озерной системы Кабан и в южной промышленной зоне практически повсеместно неблагоприятное.

Таким образом, на основании данных по водозаборным скважинам г. Казани рассмотрены основные природные факторы, защищающие подземные воды от поступления техногенного загрязнения. С применением ГИС технологий впервые составлена компьютерная модель защищенности подземных вод г. Казани.

Работа выполнена за счет субсидии, выделенной Казанскому университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности (проект № 0671-2020-0048 государственного задания № 075-00216-20-05 от 04.06.2020 г. (часть II). Секция I)).

Литература

1. Гольдберг В.М., Газда С. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. М.: Недра, 1984. 262 с.
2. Методические рекомендации по гидрогеологическим исследованиям и прогнозам для контроля за охраной подземных вод / сост. В. М. Гольдберг. М.: ВСЕГИНГЕО, 1980. 86 с.
3. Сунгатуллин Р.Х. Комплексный анализ геологической среды (на примере Нижнекамской площади). Казань: Изд-во Мастер-Лайн, 2001. 140 с.



ФЛЮИДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Петрова М.А.^{1,2}, Шапаренко Е.О.¹, Хоменко М.О.¹

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, petrovama@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Олимпиадинское месторождение – одно из крупнейших золоторудных месторождений России (Енисейский кряж, Красноярский край) [1]. Необходимо отметить, что при проходке разведочной скважины на Восточном карьере месторождения начался самопроизвольный излив промывочной жидкости, сопровождаемый пузырьками газа, в составе которого определено до 18 % углеводородов. Высказана версия о причинах газовыделения – вскрытие газово-жидких углеводородных включений в минералах руд в результате техногенных перемещений в глубинных тектонических блоках месторождения [2], поэтому изучение состава газовой фазы флюидных включений в минералах глубоких горизонтов Олимпиадинского месторождения представляет собой важную задачу и является актуальным.

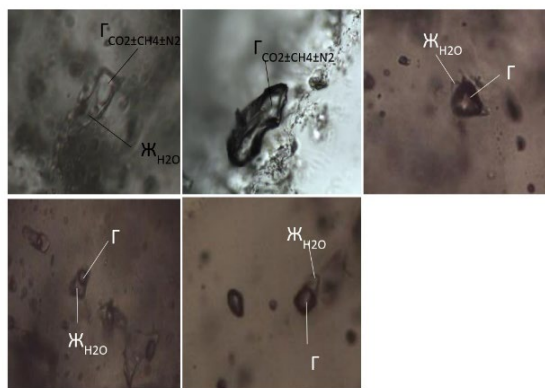
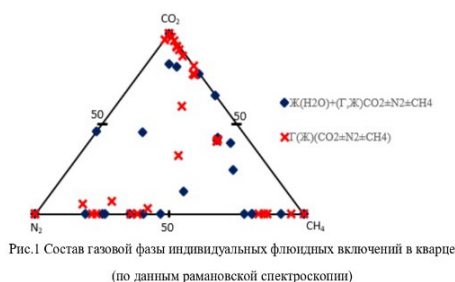
Месторождение расположено в южной части Северо-Енисейского рудного района, на территории присутствуют гранитоиды Чиримбинского массива, а также такие структурные элементы, как татарский глубинный разлом и медвежинская антиклиналь, которая является главной рудоконтролирующей структурой месторождения. Нами были изучены кварцевые жилы на Олимпиадинском месторождении с сульфидной минерализацией [1].

Основными методами исследования в представленной работе были рамановская спектроскопия, термометрия и газовая хромато-масс-спектрометрия. Основное различие этих методов состоит в том, что с помощью рамановской спектроскопии можно изучать составы отдельных соединений в индивидуальных флюидных включениях (таких, как CO₂, CH₄, N₂, C₃H₈ и т.д.), а хромато-масс-спектрометрический метод позволяет определять состав флюидов в кварце по валу. Помимо воды и углекислоты, можно обнаружить представителей не менее 11 гомологических рядов органических соединений. В их число входят бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды), кислородосодержащие углеводороды (спирты, эфиры, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), азот-, серо-, галоген- и кремнийсодержащие соединения [1].

С глубоких горизонтов месторождения Олимпиада изучены флюидные включения по скважинам № 509, № 27008 в интервале глубин 521.8–1535.9 м. Изучен 171 образец каменного материала с разным содержанием золота на разных горизонтах. Из них были отобраны представительные 62 включения. При просмотре полированных кварцевых пластинок под микроскопом в проходящем свете при комнатной температуре установлено, что в кварце законсервировано два типа флюидных включений: однофазовые газовые (или жидкие) CH₄±N₂±CO₂ и двухфазовые водно-углекислотные (Ж_{H₂O}+Г(Ж)_{CO₂}) (рисунок). На долю однофазных включений приходится 70–90 %. Методом рамановской спектроскопии выявлено, что



однофазовые включения заполнены смесью CH_4+N_2 (рисунок). Во включениях, содержащих воду, в газовой фазе появляется CO_2 (рисунок).



Типы включений в кварце Олимпиадинского золоторудного месторождения.

При термометрических исследованиях были получены следующие параметры: $T_{\text{пл}} \text{ льда}$, $T_{\text{гом}}$, $T_{\text{пл. сжиженного газа}}$, вид гомогенизации. Не все включения удалось довести до полной гомогенизации, что напрямую связано с их составом. $T_{\text{пл}} \text{ льда}$ не дошла ниже $-10.5 \text{ }^\circ\text{C}$. Гомогенизация в большинстве своем протекает в газовую фазу, указывая на преимущественно газовое агрегатное состояние флюидов.

Таким образом, газовые включения фиксируют области потоков золотоносных флюидов, существовавших на глубоких горизонтах месторождения Олимпиада [3]. Преимущественный состав флюидов – металлоносный окисленный водно-углекислотный и восстановленный углекислотно-углеводородный.

Образование на Енисейском кряже такого уникального месторождения стало возможным, благодаря ряду факторов: геологическому положению, долговременной деятельности флюидов, прибывающих из недр земной коры.

Литература

1. Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М. и др. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, $^3\text{He}/^4\text{He}$ флюидов, Ag-Ag возраст и продолжительность формирования // Геология и геофизика. 2019. Т. 9. С. 1310–1329.
2. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А. и др. Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский кряж, Россия) // Геосферные исследования. 2019. № 1. С. 17–43.
3. Петрова М.А., Шапаренко Е.О., Хоменко М.О. Метан-азот-углекислотный состав газовой фазы флюидных включений в кварце с глубоких горизонтов месторождения Олимпиада по данным рамановской спектроскопии // 58-я Международная научная студенческая конференция. Новосибирск, 2020. С. 81–81.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Потанов С.В.^{1,2}, Шарыгин И.С.^{1,2}, Хороших М.С.³, Константинов К.М.^{1,3}

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

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

³ Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный

Кимберлиты – это уникальные горные породы, образовавшиеся в результате кристаллизации расплавов, имеющих наиболее глубинное происхождение (>150 км). Кимберлиты являются главным источником алмазов. Таким образом, изучение минералогии кимберлитов имеет как научное, так и прикладное значение. В частности, идентификация и детальная характеристика минералов-носителей намагниченности (МНН) в кимберлитах необходимы для доказательства надежности палеомагнитных данных [1] и для разработки петромагнитной/поисковой модели кимберлитовых трубок [2].

Верхнемунское кимберлитовое поле (ВМП) входит в состав Якутской кимберлитовой провинции и расположено в бассейне р. Улах-Муна, правого притока р. Муна. Данное поле является алмазоносным; пять кимберлитовых трубок переведены в разряд месторождений (Заполярная, Деймос, Поисковая, Новинка и Комсомольская-Магнитная). Всего на территории поля обнаружено 16 трубок и 3 дайки [3, 4]. Возраст кимберлитов ВМП определен как среднепалеозойский (D₃-C₁) [4]. Количество фаз внедрения в трубках ВМП может достигать трех [3–5]. Кимберлиты ВМП представлены двумя структурно-текстурными типами пород: порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями, представляющими собой самостоятельные фазы внедрения [3–5]. Внутри каждого типа выделяются несколько петрографических разновидностей, разделение которых основано на наличии/отсутствии флогопита и монтичеллита в составе основной массы кимберлита [3–5].

В настоящей работе была охарактеризована минералогия образцов кимберлитов ВМП из пяти трубок-месторождений. Данные образцы были отобраны в бортах приповерхностных горных выработок для палеомагнитных исследований [1]. Результаты палеомагнитных исследований кимберлитов ВМП представлены в материалах этой же конференции [1]. Все образцы кимберлитов из изученной коллекции отнесены к порфировому типу. Минералогия кимберлитов была исследована методом сканирующей электронной микроскопии, совмещенной с энергодисперсионной спектроскопией (СЭМ-ЭДС).

Среди минералов кимберлитов ВМП были выделены три группы: 1) макрокристаллы (более 200 мкм), которые могут являться ксеногенными минералами (фрагменты дезинтегрированных ксенолитов) или фенокристаллами; 2) первичные магматические минералы основной массы (менее 200 мкм); 3) вторичные минералы.

Макрокристаллы представлены оливином размером до 2 мм и единичными зернами граната (пироп), рутила, шпинелидов (шпинель, магнезиохромит и магнетит) и ильмени–Ti-магнетитовых сростков (до 20 мас. % TiO₂ в Ti-магнетите). Оливин полностью или частично замещен серпентином, иногда совместно с кальцитом и



доломитом; часто в серпентине развиты прожилки магнетита с гидроокислами железа (гётит?). В большинстве случаев крупные зерна оливина отнесены к ксенокристаллам. Однако встречаются псевдоморфозы серпентина по оливину размером 200–400 мкм с включениями хорошо ограненного магнезиохромита такого же состава, как центральные части зональных шпинелидов основной массы. Эти псевдоморфозы серпентина часто имеют форму, характерную для идиоморфных зерен оливина, и, вероятно, являются фенокристаллами оливина.

Большинство изученных образцов кимберлитов представлены безмонтichelлитовыми и безильменитовыми разностями. В основной массе таких кимберлитов были диагностированы зональные шпинелиды, перовскит, флогопит, апатит, серпентин, кальцит ± доломит ± хлорит. Зональный шпинелид характеризуется различным типом зональности. Центральные части всегда состоят из магнезиохромита ($Cr\# = 0.5-0.9$, $Mg\# = 0.5-0.7$). Выделяется до трех зон: магнезиохромит → герцинит ($Cr\#$ до 0.2, $Mg\# = 0.1-0.5$) → магнетит ($TiO_2 < 6$ мас. %) или магнезиоферрит. Часто зона с герцинитом отсутствует; магнезиохромит сразу обрастает магнетитом или магнезиоферритом. Зона, состоящая из герцинита, как правило, замещается вторичными минералами; в некоторых образцах она замещена полностью, образуя «атолловую шпинель». В магнезиохромите и магнетите часто наблюдаются многочисленные включения перовскита.

Монтichelлит в основной массе кимберлитов был диагностирован в нескольких образцах из трубки Комсомольская-Магнитная. Кроме монтichelлита в основной массе этих кимберлитов присутствуют зональные шпинелиды (магнезиохромит → герцинит → магнетит ($TiO_2 < 4$ мас. %) или магнезиоферрит), перовскит, флогопит, апатит, джерфишерит (железоникелевый K- и Cl-содержащий сульфид), миллерит, серпентин и кальцит.

В нескольких образцах кимберлитов из трубок Заполярная и Поисковая в основной массе присутствует ильменит с высокими концентрациями марганца (до 5 мас. %) и низкими – магния (< 2 мас. %), образующий каймы вокруг зерен перовскита. Другие минералы основной массы представлены зональными шпинелидами (магнезиохромит → магнетит), перовскитом, апатитом и флогопитом. Титанистые оксиды в основной массе, как правило, количественно преобладают над зональными шпинелидами.

В основной массе некоторых образцов кимберлитов из трубки Деймос также был обнаружен ильменит (помимо магнезиохромита, перовскита, апатита и флогопита). Однако ильменит (MgO до 2 мас. %, MnO до 12 мас. %) здесь развит хаотично, образуя скопления вокруг зерен магнезиохромита. В этих кимберлитах марганцовистый ильменит также встречается в виде прожилков в псевдоморвозах серпентина по оливину, на основании чего был сделан вывод о вторичном генезисе ильменита. Вероятно, он заместил каймы магнетита/магнезиоферрита вокруг магнезиохромита.

Помимо псевдоморфоз по оливину, вторичные минералы развиваются по микрожилам и в виде обособлений неправильной формы (до 1 мм). Такие вторичные минералы представлены серпентином, хлоритом, кальцитом, доломитом, магнетитом и гидроокислами железа. Это позволяет предполагать и вторичный генезис для зерен серпентина, кальцита и доломита в основной массе кимберлитов. В некоторых образцах вторичный магнетит значительно преобладает над железистыми первичными магматическими оксидами основной массы.



В целом, новые данные по минералогии кимберлитов ВМП согласуются с предыдущими исследованиями [3–6]. Установлено, что МНН в кимберлитах ВМП присутствуют среди макрокристаллов, первичных минералов основной массы и вторичных минералов. МНН среди макрокристаллов (магнетит, Ti-магнетит и ильменит с высоким содержанием гематитового компонента (до 17 мол. %)) редки и размещены в породе неравномерно и, таким образом, вряд ли оказывают ощутимое влияние на магнитные свойства кимберлитов ВМП. Среди первичных минералов основной массы МНН представлены магнезиоферритом и магнетитом, образующими внешние зоны зональных шпинелидов. Чистый ильменит (FeTiO_3) имеет отрицательную температуру Кюри (T_C) = -205 °С и является парамагнитным минералом при нормальных условиях [7]. Магнитные свойства твердых растворов ильменита с гейкелитом и гематитом слабо изучены, однако считается, что ильмениты с содержанием гематитового компонента менее 10 мол. % являются парамагнетиками при комнатной температуре [7]. Ильменит из основной массы изученных кимберлитов характеризуется невысоким содержанием Fe_2O_3 компонента (< 10 мол. %) и, таким образом, не является МНН. Вторичные МНН представлены магнетитом и гётитом, располагающимися в прожилках и поликристаллических обособлениях, а также в виде отдельных зерен среди продуктов замещения оливина.

Результаты измерения T_C для изученных образцов кимберлитов ВМП указывает, что основными МНН в них являются магнетит и/или магнезиоферрит [1], что согласуется с результатами СЭМ-ЭДС исследований. Стоит отметить, что во многих изученных образцах вторичный магнетит преобладает над другими МНН. Однако палеомагнитные исследования изученных кимберлитов ВМП дают небольшой разброс векторов естественной остаточной намагниченности [1]. При этом палеомагнитный возраст (356 ± 6 млн лет) хорошо согласуется с геологическими и изотопными датировками [1]. Эти факты могут свидетельствовать о том, что вторичные изменения происходили в сравнительно короткий промежуток времени после кристаллизации кимберлитов ВМП. Для проверки данного предположения требуются дальнейшие исследования.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-35-90118) и Российского научного фонда (грант № 18-77-10062).

Литература

1. Хороших М.С., Потапов С.В., Константинов К.М. и др. Магнитно-минералогические исследования кимберлитов Верхнемунского поля (Якутская алмазоносная провинция). В этом же сборнике.
2. Константинов К.М., Хороших М.С. Анизотропия магнитной восприимчивости кимберлитов // Материалы 12-й международной школы-конференции. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 140–145.
3. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
4. Костровицкий С.И., Спецюз З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.
5. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микроструктурные оксиды из кимберлитов России. М.: ГЕОС, 2009. 498 с.
6. Яковлев Д.А., Костровицкий С.И., Альмова Н.В. Особенности вещественного состава кимберлитов Верхнемунского поля (Якутия) // Известия СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 2009. С. 111–119.
7. Clark D.A. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 1997. V. 17(2). P. 83–103.



РИФТОГЕННЫЙ ЭТАП ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Прийменко В.В.¹, Глухов А.Н.¹, Акинин В.В.¹, Котов А.Б.², Ползунов Г.О.¹

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, priyemenkovladimir@gmail.com

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Омолонский массив (далее ОМ) имеет длительную историю геологического развития – наиболее древние из имеющихся U-Pb датировок составляют около 3.2 млрд лет [1]. В его структуре выделяются архейско-протерозойский фундамент и рифейско-мезозойский терригенно-карбонатный чехол. Фанерозойский окраинно-континентальный известково-щелочной магматизм проявился на ОМ в девоне (Кедонский пояс – КВП), раннем мелу (Олойский пояс – ОП) и раннем – позднем мелу (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс – ОЧВП). Вулканические и субвулканические породы КВП известны под наименованием «кедонская серия» [2–4]. Она включает (снизу вверх) три крупных толщи: 1) андезиты, кварцевые латиты, трахириолиты, 2) базальты, трахиандезиты, 3) риолиты, трахиандезиты, трахириодациты. Эффузивам комагматичны граниты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые монцониты, диориты булунского интрузивного комплекса, которые сопровождаются непромышленным медно-порфировым и золото-полиметаллическим оруденением. С вулканизмом КВП традиционно связывается также формирование промышленно значимой эпитермальной Au-Ag минерализации месторождений Кубака, Биркачан и Бургали [2, 5].

Существенной проблемой этой модели является большой хронологический разрыв между возрастом завершающего этапа формирования КВП и возрастом собственно эпитермальных жил. Так, по нашим определениям, U-Pb возраст циркона из прорывающих эффузивы гранодиорит-порфиров, вмещающих Au-Ag жилы рудопоявления Нижний Биркачан, составил 335 ± 2 млн лет [6]. Ar-Ar возраст жильного адуляра из рядом расположенного месторождения Биркачан оценивается предварительно в 286 млн лет (надежного плато и изохронного возраста пока получить не удалось). Ранее нами был определен Ar-Ar возраст плато для адуляра Au-Ag месторождения Кубака, который составил 299 ± 3.5 млн лет [7]. Однако ни для Кубаки, ни для Биркачана надежный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст адуляра (валидного плато с не менее чем тремя ступенями и $>60\%$ выделенного ^{39}Ar) получить так пока и не удалось, поэтому полученные верхнекарбоновые – нижнепермские Ar-Ag даты необходимо принимать как верхний возрастной рубеж эпитермальной минерализации. Примечательно, что наиболее древние Rb-Sr датировки этих руд укладываются в диапазон 335–324 млн лет [8, 9].

Имеющиеся данные по Au-Ag месторождениям мира указывают на то, что хронологический разрыв между формированием минерализации и вулканоплутонических ассоциаций кальдерного и посткальдерного комплексов составляет в подавляющем большинстве случаев не более 2–5 млн лет [10]. Данные по областям молодого вулканизма показывают еще меньший интервал между образованием кальдерного комплекса и высокотемпературных геотермальных систем,



продуцирующих Au-Ag оруденение – не более 0.1–0.3 млн лет [11]. В этой связи возникает вопрос о существовании «пост-кедонского» этапа магматизма, который мог быть связан с постсубдукционным рифтогенезом, подобно многим окраинно-континентальным поясам мира [12]. К этому этапу могут быть отнесены трахиты, трахиандезиты и трахидациты снайперской и одинокинской толщ, которые ранее выделялись в самостоятельный молассовый комплекс [2], характеризующий «отдельный, особый раннекаменноугольный цикл вулканической активности» [13]. Связь эпитермальных руд ОМ именно с этими образованиями субщелочного состава подтверждается и геохимическими данными, а именно преобладанием Au над Ag и повышенной ролью Te. Таким образом, в истории развития проявленного на ОМ позднепалеозойского окраинно-континентального магматизма можно выделить все этапы, характерные для других надсубдукционных поясов, включая постсубдукционный рифтогенез.

Литература

1. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (северо-восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
2. Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е. и др. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
3. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1990. № 7. С. 17–29.
4. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.
5. Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм северо-востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания пол северо-востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.
6. Глухов А.Н., Котов А.Б., Прийменко В.В. Новые данные о возрасте Булунского интрузивного комплекса (Омолонский Массив) // Материалы ВНИПК геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. 2019, Т. 2. С. 27–30.
7. Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуnenков Г.О. и др. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, северо-восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, 40Ar/39Ar) ограничения. // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 37–47.
8. Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.
9. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробогатова Г.С. и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 89–97.
10. Guillou-Frottier L., Burov E.B., Mile'si J.P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 102. P. 339–361.
11. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
13. Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–97.



ГЕОХИМИЯ ТОЛЕИТОВ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

Румянцева Н.А.¹, Ванштейн Б.Г.¹, Скублов С.Г.²

¹ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, rumyancevanat@gmail.com

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Район хребта Шака (ХШ) в Южной Атлантике остается малоизученным. Достоверной информации о происхождении и становлении ХШ в настоящее время нет.

Территория исследования располагается в пределах ХШ, западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ). ЮЗИХ характеризуется интенсивно расчлененным рельефом с перепадом высот до 4 км и более, а также присутствием значительного количества трансформных разломов (ТР), многие из которых имеют собственные имена. Одним из таких ТР является разлом Шака, на северо-восточном фланге которого расположился одноименный ХШ протягивающийся на северо-восток в виде подводной возвышенности.

Образцы изучаемых пород были отобраны с двух станций драгирования вдоль ХШ в ходе экспедиционных работ на НЭС «Академик Федоров» весной 2016 года. Все пробы отбирались при помощи пробоотборника типа «драга» с заранее выбранных станций.

Согласно классификационной диаграмме TAS (рис. 1, а) изучаемые образцы попадают в диапазон от базальтов до андезитов нормальной щелочности. На диаграмме AFM (рис. 1, б) все фигуративные точки лежат в толеитовом поле. Всего выделено три семейства горных пород: базальты, андезибазальты, андезиты.

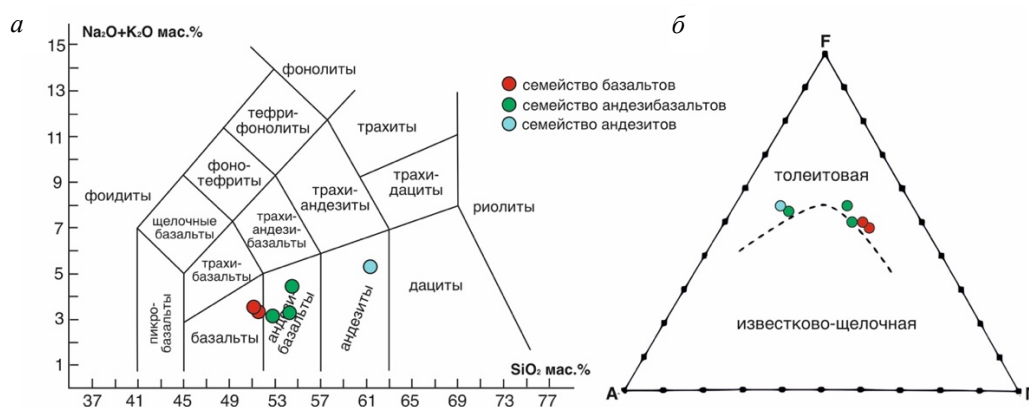


Рис. 1. TAS-диаграмма ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для пород хребта Шака с полями по [1] (а); Тройная диаграмма AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A) – $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (F) – MgO (M)) по [2] (б).

На мультиэлементных спайдер-диаграммах (рис. 2), нормированных к примитивной мантии, для изучаемых образцов примечательной особенностью являются повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов LILE (Ba, Rb, Pb) относительно высокозарядных HFSE (Nb, Ta). В целом мультиэлементные спектры близки к спектрам континентальной коры и субдуцированному осадку.

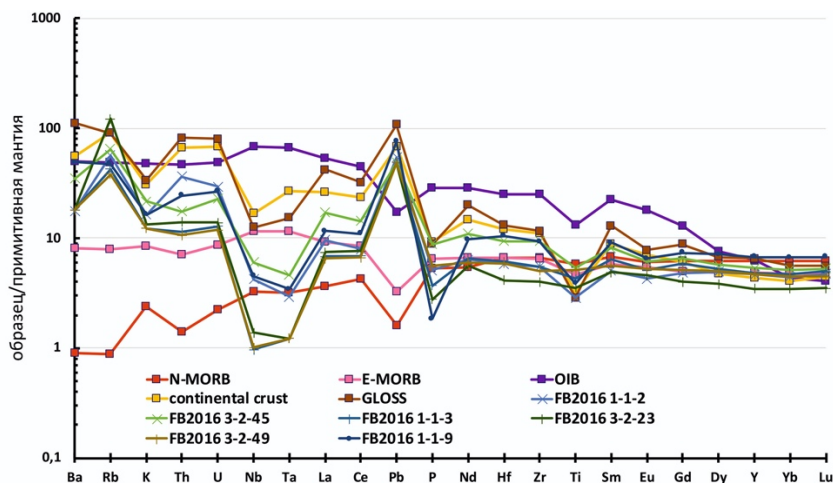


Рис. 2. Распределение редких элементов в породах хребта Шака, нормированное на примитивную мантию, по [3].

Базальтоиды хребта Шака имеют низкие соотношения Ce/Pb (1.32–2.82) и Nb/U (2.56–8.96), что указывает на коровую контаминацию либо на вклад субдуцированного компонента [4]. Еще одним параметром оценки «загрязненности» породы выступает ниобиевая аномалия – Nb/Nb^* (где Nb/Nb^* – это $Nb_n/\sqrt{Th_n * La_n}$ [5]), она варьируется от 0.11 до 0.35. Чем ниже значение данного параметра, тем больше вклад «корового» вещества [6]. Отношение Nb/Nb^* коррелирует с рядом отношений редких элементов: Ce/Pb , Nb/U , La/Yb , La/Nb .

Таким образом, большинство особенностей геохимии редких элементов предполагает высокую степень вклада корового или субдукционного вещества в родоначальные магмы для пород хребта Шака.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 17-17-10037).

Литература

1. *Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования.* Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
2. Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Science.* 1971. V. 8. P. 523–548.
3. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London. Sp. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
4. Xu W., Xu X., Zeng G. Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracrustal mafic rocks: Insights from early Paleozoic mafic rocks of the South China Block // *Lithos.* 2017. V. 286. P. 388–395.
5. Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G. et al. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nb, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot // *Earth Planetary Science Letters.* 2002. V. 196. P. 197–212.
6. Ewart A., Marsh J.S., Milner S.C. et al. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components // *Journal of Petrology.* 2004. V. 45, № 1. P. 59–105.



ПЛАВЛЕНИЕ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СОСТАВА, ОТВЕЧАЮЩЕГО СРЕДНЕМУ СОСТАВУ СИЛИКАТНОЙ ЗЕМЛИ, В СИСТЕМЕ $\text{SiO}_2\text{-MgO-FeO}$ В ПРИСУТСТВИИ ГРАФИТА ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Русак А.А., Луканин О.А., Каргальцев А.А., Кононкова Н.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, aleks7975@yandex.ru; lukanin@geokhi.ru

Проблемы, связанные с дифференциацией исходного планетного вещества в условиях ранней Земли при формировании магматического океана, последующей его кристаллизации, сопровождающейся выделением металлической обогащенной железом фазы, в настоящее время остаются предметом активного обсуждения [1]. Одним из путей их решения является экспериментальное изучение процессов плавления и кристаллизации модельных силикатных систем в широкой области РТ-параметров при различных окислительно-восстановительных условиях.

В данном сообщении приведены первые результаты экспериментального изучения плавления и кристаллизации в системе $\text{SiO}_2\text{-MgO-FeO}$ состава, близкого к среднему валовому составу силикатной Земли (Bulk Silicate Earth) [2], в присутствии графитовой фазы при высоких температурах и давлениях.

Была проведена серия экспериментов при $T = 1600$ °С и 1500 °С и $P = 2.5$ ГПа; при $T = 1600$ °С и $P = 3$ и 3.5 ГПа. Исходная смесь по содержанию главных петрогенных компонентов SiO_2 , MgO и FeO соответствовала Bulk Silicate Earth. Она готовилась из следующих реактивов: измельченного в порошок кварца, оксалата железа и оксида магния. Тщательно перемешанная смесь в виде порошка засыпалась в кварцевые ампулы и при $T = 1505$ °С и $P = 1$ атм плавилась в высокотемпературной вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН). Отобранное чистое стекло перетиралось в яшмовой ступке до гомогенного состояния в атмосфере этилового спирта. Готовая смесь помещалась в графитовую капсулу, уплотнялась и закрывалась сверху графитовой крышкой и вставлялась в «тороид» из карбоната кальция, который служил средой, передающей давление. Эксперименты проводились в течение 40 мин на установке высокого давления НЛ-13Т с тороидальным уплотнением типа «наковальня с лункой» в ГЕОХИ РАН.

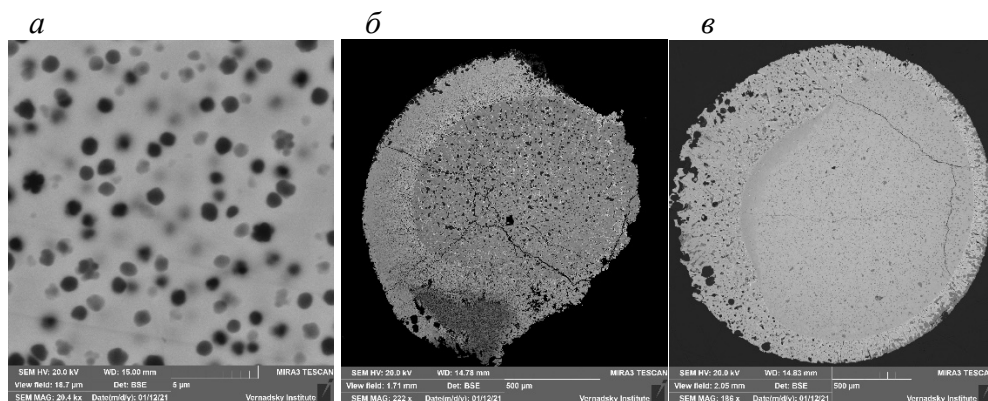
После вывода из режима продукты эксперимента закаливались путем выключения нагревателя. Внешний вид образца был черного цвета в виде небольшого цилиндра (1.5×1.5 мм), который повторял форму отверстия в графитовом нагревателе. Потом изготавливались шашки с образцами, полировались и изучались под микроскопом Olympus BX51. Образцы были обломочной формы, в виде закаленного светло-серого стекла с кавернами. Для определения химического состава стекло, полученное в трубчатой печи, и образцы после опытов при высоких давлениях изучались на микроанализаторе Camesa SX 100 с пятью волновыми спектрометрами и энерго-дисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 в ГЕОХИ РАН. Использовались международные стандарты Смитсоновского института - Glass XF2, соответствующие стеклу основного состава. Растровые электронные изображения получены в отраженных электронах (BSE) с ускоряющим напряжением 15 кВ и током 30 нА. Также для изучения фазового и химического состава образцы изучались на



аналитическом сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan MIRA 3 в ГЕОХИ РАН. Растровые изображения в BSE получены при ускоряющем напряжении 20 кВ, рабочей дистанции – 15 кВ (0.8 нм) и при интенсивности пучка – 14 мА.

Полученные фазы в хорошо воспроизводимых опытах характеризовались структурно-текстурной и химической однородностью ($T = 1600$ °С и $P = 2.5$ и 3 ГПа), что говорит о достижении равновесия в проведенных опытах. Другие два эксперимента ($T = 1500$ °С и $P = 2.5$ ГПа; $T = 1600$ °С и $P = 3.5$ ГПа) не дали цилиндрической формы образцов, а распределились по графитовой ампуле и закристаллизовались в виде белого минерального агрегата.

В стекле основного состава, полученном при 1 атм, кристаллизуются мелкие закалочные фазы до 1 мкм (серого цвета в BSE на рисунке, *а*). Их состав близок к составу самого стекла. Истертое чистое стекло бралось за основу для экспериментов на установке «наковальня с лункой». Продукты экспериментов при $T = 1600$ °С и $P = 2.5$ ГПа представлены следующими фазами: стекло основного состава с кристаллами кварца до 10 мкм в центральной зоне и кальциевый минерал со стехиометрией пироксена с кристаллами кварца и округлыми выделениями графита в краевой зоне (рисунок, *б*). Средние значения и стандартные отклонения SiO_2 , MgO и FeO по чистому стеклу и по продуктам опыта 138 указаны в таблице. В экспериментах при $T = 1600$ °С и $P = 3$ ГПа фазовые отношения не изменились, но в центральной зоне практически нет таких крупных кристаллов кварца (рисунок, *в*). Кальциевый пироксен, по-видимому, мог образоваться в процессе диффузии между «тороидом», графитовым нагревателем и образцом. Средние составы центральной и краевой зон практически не отличаются от предыдущего опыта.



а – мелкие закалочные фазы в чистом стекле основного состава. Стекло серого цвета, закалочные фазы – черного и темно-серого цвета в BSE. $T=1505$ °С, $P = 1$ атм. *б* – обр. BSE1/2020 (оп.138). $T_{эксп.}=1600$ °С, $P = 2.5$ ГПа. Центральная зона – закаленное стекло основного состава с мелкими кристаллами кварца. Краевая зона – Са-пироксен. Изображение в BSE. *в* – обр. BSE3/2020 (оп.159). $T_{эксп.}=1600$ °С, $P = 3$ ГПа. Закаленное стекло основного состава с мелкими кристаллами кварца. Краевая зона – Са-пироксен. Изображение в BSE.



Химический состав стекол

№ оп.	Состав	SiO ₂	MgO	FeO	Сумма
Чистое стекло (а)	X (10)	51.36	15.48	33.17	100
	S (10)	2.50	0.91	1.59	
138 (б)	X (4)	52.08	20.40	27.47	100
	S (4)	0.60	1.58	2.14	

Примечание. а – средние составы чистых стекол; б – средние составы кристаллических фаз в центральной зоне образца BSE1/2020 (оп,138), T_{эксп.}=1600°C, P = 2,5 ГПа. Данные указаны в мас.%. Условные обозначения: X – средние значения, S – стандартные отклонения. Данные, указанные в скобках, обозначают количество анализов.

Данная система рассматривалась в присутствии графитовой фазы. Графит частично проник в краевую зону. Он встречается в виде округлых кристаллов до 50 мкм черного цвета в BSE. Так как мы работаем в открытой системе, оценить газовую фазу невозможно (будь это CO, CO₂ и CH₄). Металлическая фаза отсутствует, летучесть кислорода, очевидно, контролировалась графитовым буфером. Данный результат является случаем кристаллизации в области нестабильности металлической фазы.

Проведенные первые эксперименты в системе SiO₂-MgO-FeO в присутствии графита и карбоната кальция показали, что при данных параметрах экспериментов обнаружено три фазы: стекло, кристаллы кварца до 10 мкм и кальциевый силикат по стехиометрии похожий на пироксен. Отличие состава чистого стекла от стекла в экспериментальных образцах состоит в уменьшении содержания оксида железа и увеличении оксида магния. Отсутствие металлического железа в расплаве означает, что в условиях проведения эксперимента летучесть кислорода была выше буфера железно-вюстит и, очевидно, контролировалась графитовым буфером (C-CO-CO₂).

Работа выполнена по государственному заданию № 0137-2019-0017. За предоставление образцов чистого стекла отдельная благодарность С.П. Крашенинникову Авторы благодарят Д.Д. Бадюкова за консультацию и помощь в работе на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA 3.

Литература

1. Bouhifd M.A., Clesi V., Boujibar A. et al. Silicate melts during Earth's core formation // Chemical Geology. 2017. V. 461. P. 128–139.
2. McDonough W.F. Earth's core // Encyclopedia of Geochemistry / W.M. White (ed.), Springer International Publishing. 2017. P. 1–13.



КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ИЗ МОДЕЛЬНОГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ ОТ 1250 ДО 400 °С (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

*Русак А.А.¹, Щекина Т.И.², Зиновьева Н.Г.², Граменицкий Е.Н.², Алферьева Я.О.²,
Бычков А.Ю.², Котельников А.Р.³*

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
aleks7975@yandex.ru

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

³ Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка

Присутствие в магме растворенных солей значительно усложняет фазовые отношения и эволюцию гранитной системы на заключительных стадиях кристаллизации [1]. В данной работе рассматривается переход от ликвидусной к солидусной области гранитной системы Si-Al-Na-K-Li-F-O-H с участием водного флюида и солевых компонентов при содержании воды от 0 до 50 мас. %, что представляет несомненный интерес.

Главной целью работы являлось изучение кристаллизации минеральных фаз из модельного литийсодержащего гранитного расплава при понижении температуры от 1250 до 400 °С и давлении 1 кбар. Главной задачей работы было проведение экспериментов в широком интервале температур и концентраций воды в системе и отслеживание изменения фазовых отношений в процессе эволюции расплава.

Было проведено восемь серий экспериментов при $T = 1250, 1000, 800, 700, 600, 550, 500$ и 400 °С и $P = 1$ кбар. Для изучения модельной Li-содержащей гранитной системы в качестве исходного опорного состава алюмосиликатного расплава использовался состав близкий к гранитной эвтектике кварц-альбит-ортоклаз при концентрации 1 мас. % фтора и $P = 1$ кбар [2] и 1.5 мас. % лития, к которому добавляли солевые фторидные компоненты, отвечающие по стехиометрии Li-K-Na-криолита в количестве 50 мас. %. Для приготовления исходных составов опытов использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO_2 , LiF, K_2SiF_6 , NaF, AlF_3 , Al_2SiO_5 , Al_2O_3 и дистиллированная вода. В состав шихты для опытов, поставленных при $T = 1000, 800$ и 700 °С и $P = 1$ кбар, вводились редкоземельные элементы (REE) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu, а также Y и Sc в виде оксидов по 0.5 мас. % элемента. Для опытов, поставленных при $T = 600, 500$ и 400 °С и $P = 1$ кбар, оксиды REE вводились в систему определенными парами, чтобы на микроанализаторе не происходило перекрытие пиков REE: (1) Y_2O_3 , La_2O_3 ; (2) Sm_2O_3 , Gd_2O_3 , Tb_2O_3 ; (3) CeO_2 , Eu_2O_3 и Ho_2O_3 ; (4) Dy_2O_3 ; (5) Pr_2O_3 , Lu_2O_3 , Sc_2O_3 ; (6) Er_2O_3 , Yb_2O_3 ; (7) Nd_2O_3 , Tm_2O_3 ; (8) Sc_2O_3 , Gd_2O_3 в количествах по 2 мас. % элемента от массы твердой шихты. Дистиллированная вода добавлялась в каждую ампулу по 5–15, в ряде опытов до 20–50 мас. % от массы навески. В опытах, поставленных при 1250 °С, REE не добавлялись, $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}30$ мас. %, часть опытов проводилась с литием, часть без лития.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления в институте экспериментальной минералогии РАН в Черноголовке (ИЭМ РАН). Точность контроля и регулировки температуры составляла ± 5 °С; давления ± 50 бар. Для каждой ампулы проводился контроль массы до и после проведения опыта. Опыт считался удачным, если расхождение массы было не больше 0.001 г. Продукты



эксперимента исследовались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энерго-дисперсионным INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) спектрометром в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ. Ускоряющее напряжение составляло 20 кэВ при токе 0.7 нА. Главные и редкоземельные элементы в силикатных стеклах изучались на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe JXA-8230 (Япония). Для предотвращения разрушения стекол анализы проводили в режиме расфокусированного пучка (до 10 мкм) при ускоряющем напряжении 10 кВ и силе тока 10 нА. Анализ REE проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 30 нА. Концентрации REE, Y, Sc и Li для опытов при 800 и 700 °С определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP MS с двойной фокусировкой Element-2 в лаборатории экспериментальной геохимии кафедры геохимии геологического факультета МГУ. В связи с малым количеством анализируемого вещества концентрации пересчитывали на содержание в фазах алюминия, которые заблаговременно были определены микронзондовым анализом.

Во всех экспериментах, кроме проведенных при 1250 и 1000 °С, равновесными фазами являлись алюмосиликатный (L) и алюмофторидный солевой (LF) расплав, а также водный флюид (F1) при концентрации воды > 10 мас. %. В опытах, в которых концентрация воды была ниже, свободной воды не наблюдалось, при вскрытии ампулы выделялся газ.

В экспериментах при T = 1250 °С, как с литием, так и без лития, основу образцов составляло алюмосиликатное стекло (закаленный расплав L), в котором наблюдались многочисленные, равномерно распределенные глобулы диаметром 5–20, редко до 60 мкм. Они трактуются авторами, как фторсодержащие закалочные фазы (FP), отвечающие по составу K-Na алюмофторидам. Наблюдается тенденция увеличения размера глобул с увеличением воды в модельной системе в экспериментах с литием. В экспериментах, поставленных при T = 1000 °С, главной фазой также являлось алюмосиликатное стекло, в котором присутствовало множество закалочных Li-K-Na-алюмофторидных глобул (10–20 мкм в диаметре), нередко насыщенных мелкими кристаллами фторидов REE, Sc и Y. Исключением стал эксперимент, в который было добавлено 5 мас. % воды, в нем стали образовываться кристаллы Li-K-Na-алюмофторида (~ 50 мкм в длину) криолитоподобной стехиометрии. Вода при данной температуре повлияла на размер пор и форму глобул, они начали принимать вытянутую овальную форму. Также стали формироваться цепочки из пор (не превышающие 3–5 мкм) вокруг кристаллов криолита (Crl). При увеличении содержания воды в системе увеличивается содержание фтора. При уменьшении температуры от 1250 до 1000 °С количество глобул увеличивается.

В экспериментах, поставленных при T = 800 °С и P = 1 кбар, равновесными являются три фазы: алюмосиликатный расплав, солевой расплав и флюид. Размер глобул резко возрастает и достигает 1000 мкм, а в некоторых опытах и больше. Они состоят из агрегатов мелких кристаллов щелочных алюмофторидов, поэтому состав определялся по всей площади. Их состав постоянен и близок к Li,K,Na-криолиту. По мере повышения содержания воды в системе, как в глобулах, так и в стекле, появляется больше пор, их размер колеблется от 5 до 10 мкм в диаметре. В экспериментах при 700 °С в пределах солевых глобул начинается кристаллизация литийсодержащего K-Na-криолита (до 100 мкм в диаметре). При этом сохраняется большая доля остаточной жидкой фазы, насыщенной REE, Sc, Y и Li. Фториды REE, Sc и Y образуют кристаллы (до 25 мкм) внутри и по краям солевых глобул на границе с силикатным



стеклом. При понижении температуры на 100 °С из алюмосиликатного расплава кристаллизуется кварц и фторсодержащий калиевый алюмосиликат, предположительно полилитионит, а из алюмофторидного расплава – Li-K-Na-Cr1, грайсит (LiF) и фториды REE, Y и Sc. По новым полученным данным в экспериментах при T=600 °С, проведенных методом подхода к равновесию системы «снизу», обнаружены силикатный расплав и кристаллизующиеся в нем хорошо образованные кристаллы полевого шпата (ортоклаза), и округлые кристаллы натрового криолита до 80 мкм в диаметре. При T = 550 и 500 °С и P = 1 кбар еще сосуществуют алюмосиликатный и солевой расплавы и водный флюид. Из алюмосиликатного расплава кристаллизуется кварц в виде округлых кристаллов (>100 мкм), внутри которых нередко наблюдается криолит. Это является доказательством совместной кристаллизации кварца со щелочными алюмофторидами, наблюдающейся в природных криолитсодержащих гранитах, на границе алюмосиликатной и солевой фазы продолжается кристаллизация полилитионита (литиевой слюды). Как из солевого, так и из силикатного расплава совместно кристаллизуется криолит существенно Na- и более K-состава, что является новым фактом для наших экспериментов. Небольшие участки солевого расплава, занимающие промежутки между кристаллами криолита, все еще сохраняются в образцах вплоть до 500 °С, но большинство алюмофторидного расплава уже закристаллизовалось. При 400 °С главной фазой в системе остается алюмосиликатный расплав, но он находится в метастабильном (переохлажденном) состоянии, как, по-видимому, и при 500 °С. Солевой расплав полностью закристаллизовался. Большинство фторидов REE, Sc и Y при T = 500 и 400 °С и P = 1 кбар образуют отдельные кристаллические фазы в виде (Ln,Sc,Y)F₃.

При T = 1250 и 1000 °С модельная Li-содержащая гранитная система представляет собой, скорее всего, гомогенный расплав, но, судя по закалочным фазам, приближается к области несмесимости алюмосиликатного (L) и алюмофторидного солевого (LF) расплавов. В экспериментах при T = 800–500 °С равновесными фазами являются L и LF расплавы, а также флюид при концентрации воды > 10 мас. %. При снижении температуры проявляются процессы кристаллизации стабильных фаз. При T = 700 °С начинает кристаллизоваться криолит в пределах солевых глобулей, а при T = 600–500 °С начинают кристаллизоваться из L – кварц, внутри которого встречаются кристаллы Cr1 и полилитионит, а также ортоклаз, а из LF – Cr1 фториды REE, а также Sc и Y, грайсит. При 400 °С из солевого расплава образуются собственные фазы фторидов REE, Sc и Y. Все вышесказанное дает основание предполагать, что система прошла полный путь кристаллизации от ликвидусной области до (суб)солидусной области в модельной гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00859). Авторы благодарят Е.В. Гусеву и Н.Н. Коротаяеву за проведение микронзондовых анализов.

Литература

1. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.
2. Manning D. The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1981. V. 76. P. 206–215.



ПОВЕДЕНИЕ REE ПРИ АМФИБОЛИЗАЦИИ ЭКЛОГИТОВ ИЗ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВОВ КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА)

Салимгареева Л.И.^{1, 2}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

² Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

Традиционно принимается, что подвижность REE в метаморфических процессах весьма ограничена, однако уже было неоднократно показано, что это утверждение не всегда верно [1]. Мобильность REE необходимо учитывать, например, при датировании пород Sm-Nd и Lu-Hf методами [2]. До сих пор остро стоит вопрос возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса (БПП), что и определило цель настоящего исследования: выявить закономерности в изменении состава горных пород при амфиболизации эклогитов Беломорского подвижного пояса.

Беломорский подвижный пояс – линейная структура, сформированная на границе между Карельским и Кольским геоблоками [3]. В данной работе речь пойдет об эклогитах, представленных в будинах на островах Керетского архипелага. Будины достигают нескольких десятков метров в поперечнике и конформно облекаются гнейсами, на контакте с которыми наблюдаются каймы амфиболизации переменной мощности (от первых десятков см до 1–2 м). В пределах будин наблюдаются зоны гранатизации мощностью до первых десятков см, формирование которых происходило синхронно с процессами эклогитизации.

Содержание главных элементов в породах было проанализировано рентгено-спектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ).

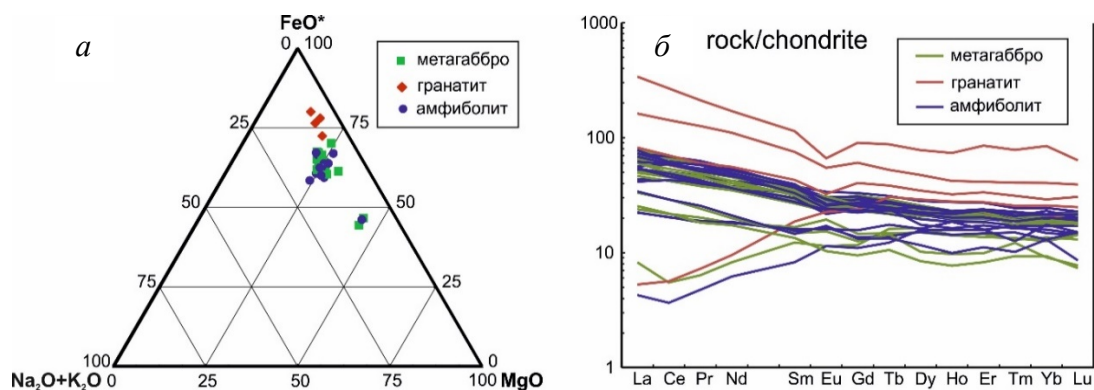
Для исследования были отобраны 36 проб пород из будин, разделенных на три группы в следующей последовательности образования: эклогитизированные метагаббро, гранатиты и амфиболиты из кайм. На AFM-диаграмме практически все пробы образуют единое поле: исключение составляют гранатиты, отличающиеся пониженным содержанием FeO*, и породы о-ва Большая Илейка с повышенным содержанием MgO. Кроме того, породы о-ва Большая Илейка обогащены Cr и Ni, что может указывать на ультраосновной протолит, в отличие от пород будин других о-вов. Спектры распределения REE для всех пород, кроме отобранных на о-ве Кемьлудский, характеризуются слабой дифференциацией с понижением содержания от легких к тяжелым REE (рисунок). Для пород о-ва Кемьлудский форма спектров отличается: содержание REE повышается от легких к тяжелым REE. Суммарное содержание REE для большинства образцов варьируется слабо (от 85 до 120 ppm). Породы из будин о-вов Кемьлудский, Красная Губа и Большая Илейка характеризуются пониженным суммарным содержанием REE (от 21 до 52 ppm). В то же время гранатиты чаще всего обогащены REE (суммарное содержание достигает 437 ppm) (таблица).



Содержание REE (ppm) в метабазах островов Керетского архипелага

№	701	702	704	705	706	707	708	709	711	712	713	714	715	S1	S2
La	12.0	10.3	17.7	18.5	15.6	15.6	15.1	17.0	15.8	11.0	11.7	38.3	9.82	16.3	12.5
Ce	28.4	26.0	40.1	41.6	36.1	35.9	35.3	42.0	36.2	25.7	27.8	86.9	26.1	36.0	30.7
Pr	3.88	3.64	5.42	5.51	4.79	4.73	4.70	5.81	4.82	3.51	3.84	11.7	3.83	4.65	4.29
Nd	17.2	16.3	23.0	23.5	21.2	20.9	20.7	24.6	20.8	15.9	16.7	50.3	17.2	20.7	19.2
Sm	4.40	4.21	5.49	5.81	5.38	5.07	5.15	5.62	5.01	3.96	4.28	11.1	4.80	4.85	5.27
Eu	1.46	1.36	1.62	1.63	1.69	1.61	1.61	1.70	1.57	1.29	1.39	3.07	1.65	1.43	1.43
Gd	5.06	4.71	6.25	6.24	6.08	5.88	5.63	6.11	5.44	4.58	5.03	12.0	5.61	5.51	5.78
Tb	0.86	0.83	1.04	1.04	1.00	0.95	0.94	0.94	0.89	0.78	0.86	1.89	0.96	0.87	0.96
Dy	5.43	5.22	6.31	6.31	6.11	6.02	5.72	5.41	5.44	4.79	5.35	11.6	6.09	5.16	5.83
Ho	1.11	1.06	1.24	1.26	1.26	1.18	1.17	1.14	1.11	1.01	1.08	2.29	1.22	1.11	1.18
Er	3.25	3.14	3.59	3.67	3.62	3.43	3.43	3.16	3.21	2.93	3.17	6.61	3.59	3.26	3.60
Tm	0.48	0.46	0.55	0.54	0.51	0.52	0.49	0.47	0.48	0.43	0.48	1.00	0.55	0.46	0.50
Yb	3.07	2.97	3.33	3.39	3.26	3.26	3.30	2.93	3.04	2.85	3.15	6.49	3.47	2.89	3.13
Lu	0.48	0.44	0.51	0.53	0.54	0.50	0.48	0.46	0.47	0.43	0.46	0.96	0.56	0.45	0.50
Total	87.1	80.6	116	120	107	106	104	117	104	79.2	85.3	244	85.5	104	94.9
Eu/Eu*	0.94	0.93	0.84	0.83	0.90	0.90	0.91	0.88	0.92	0.92	0.91	0.81	0.97	0.84	0.79
La _N /Lu _N	2.59	2.43	3.60	3.62	3.00	3.24	3.27	3.84	3.49	2.66	2.64	4.14	1.82	3.76	2.59
La _N /Nd _N	1.35	1.22	1.48	1.52	1.42	1.44	1.41	1.33	1.46	1.33	1.35	1.47	1.10	1.52	1.26
La _N /Sm _N	1.70	1.53	2.01	1.99	1.81	1.92	1.83	1.89	1.97	1.73	1.71	2.15	1.28	2.10	1.48
№	S3	S4	S5	203	319	216	511	512	513	315	314	317	217	218	219
La	14.1	12.8	19.4	14.2	80.3	12.8	1.95	1.25	1.01	5.64	5.27	5.30	6.00	7.86	8.07
Ce	32.8	28.1	42.9	30.4	164	29.8	3.36	3.45	2.24	13.3	12.5	12.4	13.4	17.8	17.7
Pr	4.47	3.80	5.56	4.27	19.6	3.95	0.59	0.67	0.44	1.87	1.70	1.75	1.69	2.24	2.37
Nd	19.2	16.8	25.4	17.0	77.7	16.6	3.76	4.34	2.83	8.27	8.47	8.27	7.91	9.11	9.61
Sm	4.64	4.40	6.33	4.94	16.8	4.07	1.81	2.76	1.22	2.46	2.28	2.36	1.98	2.18	2.15
Eu	1.41	1.22	1.82	1.73	3.72	1.32	0.64	1.27	0.64	1.09	0.93	0.90	0.58	0.86	0.96
Gd	5.39	4.72	8.01	5.18	17.9	4.43	2.32	4.70	2.18	2.90	2.70	3.11	1.88	2.50	2.63
Tb	0.87	0.79	1.38	0.81	3.15	0.86	0.58	1.10	0.44	0.53	0.50	0.63	0.38	0.52	0.48
Dy	5.45	4.82	8.50	5.10	19.1	4.30	3.99	7.12	3.88	3.68	3.72	3.96	2.07	2.50	2.85
Ho	1.09	1.01	1.75	1.16	4.01	0.89	0.78	1.52	0.86	0.77	0.78	1.01	0.42	0.53	0.54
Er	3.35	2.97	5.34	3.41	13.6	2.75	2.32	4.39	2.53	2.18	2.35	2.54	1.32	1.58	1.78
Tm	0.47	0.42	0.77	0.43	1.93	0.40	0.32	0.63	0.42	0.33	0.37	0.31	0.23	0.30	0.25
Yb	3.03	2.73	4.67	3.27	13.6	2.55	2.18	4.13	2.38	2.02	2.09	2.81	1.50	1.46	2.09
Lu	0.47	0.42	0.75	0.43	1.56	0.36	0.32	0.61	0.35	0.35	0.37	0.37	0.18	0.19	0.21
Total	96.7	85.0	133	92.3	437	85.1	24.9	37.9	21.4	45.4	44.0	45.7	39.5	49.6	51.7
Eu/Eu*	0.86	0.82	0.78	1.04	0.65	0.95	0.95	1.07	1.20	1.24	1.14	1.01	0.92	1.12	1.23
La _N /Lu _N	3.11	3.16	2.68	3.43	5.34	3.69	0.63	0.21	0.30	1.67	1.48	1.49	3.46	4.29	3.99
La _N /Nd _N	1.42	1.47	1.47	1.61	1.99	1.49	1.00	0.56	0.69	1.32	1.20	1.24	1.46	1.66	1.62
La _N /Sm _N	1.90	1.82	1.91	1.80	2.98	1.96	0.67	0.28	0.52	1.43	1.44	1.40	1.89	2.25	2.34

Примечание. Пробы № 701, 702, 704, 705, 706, 707, 708, 709, 711, 712, 713, 714, 715 – о. Виченная Луда; № S1, S2, S3, S4, S5, 203, 319, 216 – о. Сидоров; № 511, 512, 513 – о. Кемлудский; № 315, 314, 317 – о. Красная Губа; № 217, 218, 219 – о. Большая Илейка. Породы: метагаббро – № 701, 704, 705, 707, 712, 713, S1, S3, 203, 511, 315, 217, 218; гранатиты – № 708, 714, S5, 319, 512; амфиболиты – № 709, 219, 702, 706, 711, 715, S2, S4, 216, 513, 314, 317.



AFM-диаграмма для метабазитов о-вов Керетского архипелага [4] (а); спектры REE для метабазитов о-вов Керетского архипелага. Содержания REE нормированы на состав хондрита CI [5] (б).

При рассмотрении перехода метагаббро в амфиболиты в пределах каждой отдельной будины не отмечается изменение состава пород ни по главным, ни по редкоземельным элементам, что отличает эклогиты Керетского архипелага от эклогитов Куру-Ваара, где преобразование эклогитов в апоэклогитовые амфиболиты происходило в условиях открытой системы с обогащением породы LREE, MREE, Rb, Ba, Th, Nb и обеднением Mg и Cr. Процессы гранатизации для двух объектов также отличались: гранатизация эклогитов Керетского архипелага протекала с обогащением REE, а эклогитов Куру-Ваара – с обогащением породы Fe, Ti, V и обеднением Ni, Cr, Mg, Ba [6]. Так, процессы амфиболитизации эклогитов Керетского архипелага субизохимичны, а предшествовавшее им образование гранатитов происходило с привнесением всего спектра REE.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект № 20-35-90001.

Литература

1. *Ague J.J.* Element mobility during regional metamorphism in crustal and subduction zone environments with a focus on the rare earth elements (REE) // *American Mineralogist*. 2017. V. 102, №. 9. P. 1796–1821.
2. *Baxter E.F., Scherer E.E.* Garnet geochronology: Timekeeper of tectonometamorphic processes // *Elements*. 2013. V. 9. P. 433–438.
3. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.
4. *Irvine T.N., Barager W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. V. 8. P. 523–548.
5. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
6. *Мельник А.Е.* Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.



АНАЛИЗ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ В СОВРЕМЕННОЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ (НА ПРИМЕРЕ О. ОЛЬХОН)

Светлаков А.А., Козырева Е.А., Пеллинен В.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sir.swetlackov@yandex.ru

Термический режим грунтов южной геокриологической зоны, его изменение и направленность являются важными показателями современного состояния как природно-климатической обстановки, так и геологической среды. Цель работы – оценка современного температурного режима грунтов на территории о. Ольхон, а также выявление современной динамики эволюции мерзлых толщ. Основной задачей является определение современной глубины сезонного промерзания и протаивания на различных элементах рельефа. Для определения современного температурного состояния грунтов используется метод температурных замеров в скважинах с применением термодатчиков (логгеров): НОВО U12 (точность 0.2 °С) и НОВО UA (точность 0.5 °С). Исследования проводились на территории о. Ольхон в пределах залива Харалдайский вблизи п. Харанцы. В геокриологическом отношении участок относится к области развития редких линз мерзлых грунтов и является частью южной геокриологической зоны. Мощность линз мерзлых грунтов варьируется от 10 до 30 м, а среднегодовая температура изменяется в пределах от –0.1 до –0.5 °С [1].

В пределах исследуемого участка температура атмосферного воздуха имеет в основном положительные среднегодовые значения, варьирующиеся от –1.2 до +1.7 °С, в годовом цикле амплитуда колебаний изменяется от +22.9 до –31.1 °С. Промерзание грунтов начинается в ноябре с установлением устойчивых отрицательных температур, за сутки температура опускается до –15.3 °С (2019 г.). В декабре температура воздуха начинает резко понижаться, что приводит к промерзанию грунтов на отметке 0.1 м, за месяц температура изменяется от –6.3 до –13.8 °С (2019 г.). Протаивание мерзлых грунтов начинается с апреля, за сутки температура поднимается до 15.6 °С (2020 г.). В мае температура воздуха начинает резко повышаться, что приводит к протаиванию грунтов на отметке 0.1 м, и за месяц температура достигает 19.7 °С (2020 г.). Мощность снежного покрова не превышает 0.1 м, а растительный покров в летний период скуден, поэтому реакция геологической среды на изменение температурных условий происходит без задержек. Грунты на участке исследования промерзают до глубины 2.0 м, отрицательная температура фиксируется непродолжительный период, с февраля по май. Пик минимальной температуры составляет –0.5 °С (2020 г.) и отмечается в конце марта. Максимальная температура на данной глубине отмечена в сентябре и составляет 2.9 °С (2019 г.). Грунты на границе нулевых теплооборотов в местах отсутствия многолетнемерзлых пород отличаются устойчивыми положительными температурами. Ниже глубины годовых нулевых теплооборотов на отметке 9.5 м температура с 2013 по 2020 г. оставалась стабильной и составила 2.4 °С.

На территории о. Ольхон формируются неблагоприятные условия сохранения многолетнемерзлых грунтов. В области талых грунтов температура на границе нулевых теплооборотов в период исследования имела положительный тренд, сопоставимый с трендом атмосферного воздуха, что, в свою очередь, приведет к деградации линз многолетнемерзлых грунтов.

Литература

1. *Лециков Ф.Н.* Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.



ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В КСЕНОЛИТАХ ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЮБИЛЕЙНАЯ И СЫТЫКАНСКАЯ, ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

Селютин Н.Е.^{1,2}, Сафонов О.Г.^{1,2}, Янакурт В.О.¹, Варламов Д.А.², Шарыгин И.С.³, Константинов К.М.^{3,4}

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

² Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

⁴ Научно-исследовательское геологическое предприятие АЛРОСА, Мирный

Данная работа посвящена изучению гранат-биотитовых коровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Юбилейная и Сытыканская, Алакит-Мархинское поле (Сибирский кратон). Эти трубки имеют довольно близкий возраст: 363 ± 13 млн лет для Сытыканской [1] и 372 ± 4.8 млн лет для Юбилейной [2]. Изотопные данные для цирконов из фельзических коровых ксенолитов ($Grt + Bt + Pl + Kfs + Qtz \pm Scp$) показывают модельный возраст $TDM = 3.13\text{--}2.50$ млрд лет (Lu-Hf и U-Pb), свидетельствуя о том, что значительный объем нижней и средней коры под Мархинским рельефом сформировался в архейское время [3].

Главной ассоциацией в изученных ксенолитах является $Grt+Bt+Pl+Kfs \pm Opx$. Кварц присутствует лишь в виде редких включений в гранате. Породы крупнозернистые, порфиробластовые, зерна граната достигают 5 мм, текстура массивная, местами сланцеватая. Отличительной особенностью пород является высокое содержание калиевого полевого шпата. В зернах граната проявлена однотипная зональность, выраженная в небольшом (не более 5 мол. %) уменьшении $\#Ca$ к краям. Вариации магнезиальности зависят от того, с каким минералом контактирует гранат, указывая на то, что зональность по $\#Mg$ является более поздней по отношению к $\#Ca$ и отражает более поздние процессы Fe-Mg обмена при остывании. В гранатах встречаются редкие включения ортопироксена и кварца и многочисленные – биотита, циркона, монацита. Для биотитов из основной массы характерно высокое содержание F (до 1.5 вес. % в центральных зонах и до 2.2 вес. % в краевых) и TiO_2 (до 7.8 вес. %). Биотиты из основной массы и включений практически не отличаются по F, TiO_2 , Al_2O_3 , но имеют различия по магнезиальности. Более высокая магнезиальность биотита во включениях, а также пониженная магнезиальность граната-хозяина свидетельствуют об активном Fe-Mg обмене между этими минеральными фазами. Обмен никак не проявлен в зернах биотита, не контактирующих с гранатом. Помимо включений в гранате, ортопироксен встречается в матрице пород в виде реликтовых сильно измененных зерен. Содержание Al_2O_3 выше в зернах ортопироксена из включений в гранате. Плагноклаз присутствует как отдельная фаза, а также встречается в виде ламелл в калиевом полевоом шпате.

Валовые химические составы пород отвечают метаграуваккам. Спектры REE в этих породах достаточно пологие. Для всех изученных пород



характерна отрицательная Eu-аномалия (рис. 1), кроме обр. СЫ-96-73Н, где количество плагиоклаза в породе превышает количество калиевого полевого шпата.

Оценки P-T условий минеральных равновесий в породах проводились посредством построения псевдосечений и сопоставления изоплет параметров состава минералов в программном комплексе PERPLE_X [4]. Использовался метод расчета эффективного состава минеральных ассоциаций посредством графического анализа BSE изображений участков шлифов. Суперпозиция изоплет для образца СЫ-93-143Н (тр. Сытыканская) соответствует температурам порядка 640–650 °С при давлении порядка 6.5 кбар (рис. 2). Близкие интервалы температур и давлений были получены для других образцов. В соответствии с положением изоплет XCa для граната небольшое снижение этого параметра при постоянной магнезиальности отвечает, вероятно, снижению давления, не превосходящему 1 кбар.

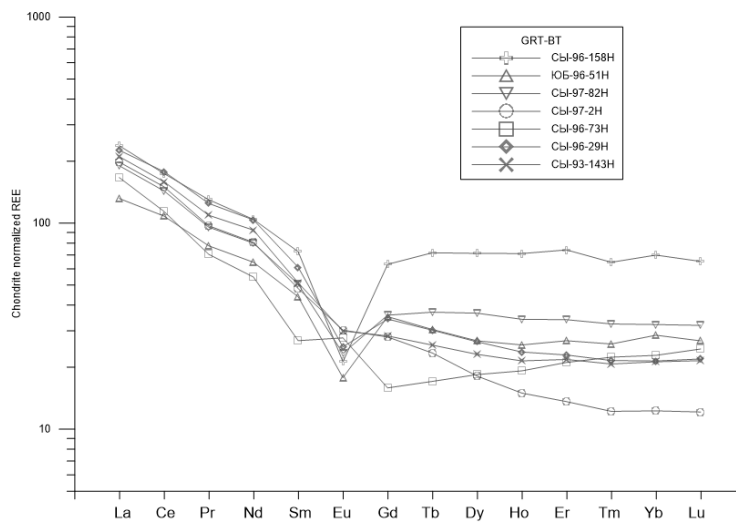


Рис. 1. Спектры редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [5] для изученных гранат-биотитовых пород.

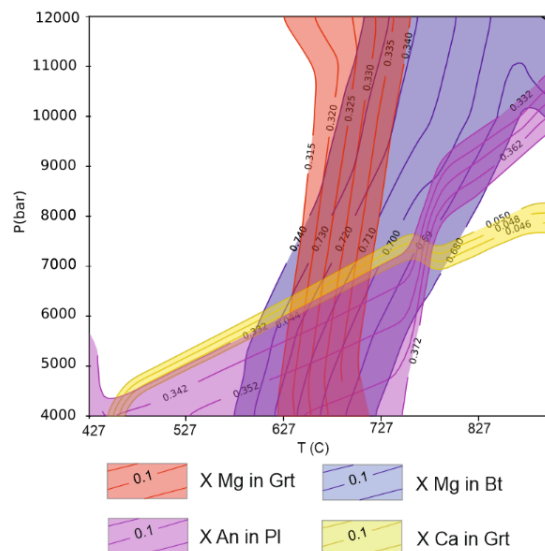


Рис. 2. Изоплеты X Mg (Mg/Mg+Fe), X Ca (Ca/Ca+Mg+Fe) для граната; X Mg (Mg/Mg+Fe) для биотита; X An (An/An+Ab) для плагиоклаза в образце СЫ-93-143Н.



Равновесия с участием глиноземистого компонента ортопироксена (а содержание Al_2O_3 в ортопироксене в исследованных породах достигает 5.5 мас. %) соответствуют более высоким температурам в интервале 750–800 °С при близких давлениях. Это указывает на то, что метаморфизм гранат-биотитовых пород достигал более высоких температур, но они активно преобразовывались в ходе остывания и, возможно, незначительной декомпрессии. Интенсивная калишпатизация гранат-биотитовых пород указывает на то, что их эволюция в ходе остывания была связана с взаимодействием с высококонцентрированными водно-(углекисло)-солевыми флюидами. Это было причиной замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом и отсутствия кварца в матрице пород. Повышенные содержания Cl в биотите (0.1–0.3 мас. %) при содержании 1.5–2.2 мас. % F при высокой магниальности (> 0.7) указывают на равновесие пород с Cl и F-содержащими флюидами.

Термодинамические расчеты с использованием программного комплекса TWQ (версия 2.3) [1] позволили определить температуры равновесий – 610–680 °С для ассоциаций гранат-ортопироксен и 640–670 °С для гранат-биотитовой. Содержание Al в ортопироксене, сосуществующем с гранатом, отвечает давлениям порядка 4.2–6.0 кбар.

Расчеты равновесия $\text{Grs} + 2\text{Prp} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Phl} + 3\text{En} + 3\text{An}$ в ассоциации гранат+ортопироксен+калишпат+биотит+плагиоклаз демонстрируют, что составы сосуществующих минералов в гранат-биотитовых породах соответствуют низким активностям воды (< 0.1), также указывающим на присутствие солевой составляющей во флюиде. Широкое развитие калиевого полевого шпата и отсутствие кварца в породах подтверждают это предположение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-17-00206.

Литература

1. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 48. P. 1–33.
2. *Sun J., Liu C.Z., Tappe S. et al.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283–295.
3. *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., O'Reilly S.Y.* Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. 2016. V. 282. P. 1–20.
4. *Connolly T.M., Begg C.E.* Database systems: a practical approach to design, implementation, and management. Pearson Education, 2005.
5. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. V. 120, № 3–4. P. 223–253.
5. *Berman R.G.* winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological survey of Canada, open file, 2007. 5462. 41.



ОРДОВИКСКИЙ ВЫСОКОГРАДИЕНТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК СЛЕДСТВИЕ СИНКОЛЛИЗИОННОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА – НА ПРИМЕРЕ ГЛУБИННОГО ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОРЕОЛА БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А.

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

Базитовый магматизм является одним из источников повышенного теплового потока и, как следствие, высокоградиентного² метаморфизма на разных уровнях земной коры: от НТ/LP метаморфизма в верхней коре до глубинных УНТ гранулитов в нижней коре (ссылки в обзорах [1, 2]). Связь базитового магматизма и раннепалеозойского метаморфизма в период кембро-ордовикской коллизии фиксируется по всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу (ЦАСП), в том числе в каледонидах Горного Алтая и Ольхонской коллизионной системы [3]. Для Западного Сангилен в ЮВ Туве эта связь предполагается в работах [4–6]. Однако проблема теплового источника для ордовикского метаморфизма в этом регионе считается нерешенной [4, 7], поскольку на современном эрозионном срезе Западного Сангилен пространственная связь высокоградиентного метаморфизма с интрузивами базитов не вполне очевидна.

Генетическая связь средне- и нижнекоровых базитовых массивов и метаморфизма очевидна в случаях, когда устанавливаются «горячие» контакты и термальное воздействие на вмещающие породы. Редкие примеры существования глубинных термальных ореолов (high pressure thermal aureole), когда образование контактово-метаморфической зональности вблизи интрузива происходило в средней или нижней коре (при $P = 5–8$ кбар и выше), известны во Французском центральном массиве [8], Новой Зеландии [9], Бразилии [10]. Глубинные контактовые зонально-метаморфические комплексы в генетической связи с основными породами являются вещественным подтверждением магматического источника как причины аномально высокого теплового потока для тех участков континентальной коры, в которых такая генетическая связь не установлена при полевых наблюдениях.

Нами изучен термальный метаморфизм в связи с Баянкольским габбро-монцодиоритовым массивом раннепалеозойского возраста, расположенным в Эрзинской сдвиговой зоне Западного Сангилен (Тувинно-Монгольский массив). Данные полевого картирования, текстурно-структурные и минеральные преобразования пород, закономерное изменение химического состава минералов по направлению к интрузивному контакту, а также высокий температурный градиент от

² Термин «высокоградиентный» использован в отношении высокотемпературного (высокоградного) метаморфизма с высокими температурными градиентами, превышающими нормальную (по [1]) геотерму континентальной коры. Таким образом, этот термин не привязан к давлению и включает процессы как НТ/LP, так и УНТ метаморфизма по [1], а также применим к терминам «контактовый метаморфизм» и «зональный метаморфизм умеренных давлений» в трактовке [12].



интрузива во вмещающие породы подтверждают наличие термального ореола вокруг Баянкольского массива. P-T оценки метаморфизма получены с помощью компьютерной программы Thermocalc [11]. Высокоградиентный метаморфизм M2 наложен на регионально метаморфизованные гранат-ставролит-кианитовые сланцы этапа M1 с оцененными P-T параметрами – 6.2–7.9 кбар, 600–670 °С. В северо-западном обрамлении массива закартирована метаморфическая зональность M2, шириной 0.5 км и выделены метаморфические зоны: внешняя мусковит-силлиманитовая и внутренняя кордиерит-калишпатовая. На интрузивном контакте с монцодиоритами температура достигала 880–910 °С, в контакте с габбро-норитами ~ 950 °С, что соответствует гранулитовой фации. На периферии метаморфической зональности T составляла ~ 640 °С.

Оценки давления контактового метаморфизма M2 указывают на его глубинный характер (6.9–7.8 кбар), что подтверждается оценками давления кристаллизации самого интрузива (7.7–7.8 кбар). Математическое моделирование показало, что модель формирования термального ореола в нижней коре на глубине 26 км (при 7 кб) хорошо согласуется с полученными по геотермобарометрии реперными температурами в ключевых точках зональности и подтверждает ее глубинный характер. Таким образом, метаморфическая зональность M2 в связи с Баянкольским массивом представляет собой редкий случай глубинного контактового метаморфизма, проявленного в нижней коре. Полученные результаты в совокупности с анализом опубликованных петролого-геохронологических данных демонстрируют, что раннепалеозойский метаморфизм M2 на Западном Сангиле был проявлен на разных уровнях континентальной коры: в верхней коре на глубине 7–15 км (2–4 кбар), в нижней коре на глубине 26–30 км (7–8 кбар). Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив можно рассматривать как небольшой апофиз или фрагмент промежуточной нижнекоревой магматической камеры, а проявленные в Эрзинской сдвиговой зоне гранулиты умеренных давлений (7–8 кбар) этапа M2 отражают общий высокоградиентный режим метаморфизма континентальной коры в связи коллизионным кембро-ордовикским базитовым магматизмом на Западном Сангиле.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН и при частичной поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 06-05-64979.

Литература

1. *Kelsey D.E., Hand M.* On Ultrahigh Temperature Crustal Metamorphism: Phase Equilibria, Trace Element Thermometry, Bulk Composition, Heat Sources, Timescales and Tectonic Settings // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6(3). P. 311–356.
2. *Lei H., Xu H.* A Review of Ultrahigh Temperature Metamorphism // *Journal of Earth Science*. 2018. V. 29, N. 5. P. 1167–1180.
3. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 3–22.
4. *Каргополов С.А.* Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1997. 17 с.
5. *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др.* Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы научно-практической конференции (31 октября – 20 ноября 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.)*. Новосибирск: ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.



6. *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 495–511.
7. *Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А.* Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479, № 2. С. 158–162.
8. *Delor C.P., Burg J.P., Leyreloup A.F.* Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the French Massif Central // Journal of Metamorphic Geology. 1984. V. 2. P. 55–72.
9. *Allibone A.H., Milan L.A., Daczko N.R., Turnbull I.M.* Granulite facies thermal aureoles and metastable amphibolite facies assemblages adjacent to the Western Fiordland Orthogneiss in southwest Fiordland, New Zealand // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 349–369.
10. *Barbosa J., Nicollet C., Leite C. et al.* Hercynite-quartz-bearing granulites from Brejoes Dome Area, Jequié Block, Bahia, Brazil: influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism // Lithos. 2006. V. 92 (3/4). P. 537–556.
11. *Powell R., Holland T., Worley B.* Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 577–588.
12. *Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др.* Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.



ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Семинский А.К.

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

На интенсивность почвенной дегазации оказывают влияние множество факторов, одним из которых является геодинамическая активность территории. Часто в качестве исследуемого газа выступает радон-222. В первую очередь это связано с тем, что его, в силу радиоактивных свойств, относительно легко регистрировать в окружающей среде. Кроме того, небольшой период полураспада (3.82 сут) позволяет исследователям судить об актуальной геодинамической обстановке. В связи с этим широко распространены работы, направленные на выявление краткосрочных эманационных предвестников сильных землетрясений. В настоящее время существует несколько характеристически отличающихся моделей колебания концентрации радона в почве и подземных водах перед сейсмическими событиями [1–5]. Исходя из того, что данные модели, предложенные для различных регионов, имеют заметные различия [6–12], можно сделать вывод о необходимости организации собственных мониторинговых работ для каждой геодинамической обстановки с целью изучения взаимосвязи сейсмичности с колебаниями эманационного поля.

На территории Байкальского рифта комплексные исследования радоновых эманаций в подземных водах начаты в 2012 г. [13]. На ранних этапах была проведена радиометрическая съемка в разных масштабах (с целью классификации и выявления главных факторов формирования поля эманаций), а также эманационный мониторинг нескольких водоисточников на территории Южного Прибайкалья (для выявления общих закономерностей сезонных вариаций).

На данном этапе целью исследования было выявление и изучение взаимосвязи радиоактивности подземных вод Южного Прибайкалья с сейсмической обстановкой в регионе.

Для достижения намеченной цели был организован дополнительный ежедневный мониторинг концентрации радона в подземных водах в опорном источнике и периодические (дважды в месяц) измерения в семи водопрооявлениях на территории Иркутска и на правом берегу Иркутского водохранилища.

В ходе режимных наблюдений продолжительностью более 300 дней сформирован числовой массив, включающий данные об энергетических классах (К) землетрясений, произошедших на территории Байкальского региона [14], и вариациях концентрации радона (Q) в воде базового из исследованных водоисточников. Важно отметить, что полученный массив сформирован на единой методической и метрологической основе с девятилетним мониторингом (начаты в 2012 г.) и пригоден для использования в качестве базы для проведения дальнейших исследований.

Для выявления и изучения статистической взаимосвязи параметров Q и К к числовым массивам данных (различной частоты отбора и продолжительности режимных наблюдений) была применена парная корреляция и метод средних величин. Следует отметить, что закономерности, выявленные для 300-дневного ряда данных ежесуточного опробования, показывают удовлетворительную сходимость с результатами анализа девятилетнего мониторинга. В результате коррелирования



выявлена слабая обратная статистическая связь ($-0.28 \leq r \leq -0.15$) между исследуемыми параметрами, а также умеренное ($r = 0.392$) прямое влияние сейсмичности на последующие всплески радоновой активности. Время «задержки» реакции поля радона составило примерно четверо суток.

Комплексирование статистического и выборочного подходов к анализу числовых рядов позволило выявить дополнительные доказательства существования взаимосвязи между сейсмичностью и радоновой активностью. В качестве одного из таких доказательств выступило снижение концентрации радона примерно на 20 % в изучаемых водоисточниках после наиболее крупных сейсмических событий в регионе, произошедших в период опробования. Эмпирический расчет радиуса, в пределах которого возможна фиксация эманационного отклика [15], показал, что расстояния, на которых были зафиксированы радоновые аномалии, на десятки километров превысили расчетные показатели [16].

Из существующих сценариев флуктуаций параметра Q, при подготовке, во время и после сейсмического события, наибольшую сходимость с оригинальными результатами проявила модель, предложенная тайваньскими исследователями [5]. Согласно данной теории, в зонах растяжения подготовка деформации происходит в три стадии, сопровождающиеся изменением плотности эманационного поля, на первой из которых концентрация растворенного радиоактивного газа неизменна, на второй – снижается, а на третьей – возвращается к первоначальным значениям, после чего происходит непосредственно землетрясение. Разница заключается в том, что в пределах Южного Приангарья присутствует «задержка» реакции эманационного поля. Также после сейсмического события наблюдается временное увеличение интенсивности эманаций.

В результате проведенного исследования можно заключить, что сейсмическая активность в Байкальском регионе оказывает умеренное прямое влияние на вариации радоновой активности в подземных водах Южного Прибайкалья, которые происходят с некоторой задержкой после сейсмического события, что обусловлено пространственной удаленностью эпицентра события от опорной сети мониторинга. Полученная модель имеет схожие черты с моделью тайваньских исследователей, проявляя при этом некоторые особенности.

Представленные результаты позволяют рассчитывать на выявление в дальнейшем краткосрочных предвестников сильных землетрясений в Южном Прибайкалье, отличающемся наиболее развитой инфраструктурой в Байкальском регионе.

Работа выполнена при частичной поддержке Минобрнауки РФ (в рамках государственного задания № 075-01304-20) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

1. Козлова И.К., Юрков А.К. Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях // Уральский геофизический вестник. 2005. № 7. С. 31–34.
2. Уткин В.И., Мамыров Э., Канн М.В. и др. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2006. № 9. С. 61–70.



3. *King C.-Y.* Episodic radon changes in subsurface soil gas along faults and possible relation to earthquake // *Journal of Geophys. Research.* 1980. V. 85. № 6. P. 3065–3078.
4. *King C.-Y., Walkingstick, C., Basler, D.* Radon in soil gas along active faults in Central California // *Field studies of radon in rock, soil and water: U.S. Geological survey bulletin.* Gunderon L. and Wanty R. editors. 1991. P. 77–133.
5. *Kuo T.* Correlating precursory declines in groundwater radon with earthquake magnitude // *Groundwater.* 2014. V. 52, № 2. P. 217–224.
6. *Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure Applied Geophysics.* 1979. V. 117. P. 1025–1044.
7. *Hauksson E.* Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis // *Journal of Geophysical Research.* 1981. V. 86. P. 9397–9410.
8. *Rikitake T.* Earthquake prediction: an empirical approach // *Tectonophysics.* 1988. V. 148. P. 195–210.
9. *Virk H.S.* A critique of empirical scaling relationship between earthquake magnitude, epicentral distance and precursor time for interpretation of radon data // *Journal of Earthquake Prediction Research.* 1996. V. 5. P. 547–583.
10. *Morgounov V.A., Malzev S.A.* A multiple fracture model of pre-seismic electromagnetic phenomena // *Tectonophysics.* 2007. V. 431. P. 61–72.
11. *Fleischer R.L., Mogro-Campero A.* Association of subsurface radon changes in Alaska and the northeastern United States with earthquakes // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1985. V. 49. P. 1061–1071.
12. *Fleischer R.L.* Dislocation model for radon response to distant earthquakes // *Geophysical Research Letters.* 1981. V. 8. P. 477–480.
13. *Семинский К.Ж., Семинский А.К.* Радон в подземных водах Прибайкалья и Забайкалья: пространственно-временные вариации // *Геодинамика и тектонофизика.* 2016. Т. 7, № 3. С. 477–493.
14. Байкальский филиал геофизической службы [электронный ресурс]. 2018. – Режим доступа: <http://seis-bykl.ru/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 10.05.20).
15. *Hirok C., Waseem B, Naseer I. et al.* Long range gas-geochemical anomalies of a remote earthquake recorded simultaneously at distant monitoring stations in India // *Geochemical Journal.* 2011. V. 45. P. 137–156.
16. *Seminsky K.Zh., Bobrov A.A.* The first results of studies of temporary variations in soil-radon activity of faults in Western Pribaikalie // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2013. V. 4(1). P. 1–12.



ГЕОХИМИЯ И U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД САЛТАХСКОГО МАССИВА, АНАБАРСКИЙ ЩИТ

Сергеева Л.Ю.¹, Гусев Н.И.¹, Скублов С.Г.^{2,3}

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, sergeeva.luda02@yandex.ru

² Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Анабарский щит представляет собой выступ докембрийского кристаллического фундамента, расположенный на севере Сибирской платформы. В структуре Анабарского щита выделены три крупных террейна (Маганский, Далдынский и Хапчанский), которые сложены различными ассоциациями гнейсов, кристаллических сланцев и метаосадков с возрастом от 3.2 до 2.4 млрд лет. Террейны ограничены зонами тектонического меланжа – Ламуйкской, Котуйканской, Биляхской, Салтахской и др. В зонах представлены диафориты по гранулитам, породы амфиболитовой фации, массивы анортозитов и гранитоидов [1, 2]. Салтахская зона динамометаморфических пород прослеживается на северо-востоке Анабарского щита через верховья рек Старая, Попигай и правобережье р. Налим-Рассоха. Она является северо-восточной ветвью Биляхской меланжевой зоны [3], погружается к востоку и разделяет Хапчанский и Попигайский террейны. Видимая протяженность зоны составляет порядка 130 км, на севере и юге она скрывается под рифейскими песчаниками. В южной части ширина зоны 1–2 км, на север увеличивается до 17–20 км [4].

Салтахский массив сложен главным образом двупироксеновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами с линзами и прослоями габбро-норитов, лейкогаббро. Нами изучены двупироксеновые гнейсы. Гнейсы сложены антипертитовым плагиоклазом Pl (an_{30–35}) (55–70 %), кварцем (10–15 %), ортопироксеном (6–10 %), чаще преобладающим над клинопироксеном (4 %), биотитом (5–10 %). Среди аксессуарных минералов встречен магнетит (2 %), ильменит (1 %), апатит (>0.5 %). Породы петрохимически соответствуют кварцевым диоритам.

Цирконы из двупироксенового плагиогнейса (обр. 696а) представлены слегка окатанными кристаллами, темными в CL, с тонкими белыми и темными каймами (рис. 1). Ядра, как правило, с осцилляционной зональностью. Для 13 точек циркона были получены две дискордии. Для девяти точек в ядрах получена дискордия с верхним пересечением 2100 ± 7 млн лет (рис. 1). Цирконы характеризуются средними содержаниями Th (134 ppm) и U (317 ppm), величина Th/U отношения 0.40. Спектры распределения REE в ядрах дифференцированы от La к Lu (отношение Lu_N/La_N варьируется в широких пределах – от 129 до 6551) (рис. 2, а). В цирконах наблюдается положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 3.79–72.7$) и отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.33–0.69$), кроме точек 1.1 и 4.1 ($Eu/Eu^* = 1.03–2.89$). При этом точка 1.1 с самым высоким значением аномалии по Eu имеет низкие содержания Hf (8544 ppm) и наиболее высокую температуру кристаллизации циркона.

Для трех точек в каймах была получена дискордия с верхним пересечением 1984 ± 11 млн лет (см. рис. 1). Для белой оболочки в CL (точка 9.1) характерны низкие содержания Th (24 ppm) и U (48 ppm), величина Th/U отношения 0.51. При этом в более



поздних темных оболочках в CL (точки 8.1 и 10.1) отмечается повышенное содержание Th (56–100 ppm) и U (701–786 ppm), низкое Th/U отношение (0.08–0.13), типичное для циркона метаморфического генезиса.

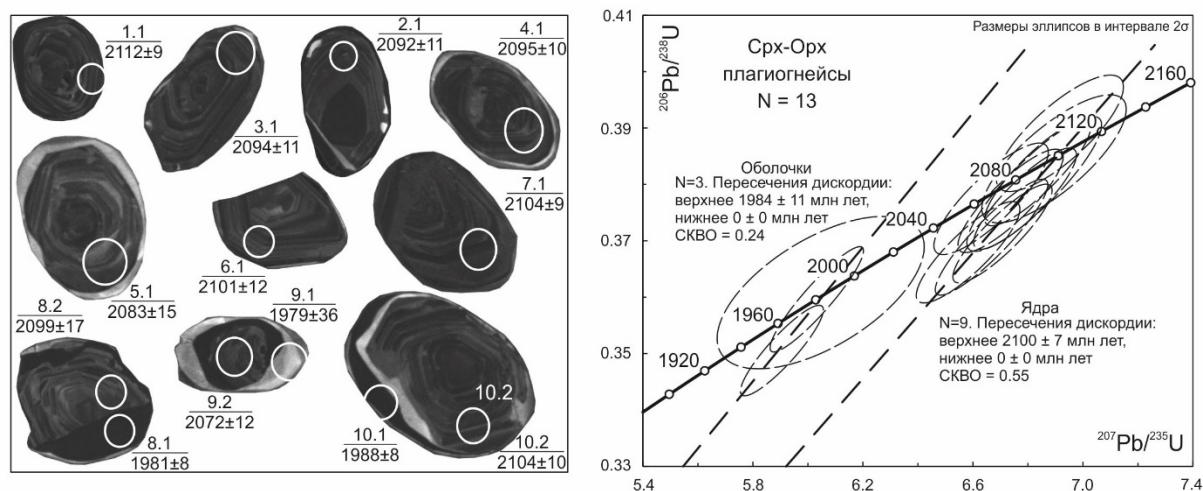


Рис. 1. CL-изображения с положением точек анализа и значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста и диаграмма с конкордией для циркона из двупироксенового плагиогнейса (обр. 696а).

Спектры распределения REE в каймах также имеют дифференцированный характер (отношение Lu_N/La_N варьируется от 116 до 804) (рис. 2, б). Для точек 8.1 и 10.1 характерна редуцированная Ce-аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* \sim 3.40$) и положительная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.54\text{--}2.92$). Содержание Hf высокое (13032–15124 ppm), Y варьируется в диапазоне от 156 до 315 ppm.

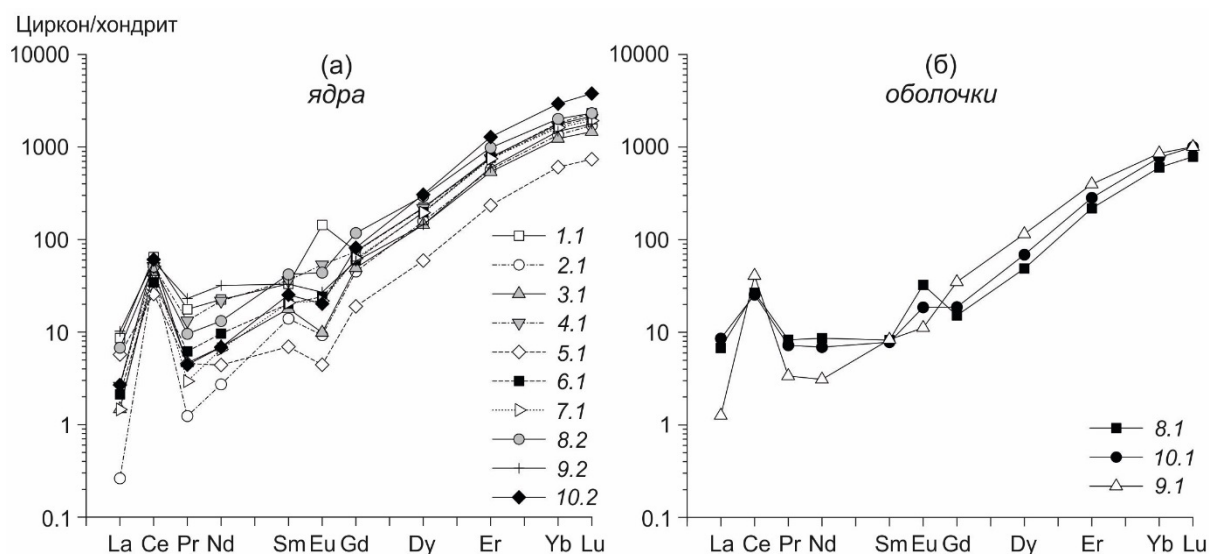


Рис. 2. Распределение REE в цирконе из двупироксеновых плагиогнейсов обр. 696а. Нормировано на хондрит CI [5].



Плагиогнейсы характеризуются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4.1 и протерозойским модельным возрастом $T_{(Nd)DM} = 2.20$ млрд лет.

Таким образом, изучение внутреннего строения циркона из двупироксенового плагиогнейса (обр. 696а), а также содержание и распределение REE в них дает основание предположить, что циркон магматического генезиса имеет возраст 2100 ± 7 млн лет. Единичные зерна циркона метаморфического генезиса с возрастом по верхнему пересечению дискордии 1984 ± 11 млн лет свидетельствуют о палеопротерозойском гранулитовом метаморфизме.

Литература

1. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
2. Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др. Новые данные о составе и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 45–49.
3. Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315–330.
4. Суханов М.К., Рачков В.С. Салтахский массив Анабарского щита // Известия Академии наук СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 47–58.
5. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.



ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ МАНТИЙНОГО ГЕНЕЗИСА

Серебрянников А.О., Логвинова А.М.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, aos_97@ngs.ru

Включения хромшпинелидов в алмазах из кимберлитов характеризуются определенным химическим составом: высоким содержанием Cr_2O_3 (> 62 мас. %), низким содержанием примесей: Al_2O_3 (< 7.5 мас. %), TiO_2 (< 0.7 мас. %) и Fe_2O_3 [1, 2], что позволяет с достаточной достоверностью отделить их от хромшпинелидов, принадлежащих другим парагенезисам. Хромшпинелиды алмазной ассоциации являются одними из основных минералов-спутников алмаза (наряду с пиропом) и важным поисковым признаком на алмаз.

Но в последнее время начали появляться данные, говорящие об устаревании типоморфных особенностей состава этих хромшпинелидов: высокохромистые хромшпинелиды с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62$ мас. % установлены в ультрабазитах Полярного Урала (до 65.9 мас. %), Корякского нагорья (68.4 мас. %); Индии (66.3 мас. %); Новой Каледонии (68 мас. %) [3], и в ряде случаев поля составов этих хромшпинелидов перекрывались с составами хромшпинелидов алмазного парагенезиса. В связи с этим встал вопрос об уточнении типоморфных особенностей состава хромшпинелидов, включенных в алмаз. Было сделано предположение, что хромшпинелиды алмазной ассоциации могут быть выделены по содержанию микропримесных элементов.

Целью данной работы является установление различий составов хромшпинелидов в алмазах из двух территориально обособленных алмазоносных районов Якутской алмазоносной провинции (Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского), а также сравнение их составов с хромшпинелидами из концентратов алмазоносных кимберлитов. Было отобрано 320 кристаллов хромшпинелидов-включений в алмазах из восьми алмазоносных трубок Якутской алмазоносной провинции: из тр. Мир, Интернациональная, 23-го съезда КПСС, относящихся к Мало-Ботуобинскому алмазоносному району, и тр. Удачная, Комсомольская, Юбилейная, Айхал и Сытыканская, относящихся к Далдыно-Алакитскому району. Для сравнения с ними было отобрано 86 кристаллов хромшпинелидов из концентратов алмазоносных кимберлитов, имеющих мантийный генезис (это было установлено по содержанию в них включений оливина, хромдиоксида, пироба), из четырех кимберлитовых трубок Якутии: Интернациональная, 23-го партсъезда КПСС, Удачная и Айхал [4]. Методом микрозондового анализа на микроанализаторе JXA-8100 Jeol (Япония) были установлены концентрации в образцах NiO , SiO_2 , MnO , V_2O_5 , TiO_2 , ZnO . Предварительно выявлено, что концентрации части элементов значительно различаются, например, концентрации Ni и Zn в хромшпинелидах из алмазов и в хромшпинелидах из концентратов алмазоносных кимберлитов имеют полуторакратное различие (рис. 1). Более того, различие в концентрациях было обнаружено и между хромшпинелидами-включениями в алмазах из различных алмазоносных районов, например, среднее содержание V_2O_5 и SiO_2 в Мало-Ботуобинском районе равняется 0.35 и 0.07 мас. %, а для трубок Далдыно-Алакитского района – 0.26 и 0.12 мас. % соответственно (рис. 2).

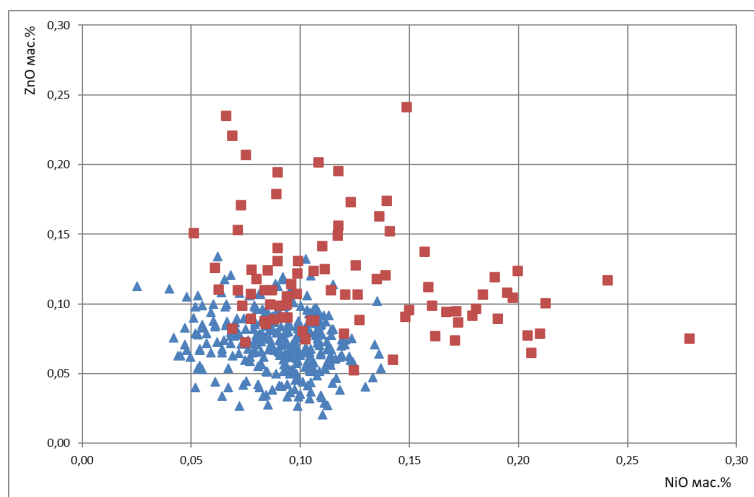


Рис. 1. Состав хромшпинелидов из алмазов кимберлитовых трубок Якутии (треугольники) и хромшпинелидов из концентрата алмазоносных кимберлитов Якутии (квадраты).

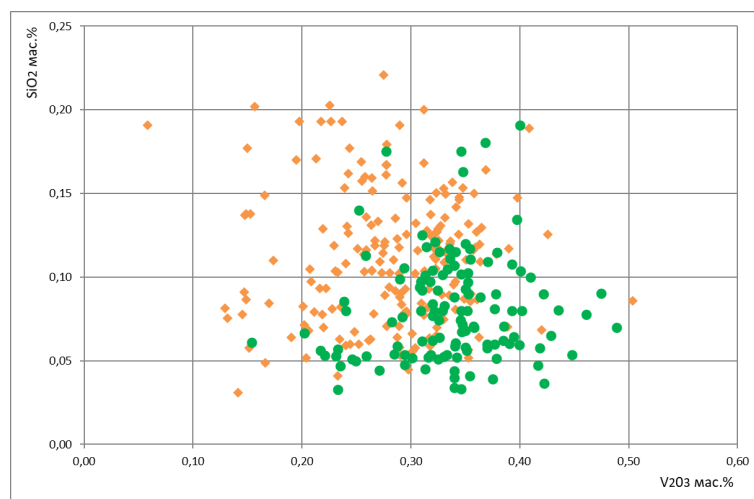


Рис. 2. Состав хромшпинелидов из алмазов кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского района (кружки) и Далдыно-Алакитского района (ромбы).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о значимом различии в концентрациях микропримесных элементов в хромшпинелидах из алмазов и из концентрата кимберлитовых трубок, что позволяет использовать их для уточнения имеющихся типоморфных особенностей состава хромшпинелидов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект № 20-05-00293.

Литература

1. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7–24.
2. Meyer H. O., Tsai H.-M. The nature and significance of mineral inclusions in natural diamond: a review // Minerals Sci. Eng. 1976. V. 8 (4). P. 242–260.
3. Илупин И. П. Высокохромистые хромиты из кимберлитов и ультрабазитов — сходства и различия // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 54–58.
4. Sobolev N.V., Logvinova A.M. Significance of Accessory Chrome Spinel in Identifying Serpentinite Paragenesis // International Geology Review. 2005. V. 47. P. 58–64.



О ВЫДЕЛЕНИИ БОТОМСКОГО ЯРУСА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ В БАССЕЙНЕ РУЧ. УЛЬДЗУЙТУЙ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ АРХЕОЦИАТ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Скрипников М.С., Ветлужских Л.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Впервые археоциатовые известняки были обнаружены в южной части Витимского плоскогорья геологом треста «Забайкалзолото» А.Ф. Колесовым в 1932 г. по р. Левая Олдында [1]. Переданные для определения образцы оказались исследователю археоциат А.Г. Вологдину схожими с известняками камешковского горизонта Восточного Саяна [2]. Дальнейшее изучение состава археоциат, представленных родами *Coscinocyathus*, *Ajacityathus*, *Archeolynthus*, *Loculicyathus*, лишь подтвердило высказанные предположения. Это позволило пересмотреть возраст осадочных отложений Витимского плоскогорья, ранее считавшихся докембрийскими [3]. Результатом стало выделение нижнекембрийской вулканогенно-карбонатной олдындинской свиты, распространенной по р. Левая Олдында, по ручьям Ульдзуйтуй, Хулудый, правому притоку р. Витим, ниже устья р. Заза [4].

В результате проведенных тематических биостратиграфических исследований в 50–60-х гг. прошлого столетия в бассейне ручьев Хулудый, Ульдзуйтуй, бассейнах рек Олдында, Химгильда и Кыджимит было получено большое количество нового палеонтологического материала – массовых остатков археоциат, местами трилобитов, а также известковых водорослей. Это позволило выделить шесть основных структурно-фациальных зон нижнепалеозойского осадконакопления на территории Саяно-Байкальской горной области [1, 5].

Наиболее ценной в палеонтологическом плане явилась находка выходов известняков по руч. Ульдзуйтуй, сделанная С.Н. Коровиным при съемочных работах в 1948 г., содержащих обильные остатки археоциат [4]. Это позволило И.Т. Журавлевой выделить в пределах руч. Ульдзуйтуй четыре археоциатовых комплекса, близких к комплексам Алтае-Саянской складчатой области (АССО) – «обедненный базаихский», базаихский, камешковский и санаштыгольский [6].

Независимо от И.Т. Журавлевой, Б.А. Далматовым и М.М. Язмиром были выделены три, а позднее и четыре горизонта с местными географическими названиями – нижнеульдзуйтуйский, верхнеульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский [5, 7]. Открытие в 1963 г. Озерного месторождения позволило более детально рассмотреть стратиграфию района, изучить археоциаты в шлифах, провести биостратиграфическую корреляцию отложений в пределах узла [8, 9].

В результате сопоставления М.М. Язмиром нижнекембрийских комплексов Саяно-Байкальской горной области (СБГО) с комплексами унифицированной схемы АССО было показано, что нижнеульдзуйтуйский, верхнеульдзуйтуйский, сухореченский комплексы сопоставимы с базаихским (ныне надгоризонт) и камешковским комплексами, а хулудинский комплекс отвечает низам санаштыгольского горизонта или является переходным между камешковским и санаштыгольским [7, 10].

Ряд геологов ставили вопрос о наличии отложений ботомского яруса по руч. Ульдзуйтуй [6, 9, 10]. Этому факту соответствовало отсутствие характерных форм



санаштыкгольского комплекса в отложениях сухореченского горизонта, что исследователи связывали «со спецификой фациальных обстановок и недостаточной палеонтологической изученностью» [10, с. 616].

Во время полевых работ биостратиграфического отряда лаборатории геодинамики ГИН СО РАН в 2015 и 2017 гг. были пройдены дополнительные рекогносцировочные маршруты с целью отбора проб известняков с нижнекембрийской альгофлорой и фауной в стратотипических разрезах нижне-, верхнеульдзуйтуйского и сухореченского горизонтов. Были обнаружены формы археоциат в естественном обнажении по бортам руч. Сухого – левобережного притока руч. Ульдзуйтуй, которые позволяют соотнести сухореченский комплекс с санаштыкгольским комплексом АССО. Это формы с усложненным строением известкового скелета – *Sibirecyathus abacanicus* Voron, *Clathricoscinus infirmus* Zhur, *Annulocyathella lavrenovae* Krasn, *Ladaecyathus* sp., *Vologdinocyathellus* sp., *Coscincyathella* sp, *Irinaecyathus* sp.

Помимо этого, в биогермных постройках из стратотипа верхнеульдзуйтуйского горизонта были описаны *Formosocyathus* sp., *Irinaecyathus* sp., *Compositocyathus chuludensis* Jazm, *Orbicyathus* sp., локулярные *Syringocoscinus angulatus* и *Usloncyathus* sp, не отмеченные предшественниками, что позволяет коррелировать данный комплекс с таковым по ручью Хулудый и датировать его ботомским ярусом, а не атдабанским, как было принято ранее.

Эти палеонтологические данные позволяют по-новому интерпретировать стратиграфию олдындинской свиты и выделять три горизонта в ее составе: ульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский атдабанско-ботомского времени с соответствующими комплексами археоциат.

Литература

1. Язмир М.М., Далматов Б.А. Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.
2. Вологдин А.Г. Археоциаты и водоросли кембрия Байкальского нагорья. Труды Палеонтологического института Академии наук СССР. 1962. Т. 93. 139 с.
3. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
4. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
5. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР: Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.
6. Журавлева И.Т. Одностенные археоциаты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.
7. Язмир М.М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления (13–16 декабря 1967). Улан-Удэ, 1967. С. 38–43.
8. Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля (стратиграфия, фации осадков и палеогеография). Труды Геологического института Академии наук СССР Сибирское отделение Бурятский филиал. Вып. 14. Новосибирск: Недра, 1977. 125 с.
9. Язмир М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ, 1972. С. 57–65.
10. Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 608–619.



ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ МАССИВА Г. МЕДВЕДКА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Смирнов Ю.В.

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

Северо-восточный фланг Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса в российской литературе обычно рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна. Он сложен условно верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями [1, 2]. Большое значение для реконструкции истории геологического развития Нора-Сухотинского террейна имеет исследование магматических комплексов. Так, сравнительно недавно в составе Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса выявлены позднеордовикские, раннесилурийские, позднекаменноугольные и позднепермские магматические образования [3–7]. Однако накопленных данных недостаточно для создания интегрированной геодинамической модели формирования Нора-Сухотинского террейна. В данной публикации приведены результаты геохронологических (U-Pb) исследований гранитоидов массива г. Медведка Нора-Сухотинского террейна. Этот массив прослеживается вдоль русла р. Селемджа в северо-восточном направлении от р. Сингуч до р. Уландочка. Протяженность массива составляет около 60 км при ширине 20 км. В северной части граниты прорывают вулканогенно-осадочные образования неклинской толщи. В остальном массив перекрыт кайнозойскими рыхлыми отложениями Амуро-Зейской впадины, в связи с чем его истинные размеры остаются неопределенными. Данный массив рассматривается в составе ордовикского гранодиорит-гранитного октябрьского комплекса [2].

Из гастингсит-биотитового гранита массива г. Медведка (обр. Z-82) были выделены цирконы, которые представлены идиоморфными и субидиоморфными прозрачными короткопризматическими трещиноватыми кристаллами бледно-коричневого цвета. Основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра незначительно сглажены, характерно наличие твердофазных включений. В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается как грубая, так и тонкая зональность роста. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 100 мкм; Кудл. = 1.5–2.0. Для проведения U-Pb геохронологических исследований были использованы четыре навески кристаллов циркона, наименее трещиноватых и без видимых включений, отобранные из размерных фракций от 100 до 75 мкм, >75 мкм, от 75 до 50 мкм и <50 мкм. Точки изотопного состава циркона всех четырех фракций располагаются вблизи конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 378.2 до 380.4 млн лет. Нижнее пересечение дискордии, проведенной через все аналитические точки измеренных фракций циркона, с конкордией соответствует возрасту 378 ± 3 млн лет (СКВО=1.18, вероятность конкордантности 0.31). Морфологические особенности циркона, наличие в нем осцилляторной зональности позволяют сделать вывод о его магматическом



происхождении, в связи с чем возраст 378 ± 3 млн лет стоит рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации гастингсит-биотитовых гранитов массива г. Медведка.

Согласно полученным результатам, гастингсит-биотитовые граниты массива г. Медведка имеют не ордовикский, как было принято считать ранее [2], а позднедевонский возраст (378 ± 3 млн лет). С учетом того, что в строении Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса известны позднеордовикские, раннесилурийские, позднекаменноугольные и позднепермские магматические образования различной тектонической природы [3–7], позднедевонские гастингсит-биотитовые граниты массива г. Медведка можно считать отражением ранее неизвестного этапа формирования пояса.

Литература

1. *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн.* / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Серезников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-52 (Зея). Третье поколение. Дальневосточная серия / Отв. ред. А.С. Вольский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
3. *Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.
4. *Guo F., Fan W.M., Li C.W. et al.* Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhaibasalts, Inner Mongolia // *Science China D-Earth Science*. 2009. V. 52, N 7. P. 940–951.
5. *Tong Y., Wang T., Jahn B.M. et al.* Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: geochronology, petrogenesis and tectonic implications // *American Journal of Science*. 2014. V. 314, N 1. P. 80–109.
6. *Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M. et al.* Wilde S. A-type granites in north-eastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chemical Geology*. 2002. V. 187, Issue 1–2. P. 143–173.
7. *Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y. et al.* Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 97, Part B. P. 229–250.



ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕНДСКИХ (?) МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БЕЛЁТУЙСКОЙ СВИТЫ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Смирнова Ю.Н.

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

Аргунский континентальный массив является одним из крупных континентальных массивов, расположенных в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящее время накоплен значительный объем данных для палеозойских и мезозойских осадочных толщ и магматических комплексов Аргунского континентального массива [1–4 и др.], тогда как представления о его позднепротерозойском этапе развития весьма условны и требуют дополнительных исследований. В этой связи были проведены геохимические исследования условно вендских метаосадочных пород белётуйской свиты быркинской серии с целью выявления основных источников сноса кластического материала.

Породы белётуйской свиты занимают обширные территории в пределах Восточного Забайкалья. Свита разделена на две подсвиты. В составе нижней подсвиты выделены филлитовидные сланцы, песчаники, алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков и доломитов. Верхняя подсвита белётуйской свиты сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, сланцами с прослоями известняков и доломитов. Граница между подсвитами проводится по горизонту, сложенному карбонатными породами. Среди галек конгломератов установлены кварц, кварциты, кремнистые и филлитовидные сланцы, мрамор и калиевый полевой шпат. Для верхней подсвиты белётуйской свиты характерно присутствие вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Породы белётуйской свиты повсеместно претерпели контактовый метаморфизм и динамометаморфизм с образованием разнообразных сланцев, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и контактово-роговиковой фациях. Общая мощность свиты 3000 м. Вендский возраст белётуйской свиты принят на основании находок строматолитов, онколитов, катаграфии [5]. В то же время Г.Н. Пономаренко выделен спектр растительных микрофоссилий, большинство из которых имеет кембрийский облик [6].

Среди метаосадочных пород нижней подсвиты белётуйской свиты были изучены тонкие метаалевролиты и мелко- и среднезернистые метапесчаники, а верхней подсвиты белётуйской свиты – мелко- и крупнозернистые метапесчаники. Для реконструкции основных источников сноса использовался анализ содержания элементов-примесей, которые менее подвержены вариациям при постседиментационных процессах. Концентрации Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Zn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr определены методом ICP-MS в Институте тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск).

Метаалевролиты и метапесчаники нижней подсвиты белётуйской свиты характеризуются умеренно дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов ($[La/Yb]_n=7.67-15.95$) при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.61-0.72$), а по содержанию лантаноидов они различаются. Так, в метаалевролитах $\Sigma REE=155-207$ г/т, а в



метапесчаниках ΣREE – не более 107 г/т. В метапесчаниках верхней подсвиты отмечаются значительные вариации концентраций лантаноидов ($\Sigma\text{REE}=58\text{--}152$ г/т) при обогащении легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми ($[\text{La}/\text{Yb}]_n=7.78\text{--}14.31$) и отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.59\text{--}0.72$). В целом. В породах белётуйской свиты отмечается обогащение легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми, наличие отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии, что указывает на присутствие в области сноса образований кислого состава. Положение фигуративных точек составов метаосадочных пород белётуйской свиты на диаграммах $\text{Hf} - \text{La}/\text{Th}$ [7], $\text{Th}/\text{Co} - \text{La}/\text{Sc}$ и $\text{Th} - \text{La} - \text{Sc}$ [8] также свидетельствует о присутствии в областях размыта магматических пород кислого состава.

Содержание большинства микроэлементов в метаалевролитах нижней подсвиты белётуйской свиты соответствует верхнекоровым при небольшом дефиците Nb, Ta, Sr и Pb. В то же время уровень концентраций микроэлементов в метапесчаниках нижней и верхней подсвиты белётуйской свиты ниже такового в верхней континентальной коре. Наибольшая вариативность в метапесчаниках верхней подсвиты типична для Ta, Sr, Co и Pb. Стоит отметить, что для всех изученных образцов белётуйской свиты характерны повышенные содержания Cr и Ni, которые подобны таковым в позднепротерозойских базальтах и коматиитах [9].

Таким образом, в результате проведенных геохимических исследований установлено, что метаосадочные породы белётуйской свиты быркинской серии Аргунского континентального массива характеризуются смешанным составом исходных пород. С учетом структурного положения исследуемых отложений, наиболее вероятно, что основными источниками сноса для них являлись докембрийские магматические и метаморфические комплексы, расположенные на территории Аргунского континентального массива в пределах Восточного Забайкалья [5, 10 и др.] и на сопредельной территории Китая [11, 12 и др.].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00195).

Литература

1. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зeya-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465, № 6. С. 706–710.
2. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U–Pb геохронологические и геохимические данные // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472, № 3. С. 326–332.
3. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 654–670.
4. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических и U–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.
5. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение / Отв. ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
6. Стецюк М.И. Верхний докембрий и кембрий Аргунь-Газимурского междуречья // Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья / Отв. ред. Е.А. Радкевич. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 76–82.



7. *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *Journal of Geological Society of London*. 1987. V. 144, Issue 4. P. 531–542.
8. *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chemical Geology*. 2002. V. 191, Issue 4. P. 305–327.
9. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. 1993. V. 104, Issue 1–4. P. 1–37.
10. *Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. и др.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 52, № 6. С. 553–571.
11. *Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K.* Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: Insights from magmatic and sedimentary record // *Gondwana Research*. 2020. V. 88. P. 185–200.
12. *Tang J., Xu W.L., Wang F. et al.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2013. V. 224. P. 597–611.



ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ И ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНОДИОРИТАХ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА)

Смолякова А.Е.^{1,2}, Владимиров В.Г.^{1,2}

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
ann_smoliakova@mail.ru

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

Принято считать, что мафические микрогранулярные (магматические) включения в гранитоидных массивах являются продуктом смешения контрастных по составу расплавов в обстановках мантийно-корового взаимодействия [1–7 и др.]. Как следствие, химический состав включений ММЕs разнообразен, однако в кислых породах плутонической фации им свойственен преимущественно диоритовый, монцодиоритовый и монцонитовый состав [8]. Включения ММЕs широко проявлены в магматических комплексах зрелых островных дуг и континентальных окраин коллизионных областей.

Несмотря на явные геодинамические корреляции, значение тектонических обстановок в моделях плавления, транспорта и взаимодействия контрастных расплавов приобрело актуальность лишь в последние годы. Многие вопросы, затрагивающие роль тектоники и деформационных процессов на стадии инъецирования базальтоидной магмы и при повторных наложенных тектоно-термальных процессах, остаются дискуссионными. Настоящее сообщение посвящено результатам изучения структурных аспектов этих проблем на примере Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива, расположенного в коллизионном орогене краевой части Тувино-Монгольского массива.

Баянкольский массив отвечает абиссальной фации глубинности и имеет полифазное строение. Его можно представить в форме «сэндвича», сложенного субгоризонтальными телами с возрастанием кремникислотности пород снизу вверх по альтитуде: 1 – габброиды, 2 – монцодиориты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты и лейкограниты.

Возраст Баянкольского массива оценивается различными изотопными методами в диапазоне от 520 до 485 млн лет (507 ± 14 млн лет, U-Pb, циркон [9]); 496.5 ± 3.6 млн лет, U-Pb, циркон [10]; 489 ± 3 млн лет, Ar/Ar, амфибол [11]).

Результаты исследований опираются на данные структурного картирования Баянкольского полифазного массива, в ходе которого выполнены опорные разрезы через все фазы интрузива и его метаморфического обрамления. Основное внимание было уделено гранодиоритам Баянкольского массива, поскольку именно в этой фазе массива фиксируется появление включений ММЕs.

При документировании скальных обнажений с мафическими включениями производилось измерение структурных элементов, в том числе плоскостей скалывания и линейности растяжения, учитывалось количество включений ММЕs, а также их размер, форма и ориентировка в пространстве. Кроме того, проведена корреляция ориентировок плоскопараллельных структур во включениях и во вмещающих их породах. Статистика проводилась как в пределах обнажения, так и по альтитуде всего тела гранодиоритов от его подошвы до кровли (более 350 м). Измерения проводились



с целью определения транспорта магматических расплавов и признаков наложенных деформаций.

Для гранодиоритов Баянкольского массива было выявлено неравномерное по альтитуде распределение включений ММЕs как по их размеру, так и по плотности на 1 м² обнажения. При статистике встречаемости включений ММЕs была выявлена вертикальная зональность.

Резюмируя закономерности пространственного распределения включений ММЕs по их размеру и плотности, плоскостям скалывания и линейности растяжения во включениях и во вмещающих гранодиоритах, можно отметить следующие закономерности:

- По своей морфологии включения, как правило, вытянутые и уплощенные, вплоть до формирования шпиров с признаками ассимиляции.
- Наиболее типичный размер включений ММЕs – 10±5 см.
- В направлении от подошвы тела гранодиоритов к его кровле количество включений ритмично изменяется. Области насыщения гранодиоритов включениями (более 10 ед. на 1 м²) сменяются участками с плотностью 3–6 и 1–2 ед. на 1 м² вплоть до их исчезновения. В кровле массива гранодиоритов включения отсутствуют или их количество пренебрежимо мало.
- Уменьшение плотности содержания включений сопровождается возрастанием их вариации по размерам вплоть до появления гигантских образований размером до 1 м и более. Данная тенденция возрастает по альтитуде.
- Выполненные разрезы позволяют предположить, что распределение включений ММЕs в теле гранитоидов напоминает грибообразный облик с промежуточными областями кольцевой формы с более крупными, но более редкими включениями ММЕs.
- Директивность в гранодиоритах и во включениях варьируется по альтитуде массива, однако наблюдается относительно выдержанное субвертикальное погружение с северо-восточным простиранием, изменяющимся к кровле на субширотное.
- В областях слабого насыщения включениями ММЕs директивность как в гранодиоритах, так и во включениях теряется.

Выявленные закономерности позволяют сделать предварительный вывод, что происхождение включений ММЕs в гранодиоритах Баянкольского массива тесно связано с активизацией Эрзинской тектонической зоны, в пределах которой расположен массив. Можно предположить, что в нижнекоровых условиях после внедрения и формирования камеры базитовых расплавов произошло плавление вышележащей преимущественно пелитовой тесхем-мугурской толщи. Однако до момента консолидации как базитовых, так и кислых расплавов произошли тектонические подвижки в Эрзинской зоне, что обеспечило «впрыскивание» базитовых расплавов с захватом метаморфических пород, что мы наблюдали в скальных обнажениях в эндоконтакте в подошве гранодиоритов. Характер распределения включений и их ориентировка указывают на вероятный сейсмостектонический характер событий.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ, проект № 18-05-00851.



Литература

1. *Биндеман И.Н.* Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // *Петрология*. 1995. Т. 3, № 6. С. 632–644.
2. *Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.* Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.
3. *Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В.* Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // *Вестник МГУ. Серия геология*. 2008. № 4. С. 35–44.
4. *Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г. и др.* Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8, № 2. С. 385–403.
5. *Castro A., Martino R., Vujovich G. et al.* Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fertil magmatic complex (Early Ordovician, Sun Juan, Argentina) // *Geologica Acta*. 2008. V. 6, № 3. P. 217–229.
6. *Cheng Y., Spandler C., Mao J., Rusk B.* Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: a case of two-stage mixing of crust- and mantle-derived magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 164. Issue 4. P. 659–676.
7. *Didier J., Barbarin B.* Enclaves and Granite Petrology // *Developments in Petrology*, 13. Amsterdam: Elsevier, 1991. 625 p.
8. *Бурмакина Г.Н.* Мафические включения и комбинированные дайки в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья: состав, петрогенезис: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2013. 178 с.
9. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // *Геотектоника*. 2001. № 3. С. 22–43.
10. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1999. Т. 7, № 2. С. 174–190.
11. *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др.* Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск*, 2001. С. 68–72.



ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО НИЗКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО ОЛИВИНА В КСЕНОЛИТЕ ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Соловьев К.А.¹, Шарыгин И.С.^{1,2}, Головин А.В.¹, Тарасов А.А.^{1,3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, kostyasolovyov54@gmail.com

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Эпигенетические минералы являются неотъемлемой частью любых мантийных пород из кимберлитов. Они несут важную информацию о процессах преобразования и эволюции мантийного вещества. В данной работе представлены результаты изучения эпигенетического оливина из ксенолита неизмененного гранатового лерцолита UV-3/05 [1, 2], отобранного из несерпентинизированной разновидности кимберлитов трубки Удачная (Сибирский кратон) [3, 4].

Образец UV-3/05 относится к типу деформированных перидотитов и имеет мозаично-порфирокластическую структуру, которая определяется матриксом из мелких полигональных зерен (необластов) оливина (форстерит) с размером меньше 0.5 мм, в котором располагаются крупные зерна (порфирокласты) оливина (форстерит), ортопироксена (энстатит), клинопироксена (авгит) и граната (пироп) с размером более 0.5 мм.

Породообразующие гранаты из образца UV-3/05 представлены эллипсоидными зернами размером 2–4 мм, обладающими химической зональностью. Содержание MgO и FeO в краевых зонах – 19.4 и 10.34 мас. % соответственно. Гранат из изученного ксенолита, как и во многих других мантийных ксенолитах из кимберлитов, окружен келифитовой оболочкой (келифит), которая состоит из шпинелидов (хромит, герцинит, шпинель, магнетит), ортопироксена (энстатит), клинопироксенов (авгит и диопсид), амфиболов (паргасит и саданагаит), слюды (флогопит), содалита, оливина (форстерит) и реликты породообразующего граната.

В изученном ксенолите было установлено четыре типа оливина: 1) однородные по составу породообразующие необласты и порфирокласты оливина; 2) асимметрично-зональные необласты оливина, расположенные на контакте с келифитовой оболочкой вокруг породообразующего граната; 3) симметрично-зональный оливин в келифите; 4) незональный оливин в келифите.

Породообразующий оливин (1-й тип) характеризуется $Mg\#=87.4$ и содержанием примесных компонентов (в мас. %): 0.31 NiO, 0.14 MnO, 0.06 CaO.

У породообразующих необластов оливина (2-й тип) непосредственно на контакте с келифитом появляется относительно обедненная магнием ($Mg\#$ до 85.9) внешняя зона шириной 10–25 мкм, в то время как на краях этих же зерен оливина вне контакта с келифитовой оболочкой такая зона отсутствует (состав идентичен оливину 1 типа). В обедненной магнием зоне уменьшается содержание NiO до 0.22 мас. % и увеличиваются концентрации MnO до 0.28 мас. % и CaO до 0.15 мас. %.

Симметрично-зональный оливин из келифитовой оболочки (3-й тип), как правило, имеет размеры 40–150 мкм, тогда как незональный оливин из келифитовой оболочки (4-й тип) – менее 40 мкм. В каймах оливина 3-го типа и в оливине 4-го типа



часто встречаются включения келифитообразующих хромита, шпинели и реликтов порообразующего граната.

В оливине 3-го типа выделяется однородное ядро округлой формы и кайма. Состав центральных частей, в целом, соответствует составу оливина первого типа. Вблизи границ таких зональных оливинов $Mg\#$ понижается до 85.1, содержание NiO падает до 0.03 мас. %, а содержание MnO и CaO увеличивается до 0.32 и 0.16 мас. %.

Состав оливина четвертого типа варьируется в относительно широких пределах (в мас. %): 0.04–0.36 NiO , 0.16–0.33 MnO , 0.06–0.15 CaO . $Mg\#$ изменяется в пределах 84.3–85.9.

Тренды изменения составов ассиметрично-зональных необластов оливина на границе с келифитом (2-й тип) и кайм симметрично-зональных оливинов из келифита (3-й тип) совпадают. Состав незональных оливинов из келифита (4-й тип) частично перекрывается с крайними значениями составов оливина 2-го и 3-го типа. Эти особенности составов и факт нахождения ассиметрично-зональных необластов оливина (2-й тип) только на границе с келифитом свидетельствуют о синхронности образования ассиметричной зональности в необластах оливина и келифитизации граната с появлением новой генерации оливина в келифите (каймы оливина 3-го типа и оливин 4-го типа).

Предполагается, что структуры деформированных перидотитов с образованием необластов оливина возникли в результате рекристаллизации исходно зернистых перидотитов. Процесс рекристаллизации мог происходить за несколько лет до формирования кимберлитовых тел на поверхности [5]. Поскольку ассиметричная зональность необластов оливина могла сформироваться только после рекристаллизации, образование келифитовой оболочки вокруг порообразующего граната происходило после рекристаллизации, незадолго до или во время выноса лерцолита кимберлитовой магмой. Для образования выявленной минеральной ассоциации келифитовой оболочки вокруг порообразующего граната необходим привнос щелочей и летучих, что подразумевает участие метасоматического агента. В предполагаемый временной интервал образования келифита наиболее вероятным кандидатом на роль метасоматического агента является примитивный кимберлитовый расплав трубки Удачная [4, 6].

В целом, в данной работе показано, что реакция порообразующего граната ксенолита лерцолита с примитивным кимберлитовым расплавом приводит к формированию на границе с гранатом низкомагнезиального (относительно порообразующего оливина) эпигенетического оливина. Магнезиальность порообразующего равновесного оливина из мантийных ксенолитов трубки Удачная варьируется от 85.5 до 94.4 [1, 2, 6–11]. Таким образом, выявленный эпигенетический оливин является самым низкомагнезиальным оливином из ксенолитов перидотитов трубки Удачная.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-77-10062).

Литература

1. Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S. et al. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.
2. Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P. et al. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // *Lithos*. 2013. V. 160. P. 201–215.



3. *Kamenetsky V. S., Golovin A. V., Maas R. et al.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals. *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.
4. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V. et al.* Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.
5. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* The continental lithosphere–asthenosphere boundary: can we sample it? // *Lithos*. 2010. V. 120, № 1-2. P. 1–13.
6. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. et al.* Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths. *Journal of Raman Spectroscopy*. 2019. V. 51, № 9. P. 1849–1867.
7. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al.* Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 701–713.
8. *Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P.* degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 359. P. 206–218.
9. *Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V.* The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 165. № 6. P. 1225–1242.
10. *Ionov D.A., Doucet L.S., von Strandmann P.A.P. et al.* Links between deformation, chemical enrichments and Li-isotope compositions in the lithospheric mantle of the central Siberian craton // *Chemical Geology*. 2017. V. 475. P. 105–121.
11. *Ionov D.A., Liu Z., Li J., Golovin A.V. et al.* The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 281. P. 67–90.



СОСТАВ ДОЧЕРНИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ВТОРИЧНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БУЛТФОНТЕЙН (КААПВААЛЬСКИЙ КРАТОН, АФРИКА)

Тарасов А.А.^{1, 2}, Шарыгин И.С.³, Головин А.В.¹, Дымшиц А.М.³

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Впервые изучены раскристаллизованные вторичные расплавные включения в оливине мантийных ксенолитов из месторождения кимберлитовой трубки Бултфонтейн (поле Кимберли, Каапваальский кратон, Африка). Исследованные ксенолиты лерцолитов и гарцбургитов по структурному типу относятся к так называемым деформированным мантийным перидотитам. В структуре таких перидотитов присутствуют два типа зерен оливина и пироксенов: крупные порфинокласты и мелкие необласты. Деформированные гранатовые перидотиты считаются одними из наиболее глубоких пород среди мантийных ксенолитов, которые выносятся на поверхность кимберлитовыми магмами. Такой тип пород располагается в литосферной мантии древних кратонов в интервале глубин от ~ 110 до ~ 230 км [1, 2]. Вариации P-T параметров последнего равновесия в литосферной мантии для изученных лерцолитов и гарцбургитов составляют 900–1100 °С и 3.8–4.9 ГПа, что соответствует глубинам от 120 до 150 км.

Вторичные расплавные включения были установлены в виде цепочек/полей в залеченных разнонаправленных трещинах в порфинокластах оливина. Визуально фазовый состав нескрытых расплавных включений представлен рядом дочерних минералов и пузырьком/пузырьками. В отдельных расплавных включениях может присутствовать до 20 зерен дочерних минералов. Невскрытые раскристаллизованные расплавные включения были исследованы с помощью конфокальной КР-спектроскопии. С помощью КР-спектроскопии во вторичных включениях расплава были идентифицированы разнообразные карбонаты, карбонаты с дополнительными анионами, сульфаты, фосфаты и силикаты: кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, эйтелит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, ньеререит $(\text{Na},\text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, грегориит $(\text{Na},\text{K},\text{Ca})_2\text{CO}_3$, К-Na-Са-карбонат $(\text{K},\text{Na})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$, бредлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$, беркеит $\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2$, глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$, тенардит Na_2SO_4 , афтиталит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{Cl},\text{F})$ и тетраферрифлогопит $\text{KMg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$. В целом, в раскристаллизованных расплавных включениях диагностировано 15 дочерних минералов. Еще несколько фаз дают явные КР-спектры, но идентификация этих спектров в настоящий момент затруднена из-за отсутствия подобных спектров в базах данных. Визуально в расплавных включениях также присутствует серия рудных минералов. Среди дочерних минералов в расплавных включениях преобладают карбонаты. Одиннадцать из пятнадцати дочерних минералов обогащены щелочными металлами, а именно Na и K. Таким образом, результаты исследования расплавных включений свидетельствуют о том, что эти



включения являются реликтами глубинных, обогащенных щелочами, серой и хлором карбонатных расплавов, генерация которых происходила на глубинах более 150 км.

При изучении петрогенезиса кимберлитов, обогащенных углекислотой и водой ультраосновных пород, одним из основных является вопрос о вариациях составов первичных/примитивных кимберлитовых расплавов. При «традиционном» подходе к решению этого вопроса многими исследователями кимберлитов постулируется, что валовый состав кимберлитовых пород, в частности афанитовых (скрытокристаллических) кимберлитов, может в значительной мере отображать первоначальный или примитивный состав кимберлитовых расплавов, т.е., считается, что кимберлитовые жидкости имели ультраосновной состав [3]. Однако этот подход не учитывает ряд процессов, которые могут происходить при подъеме кимберлитовых магм и формировании кимберлитовых тел. К этим процессам могут быть отнесены контаминация кимберлитовой магмы ксеногенным верхнемантийным и коровым материалом, кристаллизационная дифференциация, ликвация и дегазация. Для кимберлитов также повсеместно развиты син/постмагматическое изменения пород при/поверхностными гидротермальными флюидами. Все эти процессы приводят к тому, что в действительности состав любых кимберлитовых пород, вероятно, не отвечает составу каких-либо первичных/примитивных кимберлитовых расплавов. Таким образом, проблема вариаций первоначальных составов кимберлитовых расплавов остается открытой.

Альтернативным подходом для исследования составов кимберлитовых жидкостей является изучение расплавных включений – микропорций расплавов, законсервированных в минералах кимберлитов и мантийных ксенолитов [1, 4, 5]. В частности, образование вторичных включений расплава в оливинах из ксенолитов деформированных перидотитов может быть связано с просачиванием кимберлитовых расплавов через литосферную мантию в короткий временной интервал до захвата такого типа пород транспортирующим расплавом или с инфильтрацией кимберлитовых жидкостей после захвата ксенолитов кимберлитовой магмой [1, 4]. В любом случае такие включения, несомненно, связаны с кимберлитовым магматизмом, который в конечном итоге привел к формированию месторождения трубки Бултфонтейн. В целом, состав таких расплавных включений по любой из вышеприведенных моделей будет наиболее близок составу первичных/примитивных кимберлитовых расплавов.

В последнее десятилетие развивается альтернативная модель, предполагающая карбонатный/щелочно-карбонатный состав кимберлитовых расплавов в источнике их генерации [1, 4–8]. Проведенные исследования вторичных расплавных включений в оливинах из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Бултфонтейн являются прямым подтверждением этой модели и свидетельствуют о том, что примитивный/первичный кимберлитовый расплав трубки Бултфонтейн по составу, вероятно, соответствовал щелочно-карбонатными жидкостям, к тому же обогащенным S и Cl среди летучих компонентов.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-35-70058).

Литература

1. Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S. et al. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.



2. *Katayama I., Suyama Y., Ando J.I., Komiya T.* Mineral chemistry and P–T condition of granular and sheared peridotite xenoliths from Kimberley, South Africa: Origin of the textural variation in the cratonic mantle // *Lithos*. 2009. V. 109, No. 3–4. P. 333–340.
3. *Mitchell R.H.* Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174, No. 1–3. P. 1–8.
4. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. et al.* Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1849–1867.
5. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y. et al.* How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 334–346.
6. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V. et al.* Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.
7. *Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R. et al.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.
8. *Russell J.K., Porritt L.A., Lavallee Y., Dingwell D.B.* Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // *Nature*. 2012. V. 481. P. 352–356.



ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРИОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОСЛ-ДАТИРОВАНИЯ)

Таратунина Н.А.^{1,2}, Курбанов Р.Н.^{1,2}, Рогов В.В.¹, Стрелецкая И.Д.¹, Курчатова А.Н.³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, taratunina@igras.ru

² Институт географии РАН, Москва

³ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

Географическое распространение многолетней мерзлоты в различные этапы четвертичного периода менялось под воздействием ряда условий (температуры, влажности). Реконструкция границ древнего криогенеза имеет большое значение для понимания условий среды того времени. Сложность изучения этого явления обусловлена плохой сохранностью следов криоструктур, их слабой выраженностью в отложениях аридных зон, нехваткой данных о возрасте криогенеза и несогласованностью в интерпретации условий их формирования. Все это определяет отсутствие надежно исследованных разрезов и региональных корреляций. Нами предпринята попытка разработки первой схемы развития криогенеза в позднем плейстоцене для одного из наиболее изученных регионов Восточно-Европейской равнины – Нижнего Поволжья. Исследования предыдущих лет [1], выполненные на отдельных разрезах распространения лёссово-почвенных серий, были дополнены новыми данными о развитии криогенеза южнее, в зоне развития трансгрессивных отложений Каспийского моря.

В основу работы положены результаты изучения четырех разрезов Нижнего Поволжья (рисунок), расположенных по правому борту р. Волги (Райгород, Черный Яр) и в Волго-Ахтубинской долине (Ленинск, Средняя Ахтуба). По результатам полевых исследований, проведенных авторами в 2015–2020 гг. на указанных разрезах, выявлены разновозрастные посткриогенные структуры (псевдоморфозы, инволюции, грунтовые жилы) – следы реликтового сезонного и многолетнего промерзания; выполнен комплексный анализ, включавший криолитологические исследования и абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ).

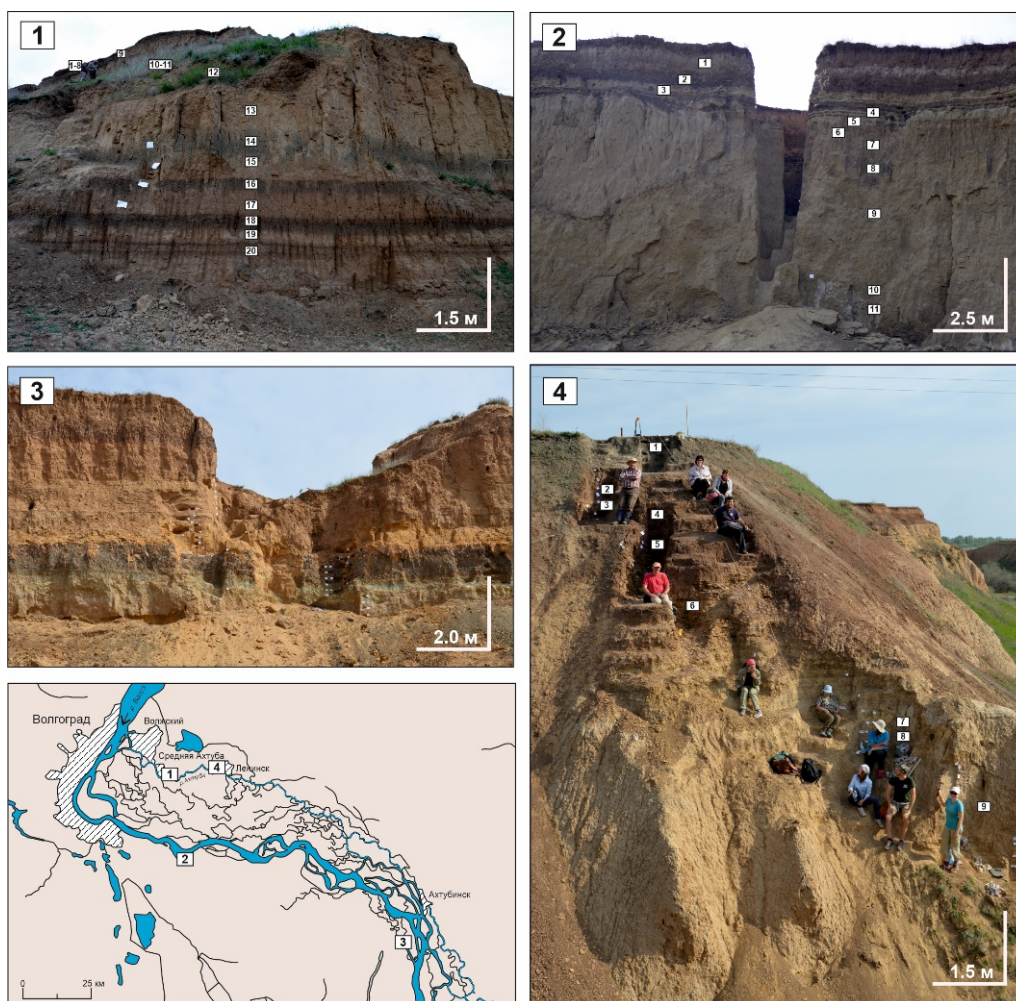
Известны примеры датирования грунтовых клиньев для территории Европы [2, 3] и Северной Америки [4]. Для территории Северного Прикаспия подобные исследования не проводились. Нами впервые продатированы отложения Нижнего Поволжья, включающие мерзлотные структуры, что позволило выявить временные интервалы их формирования.

Возраст отложений определен методом ОСЛ в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). Отбор образцов производился в темное время суток в непроницаемые черные пакеты после предварительной зачистки места отбора либо в дневное время в пластиковые трубы.

ОСЛ-датирование образцов включало следующие этапы: химическая подготовка образцов (выполнена в НИЛ новейших отложений палеогеографии плейстоцена МГУ); измерение образцов в TL/OSL ридерах; определение в гамма-спектрометрах концентрации радионуклидов, влияющих на накопление дозы; анализ полученных



данных. Всего получено 15 датировок, характеризующих основные этапы формирования криогенных структур в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене.



Изученные разрезы. 1 – Средняя Ахтуба ($H_{абс}$ 14.89 м; N 48°42'01.3"; E 44°53'37.1"), 2 – Райгород ($H_{абс}$ 13.68 м, N48°43'13"; E44°96'65"); 3 – Черный Яр ($H_{абс}$ 4.55 м, N48°03'21"; E46°11'16"); 4 – Ленинск ($H_{абс}$ 11.49 м, N48°72'13"; E45°15'92").

В данных разрезах выделено пять этапов криогенеза:

V этап: прослеживается в отложениях МИС-5 в виде клиньев большой (до 2.5 м) вертикальной протяженности (Ахтуба, Ленинск). Формирование этих структур обусловлено значительным похолоданием в начале МИС-4 (~70-65 тыс. л. н.), в начальный период накопления лессов.

IV этап: прослеживается в отложениях МИС-3 (~45–42 тыс. л. н.) в Средней Ахтубе на глубине 9.0 м в виде крупных псевдоморфоз (до 1.5 м по вертикали) с многочисленными завихрениями и складками по границе с вмещающими.

III этап: вскрыт в разрезах Средняя Ахтуба (7.7 м; инволюции клубнеобразной формы) и Черный Яр (4.9 м; крупные псевдоморфозы) и соответствует отложениям середины МИС-3 (~40 тыс. л. н.).



II этап: прослеживается в разрезах Средняя Ахтуба (6.2 м, маломощные клинья с широким раструбом, неровными границами), Райгород (11.6 м; U-образные структуры) и Ленинск (7.0 м; маломощные клинья) (~30 тыс. л. н.).

I этап: вскрыт в разрезе Райгород (7.8 м) в виде тонких грунтовых жилков (~20 тыс. л. н.).

Изученная территория с начала позднего плейстоцена испытала ряд похолоданий с глубоким сезонным промерзанием, а иногда – с существованием мерзлоты. Эти этапы колебания климата нашли отражение в отложениях МИС 5–МИС-2 в виде криогенных форм различной конфигурации, что определялось как условиями формирования структур, так и последующим преобразованием криогенных форм в периоды потепления.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 19-77-10077).

Литература

1. Taratunina N., Rogov V., Streletskaya I. et al. Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga river valley, Russia // Quaternary International. 2021 (in press).
2. Buylaert J.P., Ghysels G., Murray A.S. et al. Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium // Boreas. 2009. V. 38 (1). P. 160–175.
3. Remillard A., Hetu B., Bernatchez P. et al. Chronology and palaeoenvironmental implications of the ice-wedge pseudomorphs and composite-wedge casts on the Magdalen Islands (eastern Canada) // Boreas. 2015. V. 44 (4). P. 658–675.
4. French H., Demitroff M., Forman S. Evidence for Late-Pleistocene Permafrost in the New Jersey Pine Barrens (Latitude 39°N), Eastern USA // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. V. 14. P. 259–274.



ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ташлыков В.С., Минина О.Р.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, t2tashlykov@mail.ru, minina@ginst.ru

Обоснование моделей, описывающих эволюцию осадочных бассейнов, является важнейшим элементом современных палеотектонических реконструкций. Седиментологические критерии, так же как данные магматической петрологии и геохимии, служат надежными индикаторами геодинамических режимов. В современной структуре фрагменты этих бассейнов представлены осадочными вещественными комплексами, геохимические особенности которых применяются при реконструкции геодинамических обстановок. Для выявления последних используются различные дискриминантные диаграммы [1] и петрохимические модули [2]. Данные о вещественном составе осадочных толщ, как известно, не только отражают процессы, протекающие в бассейнах седиментации, но и позволяют проследить эволюцию палеобассейнов и реконструировать источники сноса для осадочных последовательностей.

Наши исследования связаны с комплексным изучением стратифицированных образований Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны и направлены на реконструкцию позднепалеозойского Багдаринского палеобассейна седиментации. В структурном отношении Багдаринская подзона представляет собой грабен-синклиналь (синформу), протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстояние 80 км при максимальной ширине около 30 км. В пределах Багдаринской синформы выделяются несколько вещественных комплексов, образующих серию тектонических пластин и слагающих два типа разреза: ороченский и точерский [3]. Ороченский тип объединяет отложения ороченской (D_{1-2}), якшинской (D_3), багдаринской свит (D_{3f}) и алексеевской толщи ($C_1-C_2^1$) [4–6]. Точерский разрез включает отложения точерской свиты ($D_{3fm}-C_{1t-v}$). Свита, мощностью 2500–3000 м, несогласно с базальными конгломератами залегает на породах верхнерифейской сиваконской свиты. В основном это граувакковый флиш с прослоями туффитов, глинисто-кремнистых аргиллитов, известняков [3, 4]. Свита содержит конформные субвулканические тела диабазов, трахириолитов, андезитов. Изотопный возраст андезитов определен в 314.4 млн лет [7].

Точерская свита впервые была выделена П.В. Осокиным [8] и отнесена к верхнему палеозою. Позже Н.А. Фишевым (1961) свита рассматривалась в составе кембрия, впоследствии она относилась к ордовику – силуру или девону [9, 10]. В составе свиты выделено три пачки [4, 7]. Первая пачка сложена зелеными, серыми, зеленовато-серыми полимиктовыми, кварц-хлорит-карбонатными средне-тонкозернистыми песчаниками, туфопесчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов, туфоалевролитов, туффитов. Вторая пачка включает серые, зеленовато-серые олигомиктовые, кварц-плагиоклазовые или полимиктовые песчаники, часто слюдястые рассланцованные, с отдельными прослоями черных углисто-глинистых сланцев (филлитов) и битуминозных известняков. Третья пачка ритмично-слоистая, представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых и



углисто-глинистых аргиллитов, известняков, доломитов, кислых эффузивов. Палеонтологическая характеристика точерской свиты свидетельствует о стратиграфической принадлежности ее фаменскому ярусу верхнего девона – визейскому ярусу нижнего карбона. Время формирования нижней подсвиты ограничивается ранним – средним фаменом, средней подсвиты – поздним фаменом, верхней подсвиты – турне – вize [4].

Петрохимическая классификация терригенных пород точерской свиты проведена с использованием диаграмм М.М. Хирона [11] и Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [12]. Генетическая типизация терригенных пород приведена на основании использования системы петрохимических модулей [2]. Геодинамические обстановки для терригенных пород определены с использованием дискриминационной диаграммы М.Р. Бхатия [1].

Терригенные породы нижней и верхней подсвит точерской свиты обнаруживают содержания SiO_2 , варьирующие от 65.16 до 96.56 мас. %. Рассчитанные значения гидролизатного ($\text{ГМ}=0.34\text{--}0.48$) и титанового ($\text{ТМ}=0.030\text{--}0.070$) модуля позволяют классифицировать породы как нормосиаллиты. Таким образом, условия формирования этих двух подсвит предположительно связаны с морскими фаціальными обстановками. На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [12] фигуративные точки нижней и верхней подсвит расположились преимущественно в поле граувакк. В этом же поле расположились точки и на диаграмме М.М. Хирона [11]. На дискриминационной диаграмме М.Р. Бхатия для терригенных пород из различных геодинамических обстановок фигуративные точки расположились в полях активной континентальной окраины и континентальной островной дуги, что соответствует области составов вулканитов Курило-Камчатской островной дуги [13].

Все это, а также отрицательная корреляция между обоими модулями с кремнеземом позволяют предположить, что основными источниками сноса могли служить продукты разрушения пород островной дуги (или активной континентальной окраины).

Анализируемые породы средней подсвиты точерской свиты обнаруживают низкие содержания SiO_2 – от 5.8 до 19.8. Для них характерно преобладание оксидов кальция над оксидами магния. По значению отношения $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO})$, изменяющемуся от 33.9 до 39.2, породы этой группы относятся к известнякам кальциевого класса. Титановый модуль анализируемых пород средней подсвиты варьируется от 0.71 до 0.10, что характерно для фаціальных обстановок открытого шельфа и позволяет классифицировать их как нормотитанистые и супертитанистые нормосиаллиты [7].

Таким образом, полученные данные позволяют предполагать, что в состав точерской свиты включены разновозрастные и разноформационные образования, соответствующие различным тектоническим условиям образования. По своим литогеохимическим характеристикам, литологическому составу и возрасту отложения, включаемые в состав средней подсвиты, сопоставимы с фаменской верхнеякшинской подсвитой [5].

Работа выполнена при поддержке проекта ААА-А21-121011890029-4 «Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамическая эволюция».



Литература

1. *Bhatia M.R.* Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
2. *Фролова Т.И., Гуцин А.В., Бурикова И.А.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 261 с.
3. *Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Скулыбердин А.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка. М: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. 121 с.
4. *Ташлыков В.С., Минина О.Р.* Литогеохимическая характеристика верхнедевонской якшинской свиты (Западное Забайкалье) // *Вестник геонаук.* 2020. Т. 5(305). С. 17–23.
5. *Осокин П.В.* Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья // *Геолог.-производ. информ. БГУ.* 1959. № 2. С. 36–41.
6. *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.
7. *Pettijohn F.J.* Sand and Sandstones. New York: Springer-Verlag, 1972. 158 p.
8. *Ташлыков В.С., Минина О.Р.* Состав, объем, литогеохимическая характеристика и источники сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье) // *Вестник Пермского университета. Геология.* 2020. Т 19, № 2. С. 111–122.
9. *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. и др.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // *Геотектоника.* 2016. № 3. С. 63–84.
10. *Федоров М.В., Григорьев С.И., Тихомиров И.Н.* Новые данные о возрасте точерской свиты (Витимское плоскогорье) // *Биостратиграфия – Геолкарта 50. Тезисы докладов К II сессии Вост.- Сиб. отд. Всесоюз. палеонт. об-ва.* Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. С. 49–50.
11. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
12. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // *Геотектоника.* 2012. № 2. С. 3–28.
13. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sedim. Petrol.* 1988. V. 67. V. 137–150.



СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГНСС И НИВЕЛИРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СВЕРХВЯЗКОЙ НЕФТИ

Фаттахов Е.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, fea@ifz.ru

С каждым годом спутниковые технологии все глубже и глубже входят в нашу жизнь. Технологический прогресс не стоит на месте, и все сильнее укореняется мысль, что новые приборы и методы измерения могут легко заменить старые. Особенно ярко этот тренд замечен на геодинамических полигонах [1] (рис. 1). Единственное, что на данный момент сдерживает резкий переход от старого к новому, – это стоимость, которая иногда отличается на порядок. В некоторых случаях это, безусловно, оправдано, как, например, установка инклинометрических приборов и донных сейсмических станций на месторождениях ПАО «Лукойл» на севере Каспийского моря [2–6]. Они позволяют контролировать геодинамические процессы во время эксплуатации месторождения, и без них осуществить такой контроль крайне проблематично. Но также известны случаи, когда применение спутниковых технологий (а именно GPS-измерений) на месторождениях малоинформативны [1, 7–9]. Например, в работах [10–12] как раз показаны результаты таких наблюдений, когда на одних тех же пунктах проводились повторные нивелирные и GPS-измерения два раза в год в течение двух лет. Такой анализ помог продемонстрировать что получается, когда горизонтальную компоненту измеряют в режиме «статика» спутниковыми методами во времени. После анализа таких графиков авторы приходят к выводу, что GPS-приемники лучше заменить на тахеометры, так как это дешевле и точность у тахеометрии выше. Помимо этого, за счет того, что была доступна только горизонтальная компонента, сравнить вертикальные смещения, полученные различными методами, оказалось невозможно.

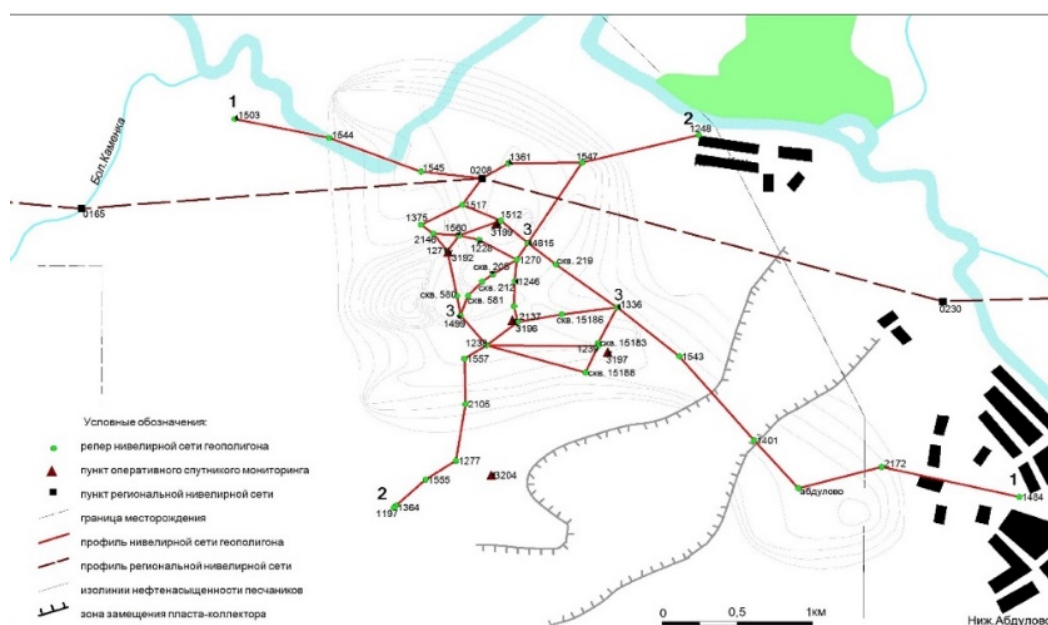


Рис. 1. Схема геодинамического полигона. Кружочками показаны нивелирные репера, треугольниками – пункты GPS и сейсмические станции.



Одним из самых ярких примеров, где получилось сопоставить вертикальные смещения земной поверхности, полученные методами наземной и спутниковой геодезии – это месторождение сверхвязкой нефти, расположенное на юго-востоке Татарстана. На сравнительно небольшом геодинамическом полигоне были заложены геодезические профили и установлены постоянно действующие GPS-станции. С 2008 г. было проведено более 18 циклов повторных нивелирных измерений с частотой два раза в год, а с 2013 г. начались спутниковые наблюдения [13].

Для проведения такого сопоставления были выбраны совмещенные нивелирные и ГНСС наблюдательные пункты. Это ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) пункты № 1392, 1396, 1399, рядом с которыми размещены нивелирные реперы № 1271, 2137, 1703 соответственно.

Для того чтобы сопоставлять идентичные параметры в идентичные промежутки времени, был сформирован каталог нивелирных превышений между реперами и каталог «ГНСС превышений» между пунктами. С учетом того, что частота опроса ГНСС наблюдений гораздо выше, чем у нивелирных, данные спутниковых наблюдений выбирались за период, когда проводились нивелирные измерения. Поскольку в интервал времени проведения одного повторного цикла нивелирования укладываются десятки среднесуточных значений ГНСС, последние усреднялись с учетом дисперсии наблюдаемых значений. На основе сформированных каталогов были построены графики временного хода превышений между наблюдательными пунктами по данным наземной и спутниковой геодезии.

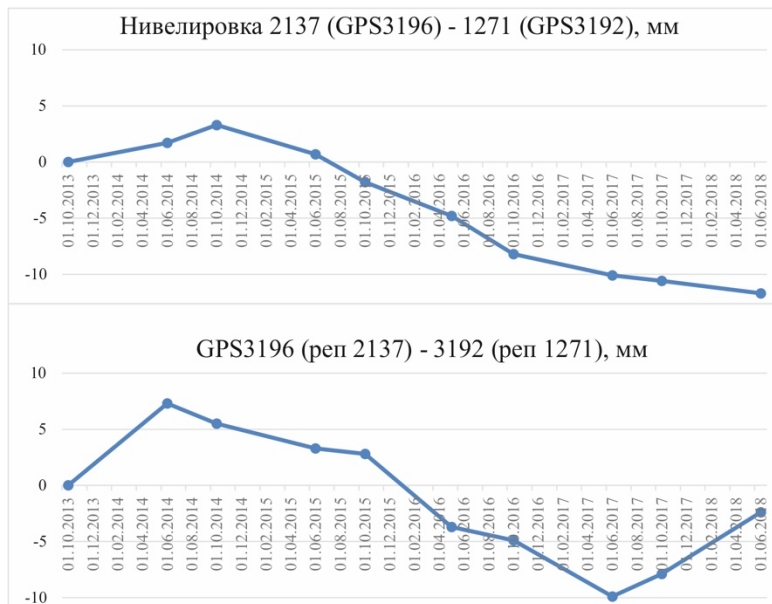


Рис. 2. Временной ход превышений между совмещенным нивелирными реперами и ГНСС станциями.

На рис. 2 показан один из примеров совмещений временного хода превышения между нивелирными реперами и ГНСС станциями, расположенными в одном и том же месте. Как видно из рисунка, смещение находится в пределах 10 мм. При этом с 01.10.2014 г. график нивелирования показывает устойчивое оседание земной поверхности, а кривая ГНСС меняет свое направление циклически. Помимо этого, график по нивелированию имеет более гладкую кривую, в то время как кривая ГНСС



демонстрирует знакопеременный характер. В итоге конечное оседание в июне 2018 г. по данным нивелирования составило 12 мм, а по данным ГНСС – 2 мм.

Резюмируя все вышесказанное, можно сделать вывод, что стационарные ГНСС наблюдения могут описывать некоторые тенденции в ходе информационного процесса. Однако текущие изменения поведения земной поверхности данные спутниковой геодезии отражают неадекватно. Особенно актуально это для оценки современного геодинамического состояния разломных зон, которые, как известно, обладают потенциальной эколого-промышленной опасностью для объектов инфраструктуры нефтегазовых месторождений [12, 14, 15]

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Грунин А.Г., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Проблемные вопросы проектирования геодинамических полигонов на месторождениях УВ // Маркшейдерский вестник. 2014. № 6 (103). С. 24–31.
2. Децеровский А.В., Сидорин А.Я., Фаттахов Е.А. Комплексная методика описания и фильтрации экзогенных эффектов в данных мониторинга, учитывающая вид наблюдений и дефекты экспериментальных данных // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98, № 2. С. 25–60.
3. Кузьмин Ю.О., Децеровский А.В., Фаттахов Е.А. и др. Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17, № 2. С. 95–110.
4. Кузьмин Ю.О., Децеровский А.В., Фаттахов Е.А. и др. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 86–94.
5. Kuzmin Y.O., Deshcherevskii A.V., Fattakhov E.A. et al. Incliner Observations at the Korchagin Deposit // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54, N 8. P. 932–940.
6. Kuzmin Y.O., Deshcherevskii A.V., Fattakhov E.A. et al. Analysis of the Results of Deformation Monitoring by the Incliner System at the Vladimir Filanovsky Field // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2019. V. 55, N 11. P.1659–1666.
7. Кузьмин Ю.О. Проблемные вопросы изучения деформационных процессов в современной геодинамике // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2008. № 3. С. 98–107.
8. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39.
9. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли, 2019. № 1. С. 78–103.
10. Квятковская С.С., Фаттахов Е.А. Сравнительный анализ деформационных процессов на подземных хранилищах газа // Проблемы недропользования. 2019. № 4 (23). С. 38–49.
11. Квятковская С.С., Кузьмин Ю.О., Никитин Р.С., Фаттахов Е.А. Анализ деформаций земной поверхности на Степновском подземном хранилище газа методами спутниковой и наземной геодезии // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22 (3). С. 16–32.
12. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019. № 5. С. 61–75.
13. Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность юго-востока Татарстана / Под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. Казань: Фэн, 2012. 240 с.
14. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 1. С. 33–41.
15. Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Анализ повторных нивелирных наблюдений в зонах разломов методами теории деформаций // Вестник СГУГиТ 2018. Т. 23, № 4. С. 67–84.



ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Филиппова А.И.^{1, 2}, Соловей О.А.²

¹ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Троицк, ale@crust.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Изучение горизонтальных неоднородностей коры и верхней мантии Юго-Восточной Азии ($6\text{--}42^\circ$ с.ш., $66\text{--}132^\circ$ в.д.) выполнено с помощью метода поверхностно-волновой томографии по данным о дисперсии групповых скоростей волн Рэля и Лява.

Материалом для исследования служили записи волн Рэля и Лява от удаленных землетрясений с $M \geq 5.4$ на каналах LHZ и LHT (вертикальная и трансверсальная компоненты соответственно) 224 цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, KZ, KN, TW, RM, Y2, YP (коды сетей соответствуют международному стандарту). Всего было использовано 229 землетрясений, зарегистрированных в период с 1991 по 2014 г. Диапазон расстояний от эпицентров, выбранных для анализа землетрясений, до регистрирующих станций составил примерно от 1000 до 16000 км, что позволило выделить основную моду поверхностных волн в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с.

Вычисление групповых скоростей основной моды поверхностных волн осуществлялось для трасс, соединяющих эпицентр землетрясения и сейсмическую станцию, методом спектрально-временного анализа [1]. При этом отбирались только записи с высоким отношением сигнал/шум. В результате было получено 6522 дисперсионные кривые для волн Рэля и 4489 – для волн Лява вдоль трасс, пересекающих область исследования в различных направлениях.

Карты распределений групповых скоростей рассчитывались методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [2, 3]. Всего было построено по 18 карт для каждого типа поверхностных волн с переменным по периоду шагом. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения (R), главным образом зависящего от количества сейсмических трасс и их взаимного расположения [3]. Согласно проведенным оценкам, наилучшим разрешением характеризуются структуры на севере исследуемой области: плато Тибет с его горным обрамлением, Таримский бассейн, Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, а также Желтое и Восточно-Китайское море. Для этих регионов эффективный радиус осреднения (R) принимает значения 250–350 км в диапазонах периодов 10–175 с для волн Рэля и 10–100 с для волн Лява. В южном направлении разрешение ухудшается, и значения R достигают величин 450–550 км в Андаманском море и на полуострове Индокитай, 450–650 км в Бенгальском заливе и Филиппинском море и превышают 750 км на юге Индийской плиты, Аравийского и Южно-Китайского моря. В качестве границы приемлемого разрешения принято $R=1000$ км [3, 4].

Для обоих типов поверхностных волн карты для периода 20 с отражают особенности строения земной коры [2], а вариации групповых скоростей изменяются в широких пределах: от -25 до $+25$ %. Минимумы групповых скоростей на этих картах приурочены к бассейнам окраинных морей и к крупным осадочным бассейнам на континенте. Согласно глобальной модели коры CRUST 1.0 [5], большой мощностью осадков характеризуются следующие структуры: Бенгальский залив (>10 км),



Таримский бассейн (7–10 км), Восточно-Китайское море (3–7 км), дельта р. Инд (до 8 км). Таким образом, интенсивность выявленных минимумов коррелирует с мощностью осадочных отложений.

Характер дисперсии для периода колебаний 50 с для континентальной части области исследования определяется влиянием как коры, так и верхней части мантии и в определенной мере отражает вариации мощности коры под различными регионами [2]. Так, минимальные значения групповых скоростей приурочены к территории плато Тибет и его высокогорного обрамления, где, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), мощность коры достигает 70 км [6]. Максимальные значения скоростей наблюдаются под Аравийским и Филиппинским морями, а также Бенгальским заливом, характеризующимися утоненной корой (до 5 км) [5, 7]. Кроме того, высокие скорости поверхностных волн приурочены к прибрежным районам Южно-Китайской платформы и северной, глубоководной части Южно-Китайского моря. В первом случае оценки мощности коры, полученные по данным поверхностных волн, составляют от 15 до 25 км [7, 8] и доходят до 32 км по данным ГСЗ [6], которые, однако, для рассматриваемой территории являются весьма немногочисленными. Следует отметить, что, независимо от абсолютных значений мощности, во всех вышеупомянутых работах прибрежная часть Южно-Китайской платформы обладает утоненной корой по сравнению со смежными континентальными районами. Для северной части Южно-Китайского моря толщина коры составляет 5–15 км [7]. Интересной особенностью распределения групповых скоростей волн Рэлея и Лява на периоде 50 с являются высокие скорости под Индийской плитой, обладающей мощной корой (40–50 км) [9]. Одним из возможных объяснений этому могут служить относительно высокие средние скорости S-волн в коре [10].

Карты для более высоких периодов колебаний (до 150 с для волн Рэлея) отражают распределение горизонтальных неоднородностей в мантийной части литосферы и в астеносфере, т.е. характеризуют строение верхней мантии до глубины ~250 км [2]. На этих периодах минимум групповых скоростей под Тибетом сохраняется, хотя и становится менее выраженным, что противоречит гипотезе о существовании здесь мощной литосферы [11]. Пониженные скорости наблюдаются под всеми окраинными морями на востоке области исследования и полуостровом Индокитай, характеризующимися утоненной (до 50 км) литосферой [12]. Максимальные скорости поверхностных волн на этих периодах приурочены к Индийской плите, где мощность литосферы может доходить до 250 км [13], и западной части Бенгальского залива. Локальными максимумами скоростей также характеризуются и другие стабильные структуры в пределах исследуемой области – Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, а также Таримский бассейн, что может указывать на большую (до 180–200 км) мощность литосферы под ними [14].

Для периодов более 150 с на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывают влияние подастеносферные слои верхней мантии и нижняя мантия. Вариации скоростей поверхностных волн здесь становятся незначительными и не превышают $\pm 3\%$, свидетельствуя о более однородной структуре мантии на глубинах, превышающих 250 км. Явной связи между распределением скоростных неоднородностей и геологическим строением исследуемой области при этом не наблюдается. Выявленная особенность глубинного строения также подтверждается близостью скоростных разрезов S-волн для различных тектонических провинций на глубинах свыше 250 км и данными томографии по объемным волнам [15, 16].



Литература

1. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
2. Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. –СПб.: Наука, 2015. 167 с.
3. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. V. 138. P. 263–278.
4. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // *Физика Земли*. 2019. № 3. С. 58–70.
5. Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 - A 1-degree global model of Earth's crust // *Geophysical Research Abstracts*. 15 Abstract EGU 2013–2658. 2013
6. Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geoscience Frontiers*. 2010. V. 1. P. 45–56.
7. Lebedev S., Nolet G. Upper mantle beneath southeast Asia from S velocity tomography // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. B1. P. 2048.
8. Zhou L., Xie J., Shen W. et al. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography // *Geophysical Journal International*. 2012. V. 189. P. 1565–1583.
9. Das R., Ashish, Saha G.K. Crust and shallow mantle structure of south India by inverting interpolated receiver function with surface wave dispersion // *Journal of Asian Earth Science*. 2019. V. 176. P. 157–167.
10. Behera L., Sain K. Crustal velocity structure of the Indian Shield from deep seismic sounding and receiver function studies // *Journal of the Geological Society of India*. 2006. V. 68. P. 989–992.
11. Pandey S., Yuan X., Debayle E. et al. A 3D shear-wave velocity model of the upper mantle beneath China and the surrounding areas // *Tectonophysics*. 2014. V. 633. P. 193–210.
12. Wan T., Zhao Q., Lu H. et al. Discussion on the special lithosphere type in Eastern China // *Earth Sciences*. 2016. V. 5, No. 1. P. 1–12.
13. Maurya S., Montagner J.-P., Kumar M.R. et al. Imaging the lithospheric structure beneath the Indian continent // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 7450–7468.
14. Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // *Tectonophysics*. 2006. V. 420. P. 239–252.
15. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.B. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *Journal of Geophysical Research*. 1998. V. 103. B. 12. P. 30055–30078.
16. Koulakov I. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of world traveltimes // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. B04301.



МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

*Хороших М.С.^{1, 2}, Потапов С.В.^{2, 3}, Константинов К.М.^{1, 2}, Шарыгин И.С.^{2, 3},
Фахретдинов Э.А.¹, Кургуев А.А.¹*

¹ Центр развития производственной системы АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный,
KhoroshikhMS@alrosa.ru.

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

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

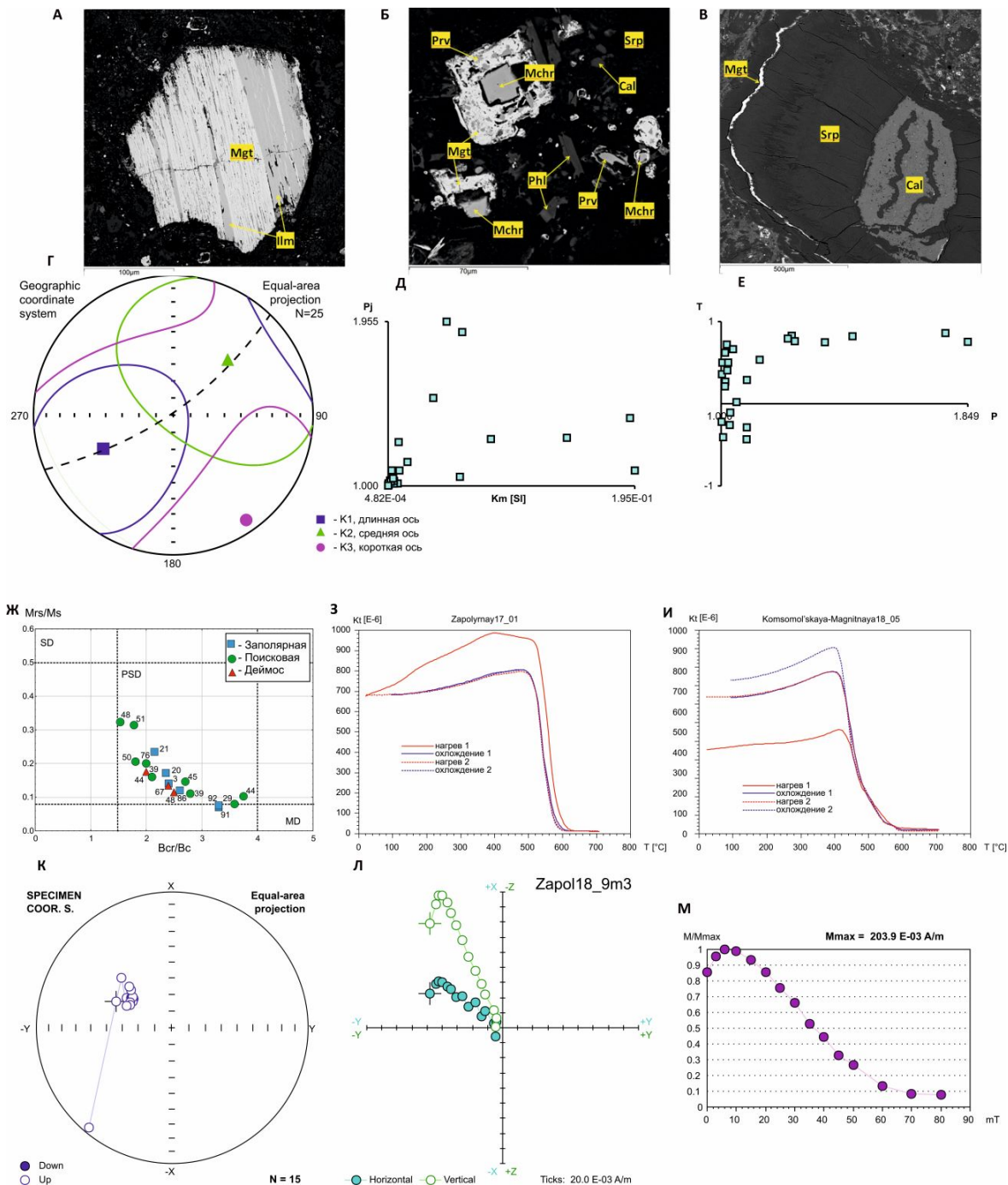
Согласно петромагнитной модели кимберлитовой трубки [1], доказательства природы векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) могут строиться на палеомагнитных тестах – обращения, обжига и ксенолитов [2]. В некоторых случаях: глубокий уровень эрозионного среза тела, высокой или низкой температуры магмы, размеров ксенолитов и пр., тесты могут быть неоднозначными. И тогда возрастает роль магнитоминералогических исследований по диагностике минералов-носителей намагниченности (МНН). Комплекс магнито-минералогических методов включает изучение:

- ассоциации МНН кимберлитов и химического состава МНН;
- анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ);
- гистерезисных параметров (Mrs, Ms, Hcr и Hc);
- точек Кюри (по магнитной восприимчивости и/или индуцированной намагниченности).

Рассмотрим предложенный комплекс определения природы векторов ЕОН на примере изучения кимберлитов месторождения алмазов Верхнемунское (МВМ), которое расположено на северо-западе Якутии в бассейне верхнего течения р. Муна. Кимберлиты изученных трубок по химическому составу относятся к магнезиально-железистому типу, наиболее распространенному в пределах алмазоносных кимберлитовых полей [3]. В ходе полевых работ были отобраны ориентированные образцы из трубок, переведенных в разряд месторождений: Деймос, Заполярная, Новинка, Поисковая, Комсомольская-Магнитная.

МНН кимберлитов. Идентификация МНН и определение их химического состава производились методом сканирующей электронной микроскопии, совмещенной с энергодисперсионной спектроскопией [4]. Результаты исследований показали, что МНН в кимберлитах присутствуют среди макрокристаллов, первичных минералов основной массы и вторичных минералов. Макрокристаллы МНН размещены в породе неравномерно и представлены магнетитом и ильменит-Тi-магнетитовыми сростками (рисунок, а). В основной массе первичные МНН представлены магнетитом и магнезиоферритом, формирующими внешнюю зону зональных шпинелидов (рисунок, б). Вторичные МНН представлены магнетитом (рисунок, в) и гётитом.

Анизотропии магнитной восприимчивости [5]. Результаты изучения АМВ показали (рисунок, г–е), что изученным трубкам присущ даечный и хаотичный тип, что свидетельствует об относительно глубоком уровне эрозионного среза и, самое главное, она отвечает условиям развития гипабиссальной и диатремовой фаций [6]. Кроме того, отмечаются относительно высокие скорости внедрения магмы, а плоскость магнитного расслоения (пунктирная линия) имеет СВ простирание.



Результаты аналитических (а–в), магнито-минерлогических (г–и) и палеомагнитных (к–м) исследований кимберлитов МАВМ.

Гистерезисные параметры [7]. Определение значений удельного магнитного момента насыщения (M_s) и коэрцитивной силы (B_c) по кривой индуктивной намагниченности и определение значений удельного магнитного момента остаточного насыщения (M_{rs}) и поля, разрушающего M_{rs} , по кривой остаточного намагничения (M_{rs} и M_s). Фигуративные точки гистерезисных параметров (рисунок, *ж*) лежат в области псевдооднородных частиц (PSD), что является благоприятным условием



сохранения первичных векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) изученных кимберлитов с целью палеомагнитного датирования ее возраста.

Точки Кюри [8]. Термомагнитограммы $\alpha=f(T)$ показали, что в кимберлитах основным минералом-носителем ЕОН является магнетит/магнезиоферрит с точкой Кюри ≈ 575 °С (рисунок, з, и). Термомагнитограммы для разных типов кимберлитов МАВМ практически идентичны, что свидетельствует об их формировании от единого магматического источника (камеры). В то же время по этому признаку они заметно отличаются от ранее изученных трубок других кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции [9] выдержанным химическим составом носителей намагниченности.

Палеомагнитные исследования [2]. Компонентный состав векторов ЕОН (рисунок, к–м) свидетельствует о том, что кимберлиты МАВМ в основном сохранили характеристические направления. Кроме них присутствуют также векторы ЕОН, направления которых разбросаны по сфере без группирования. Возможно, последние принадлежат ксеногенному материалу. Палеомагнитные направления и полюс: количество сайтов $N=9$, склонение $D_{cp}=324^\circ$, наклонение $J_{cp}=-65^\circ$, кучность $k=98.3$, овал доверия $\alpha_{95}=5.2^\circ$, широта $\Phi=28^\circ$, долгота $\Lambda=142^\circ$, доверительные интервалы $dp/dm=6.8/8.4^\circ$, палеоширота $fm=47^\circ$.

Таким образом, по комплексным данным можно сказать, что природа векторов характеристической ЕОН – первичная (синхронная времени внедрения кимберлитов). По ним рассчитаны координаты палеомагнитного полюса, который располагается юго-восточнее Японских островов. При его сопоставлении с базовой траекторией кажущейся миграции полюса Сибирской платформы [2] палеомагнитный возраст кимберлитов МАВМ оценивается в 356 ± 6 млн лет, что хорошо согласуется с геологическими и изотопными определениями [10].

Исследования минералогии кимберлитов выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-35-90118) и РНФ (проект № 18-77-10062).

Литература

1. Константинов К.М., Хороших М.С. Анизотропия магнитной восприимчивости кимберлитов // Материалы 12-й международной школы-конференции. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 140–145.
2. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова Л.: Недра, 1982. 312 с.
3. Костровицкий С.И., Спеццус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.
4. Потапов С.В., Шарыгин И.С., Хороших М.С., Константинов К.М. Новые данные по минералогии кимберлитов Верхне-Мунского месторождения (Якутская алмазоносная провинция). В этом же сборнике.
5. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. P. 217.
6. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York: Plenum Press. 1986. 442 p.
7. Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.
8. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казанского университета, 1979. 160 с.
9. Константинов К.М. Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилуйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы: Автореф. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский госуниверситет, 2014. 34 с.
10. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: «Офсет», 2010. 108 с.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Царегородцева Т.К.

Геологический институт РАН, Москва, tatiana.bakay@bk.ru

Южно-Каспийский нефтегазоносный бассейн является одним из главных нефтегазодобывающих районов Каспийского моря.

Южно-Каспийский бассейн ограничен с севера тектоно-седиментационным уступом по юго-восточному краю Песчаномыско-Самурской седловины. На юге он ограничен складчатыми сооружениями Малого Кавказа и Эльбурса, на западе – Дзирульским массивом, а на востоке – складчатым сооружением Копет-Дага [1]

В связи с тем, что большая часть территории нефтегазоносного бассейна расположена в акватории, где глубины могут превышать 1 км, основным материалом для изучения особенностей строения являются данные сейсморазведки. Согласно этим данным, мощность осадочного чехла в Южно-Каспийской впадине достигает 22 км. При этом отложения плиоцен-четвертичного комплекса имеют мощность более 10 км и широко распространены [1, 2].

В ходе изучения геолого-геофизической информации в строении отложений плиоцен-четвертичного комплекса был выявлено характерное присутствие косослоистых проградационных толщ. Их накопление происходило в условиях крупного внутриконтинентального Каспийского бассейна, не имеющего связи с Мировым океаном. Важной особенностью строения нижнеплиоценовых отложений является омоложение подошвенных слоев при движении от центра впадины к бортовым частям. Наибольшая мощность нижнего плиоцена (до 5 км) установлена в западных районах Южного Каспия, в восточных частях мощность несколько меньше [3].

Ранее основным направлением геологоразведочных работ в Южно-Каспийской впадине был поиск антиклинальных ловушек, о чем свидетельствует большое количество открытых залежей в ловушках данного типа. Однако трансгрессивно-регрессивные условия формирования бассейна, а также конседиментационное развитие многих структур благоприятствовали образованию ловушек и неантиклинального типа (стратиграфические, литологические, литолого-стратиграфические и смешанные). В настоящее время ведущая роль при прогнозировании неантиклинальных ловушек принадлежит сейсмостратиграфическому анализу. Данный анализ позволил изучить региональные и локальные особенности строения осадочных толщ, которые недоступны при использовании только материалов бурения и поверхностных наблюдений.

Высокая тектоническая активность в пределах Южно-Каспийской впадины и ее обрамления на современном этапе в условиях давления со стороны Аравийской платформы проявляется значительной сейсмичностью и грязевым вулканизмом и приводит к формированию новых, усилению или ослаблению существовавших ранее каналов миграции УВ. При этом некоторые разрывы становятся экранами для новых залежей УВ.

В результате проведенного анализа были получены важные дополнительные представления о строении осадочного чехла, а именно выделены области с клиноформенным строением и депрессионным характером отложений, прослежены несогласия, выклинивания отдельных толщ, получены представления об условиях



залегания. На основании этих представлений были выделены перспективные области и проведено их ранжирование по перспективности.

Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 525 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 543)
2. Хаин В.Е. Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения // Геотектоника. 2005. № 1. С. 40–44.
3. Царегородцева Т.К., Курина Е.Е. Проблемы границ, происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 386–391.



СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОМЕНТЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ С РАЗЛИЧНЫМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Чепцов В.В.¹, Добрынина А.А.^{1,2}

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

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

Напряженно-деформированное состояние среды является продуктом активных геодинамических процессов, протекающих в литосфере и мантии Земли. В разных условиях формируются сейсмогенные разрывы разных морфологических, генетических и геодинамических типов, отличающиеся характерными видами подвижек в очагах землетрясений: сдвиги, сбросы и взбросы. Различные механизмы воздействия могут, помимо кинематики, также влиять и на уровень напряжений в среде в разных геодинамических регионах. Эти различия в разных условиях способствуют тому, что в разных зонах очаговые параметры землетрясений и их соотношения существенно отличаются друг от друга. В настоящей работе проведено сопоставление сейсмических моментов землетрясений, локализованных в зонах с различным геодинамическим режимом: зоны растяжения, сжатия, трансформные разломы и зона реликтовой субдукции (зона Вранча).

Для расчета сейсмического момента (M_0) выбрано 150 землетрясений с энергетическими классами $K_p=9.6-12.5$ ($M=3.1-4.7$), произошедших в пределах Байкальской рифтовой системы (БРС) за период 2003–2006 гг. и зарегистрированных региональной сетью сейсмических станций Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». При расчетах использовалась стандартная модель круговой дислокации [1, 2] и вносились поправки на амплитудно-частотные характеристики записывающего прибора, усиление колебаний под сейсмической станцией, влияние свободной поверхности, затухание вследствие геометрического расхождения и неупругое затухание вдоль пути источник – приемник. Соотношение между логарифмом сейсмического момента M_0 (Н·м), рассчитанным из спектров смещений S-волн, и локальной магнитудой M_L , пересчитанной из K_p согласно уравнению Т.Г. Раутиан [3], имеет вид: $\log(M_0) \pm 0.25 = (1.23 \pm 0.07) \cdot M_L + (10.14 \pm 0.03)$. Полученное эмпирическое уравнение хорошо описывает весь объем наблюдений – коэффициент детерминации d равен 0.88, $\log(M_0) \pm 0.25$ включают 94 % полученных значений.

Полученные результаты определений сейсмических моментов для землетрясений БРС сопоставлялись с данными, опубликованными для других зон растяжения литосферы – для рифтов Северного моря, Греции и Провинции Бассейнов и Хребтов [4–10].

В работе В.М. Зобина и Дж. Хавскова сейсмические моменты 22 локальных землетрясений ($M_L=2.5-3.5$) рассчитаны по спектрам продольных Р-волн [4]; для 47 землетрясений Провинции Бассейнов и Хребтов с магнитудой $M_L=3.0-6.5$ значения сейсмических моментов получены методом инверсии [10]. Сейсмические моменты 197 землетрясений Греции с магнитудой $M_L=2.8-6.4$ определены по спектрам Р- и S-волн [5–9]. Для удобства сопоставления данных по разным регионам использовалась локальная магнитуда M_L . Соотношения « M_0-M_L » показывают хорошее согласие в величинах сейсмического момента для разных зон растяжения литосферы.



Полученное для рифтовых зон соотношение « M_0-M_L » согласуется с зависимостью между сейсмическим моментом и локальной магнитудой для БРС и хорошо описывается логлинейной зависимостью в диапазоне магнитуд $M_L=2.5-6.4$ [11]: $\log(M_0)\pm 0.50=(1.58\pm 0.07)\cdot M_L+(8.98\pm 0.06)$. Полученная эмпирическая зависимость хорошо описывает весь объем наблюдаемых данных – коэффициент детерминации равен 0.93, вариации $\log(M_0)\pm 0.50$ включают около 88 % всех значений. На этом основании можно предположить, что очаги землетрясений в зонах растяжения характеризуются определенной общностью, отражающей процессы, протекающие в литосфере.

Для сравнения соотношений «сейсмический момент – локальная магнитуда» использовались данные о сейсмических моментах, полученных для различных геодинамических регионов:

- зоны растяжения литосферы (БРС, рифт Северного моря, Греция, Провинция Бассейнов и Хребтов) – $\log(M_0)\pm 0.50=(1.58\pm 0.07)\cdot M_L+(8.98\pm 0.06)$;
- зоны сжатия (Канада, Италия): $\log(M_0)=(1.29\pm 0.04)\cdot M_L+(9.70\pm 0.07)$;
- зоны сдвига – крупные трансформные разломы (разлом Сан-Андреас (Калифорния, США), Альпийский разлом (Новая Зеландия), Северо-Анатолийский разлом (Турция)): $\log(M_0)=(1.34\pm 0.04)\cdot M_L+(9.48\pm 0.04)$;
- трансформный разлом, осложненный системой типа pull-apart (система «Мертвое море – Иорданский трансформный разлом», Израиль): $\log(M_0)=(1.25\pm 0.08)\cdot M_L+(10.29\pm 0.06)$;
- зона реликтовой субдукции (зона Вранча): $\log(M_0)=1.00\cdot M_L+10.39$.

Уравнения, описывающие зависимость сейсмического момента от локальной магнитуды для разных зон, получены по данным, опубликованным в работах [12–18], уравнение регрессии для зоны Вранча заимствовано из работ [19, 20].

Сопоставление зависимостей « M_0-M_L » для разных регионов показывает, что наблюдается тенденция к увеличению угла наклона логлинейного графика при переходе от зоны Вранча к зонам растяжения. В целом видно различие регрессионных прямых, относящихся к зонам с разными тектоническими режимами. Это позволяет говорить о том, что очаговые параметры землетрясений в рифтовых системах характеризуются определенной общностью, отражающей общие закономерности деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы [11].

Работы проводились в рамках проекта № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

1. Brune J. N. Correction: “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes” // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76. P. 5002.
2. Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1970. V. 75. P. 4997–5009.
3. Раутман Т.Г. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 144 с.



4. *Zobin V.M., Havskov J.* Source spectral properties of small earthquakes in the northern North Sea // *Tectonophysics*. 1995. V. 248. P. 207–218.
5. *Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N. et al.* S – wave spectral analysis of the 1995 Kozani – Grevena (NW Greece) aftershock sequence // *Journal of Seismology*. 2002. V. 6. P. 219–236.
6. *Margaris B. N., Hatzidimitriou P. M.* Source Spectral Scaling and Stress Release Estimates Using Strong – Motion Records in Greece // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2002. V. 92. P. 1040–1059.
7. *Margaris B.N., Boore D.M.* Determination of $\Delta\sigma$ and k_0 from Response Spectra of Large Earthquakes in Greece // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1998. V. 88. P. 170–182.
8. *Chouliaras G., Stavrakakis G. N.* Seismic Source Parameters from a New Dial – up Seismological Network in Greece // *Pure and Applied Geophysics*. 1997. V. 150. P. 91–111.
9. *Benetatos C., Roumelioti Z., Kiratzi A. et al.* Source parameters of the M=6. 5 Skyros Island (North Aegean Sea) earthquake of July 26, 2001 // *Annals of geophysics*. 2002. V. 45. P. 513–526.
10. *Pechmann J.C., Nava S.J., Terra F.M. et al.* Local Magnitude Determinations for Intermountain Seismic Belt Earthquakes from Broadband Digital Data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97. P. 557–574.
11. *Добрынина А.А.* Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // *Физика Земли*. 2009. № 12. С. 60–75.
12. *Shapira A., Hofstetter A.* Source parameters and scaling relationships of earthquakes in Israel // *Tectonophysics*. 1993. V. 217. P. 217–226.
13. *Hofstetter A., van Eck T., Shapira A.* Seismic activity along fault branches of the Dead Sea – Jordan Transform System: The Carmel – Tirtza fault system // *Tectonophysics*. 1996. V. 267. P. 317–330.
14. *Hutton K., Woessner J., Hauksson E.* Earthquake Monitoring in Southern California for Seventy – Seven Years (1932 – 2008) // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. P. 423–446.
15. *Ristau J.* Comparison of Magnitude Estimates for New Zealand Earthquakes: Moment Magnitude, Local Magnitude, and Teleseismic Body – Wave Magnitude // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. V. 99. P. 1841–1852.
16. *Parolai S., Bindi D., Durukal E. et al.* Source Parameters and Seismic Moment – Magnitude Scaling for Northwestern Turkey // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97. P. 655–660.
17. *Ristau J., Rogers G.C., Cassidy J.F.* Moment Magnitude – Local Magnitude Calibration for Earthquakes in Western Canada // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2005. V. 95. P. 1994–2000.
18. *Bindi D., Spallarossa D., Eva C. et al.* Local and Duration Magnitudes in Northwestern Italy, and Seismic Moment Versus Magnitude Relationships // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2005. V. 95. P. 592–604.
19. *Radulian M., Popa M.* Scaling of source parameters for Vrancea (Romania) intermediate depth earthquakes // *Tectonophysics*. 1996. V. 261. P. 67–81.
20. *Trifu C.I., Radulian M.* Frequency magnitude distribution of earthquakes in Vrancea: relevance for a discrete model // *Journal of Geophysical Research*. 1991. V. 96. P. 4301–4311.



РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА РИФЕЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ИВАНОВСКОГО ГРАБЕНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): НИЖНЕЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Чистякова А.В.¹, Веселовский Р.В.^{1, 2}, Семёнова Д.В.³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, sinematograf11@yandex.ru

² Институт физики Земли РАН, Москва

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

В работе представлены результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочного циркона из кварцевых песчаников грабена Ивановской губы (Баренцевоморское побережье Кольского полуострова), относящегося к Баренцевоморской зоне рифтовой системы Белого моря [1]. Исследованные нами терригенные породы, выполняющие грабен, обнажаются в точке с координатами (68.26132° с.ш., 38.73448° в.д.), а время их накопления оценивается как рифей-ранневендское по аналогии с кильдинской серией полуостровов Средний и Рыбачий и острова Кильдин [2]. Исследования проводились с целью получения дополнительных ограничений на возраст осадочной толщи, а также для реконструкции источников сноса.

Выделение и U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона выполнялось на базе Аналитического центра ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализировался циркон размерной фракции 100–200 мкм. Особенности внутреннего строения и морфологии зерен устанавливались при помощи катодолюминесцентной микроскопии (CL) и изображений в обратнорассеянных электронах (BSE). LA-ICP-MS датирование реализовано с использованием системы лазерной абляции NWR-213 и магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивносвязанной плазмой Element XR (Thermo Scientific). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм. Контроль осуществлялся при помощи двух стандартных образцов циркона – Harvard 91500 и Plešovice. Погрешности всех единичных анализов учитывались для уровня $\pm 2\sigma$. Из 150 датированных зерен циркона 141 зерно обладает дискордантностью, не превышающей 10 %: именно эти оценки изотопного возраста, рассчитанные по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, использовались для дальнейшего анализа.

В пробе преобладают прозрачные полуокатанные, реже окатанные обломки, среди которых встречаются единичные целые зерна призматического габитуса (коэффициент удлинения 1.5–3.0). В катодолюминесцентном излучении часто фиксируется грубая и тонкая осцилляционная зональность, в том числе для участков зерен с более сложным внутренним строением. В ряде случаев наблюдаются контрастные фрагменты тонких кайм. В BSE-изображениях циркон преимущественно однородного светло-серого цвета, а для зерен архейского возраста и/или зерен, насыщенных включениями, характерна значительная бессистемная трещиноватость. Среди рассчитанных Th/U отношений однозначно доминируют характерные для циркона кислых (средних) пород магматического генезиса.

Полученные оценки U-Pb возраста циркона расположены в интервале 3022–1123 млн лет, при этом отчетливо выделяются три основных максимума распределения возрастов. Доминирующей является группа мезонеоархейских зерен (54 %) с



максимумом 2705 млн лет. Палеопротерозойская популяция формирует два ярких пика 1896 и 2428 млн лет – 17 и 26 % соответственно. Зерна мезопротерозойского возраста единичны (3 %).

По конкордантной группе из трех самых молодых зерен был рассчитан нижний возрастной предел седиментации исследованных песчаников, который оценивается в 1167 ± 16 млн лет. Таким образом, терригенные отложения грабена Ивановской губы не могут быть древнее позднего мезопротерозоя (среднего рифея). В качестве вероятного источника сноса «молодых» цирконов мы рассматриваем интрузивные комплексы Свеконорвежского орогена [3].

В отношении более древних зерен циркона полученные нами результаты допускают два варианта интерпретации в терминах питающих провинций.

Вариант 1. Максимумы полученного распределения возрастов циркона в 1.9 и 2.7 млрд лет хорошо согласуются с многочисленными изотопными датировками, известными для Лапландско-Кольского орогена и сопряженных с ним территорий Карельско-Кольского региона [4], а также с архейскими гранито-гнейсами Мурманского кратона. В свою очередь, магматические образования, имеющие возраст, близкий к 2.4 млрд лет, широко развиты в пределах Имандра-Варзугской структуры, расположенной в современных координатах к югу от Ивановского грабена [5], при этом кислые комплексы этого возраста в пределах Мурманского блока не известны.

Предложенный выше вариант интерпретации выглядит наиболее традиционным и поэтому является более предпочтительным. Однако с учетом достаточно широкого разброса значений изотопного возраста в пределах выделенных групп (каждая возрастная группа представлена значениями в интервалах порядка 300 млн лет) мы не можем полностью исключить из рассмотрения второй, альтернативный, вариант интерпретации, представленный ниже.

Вариант 2. Обращает на себя внимание то, что три максимума распределения полученных U-Pb возрастов зерен циркона хорошо коррелируют с масштабными проявлениями докембрийского базитового магматизма в пределах кольской части Северо-Восточной Фенноскандии: 1.86, 2.50 и 2.68 млрд лет. Вполне очевидным представляется факт, что интрузивные и, возможно, эффузивные тела основного состава, несмотря на их широкое распространение в районе исследований, не могли являться главными непосредственными поставщиками обломочного циркона в бассейн седиментации, поэтому в качестве наиболее вероятных мы рассматриваем локальные источники сноса, представлявшие собой преимущественно кислые магматические породы, формирование которых было непосредственно инициировано упомянутыми выше тремя наиболее крупными эпизодами базитового магматизма. Действительно, моделирование магматических процессов, происходящих в верхней коре в ходе формирования крупных дайковых роев основного состава, свидетельствует о возможности существенного переплавления вмещающих пород, причем объем получившихся таким образом кислых магм может достигать 20–25 % от объема базитов. Важно отметить, что предполагаемые в качестве источника обломочного циркона песчаники Ивановского грабена гранитоиды соответствующего возраста до сих пор не обнаружены в пределах северо-восточной части Кольского полуострова. Это означает, что данные кислые магматические комплексы, изверженные и/или субвулканические, занимавшие существенную долю дневной поверхности около 1167 млн лет назад (или позже), впоследствии должны были быть полностью уничтожены эрозией. Этот вывод находится в согласии с



предложенной недавно моделью тектонотермальной эволюции кольской части Северо-Восточной Фенноскандии [6], согласно которой породы современного эрозионного среза Мурманского кратона, находившиеся в интервале 1.9–1.0 млрд. лет назад на глубинах порядка 6–5 км, к моменту времени 400 млн лет назад были относительно быстро выведены в приповерхностные условия.

Отметим, что мы не можем полностью исключить из возможных источников древних цирконов такие экзотические питающие провинции, как террейны, впоследствии перекрытые покровами каледонид [7] либо отделенные и значительно перемещенные после распада Родинии. Однако их существенная роль представляется нам крайне сомнительной.

Следует также отметить, что полученный возрастной спектр для обломочного циркона Ивановского грабена слабо коррелирует с опубликованными данными для других рифейских отложений Варангер-Тиманского пояса [8].

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ МД-1116.2018.5 и гранта РФФИ 16-17-10260-П.

Литература

1. Балугев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
2. Балугев А.С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 320 с.
3. Bingen B., Solli A. Geochronology of magmatism in the Caledonian and Sveconorwegian belts of Baltica: Synopsis for detrital zircon provenance studies // Norwegian Journal of Geology. V. 89. 2009. P. 267–290.
4. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics: Geological Society of London. 2006. V. 32. P. 561–578.
5. Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г. и др. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 37–66.
6. Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A. 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. P. 2317–2337.
7. Roberts D., Siedlecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersokelse Bulletin. 2012. V. 452. P. 1–19.
8. Mikhailenko Yu.V., Soboleva A.A., Hourigan J.K. U-Pb age of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of the Sredny and Rybachi peninsulas (northern framing of the Kola Peninsula) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2016. V. 24(5). P. 3–27.



СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ПАРСЕТТЕНСИТА, БАННИСТЕРИТА, СТИЛЬПНОМЕЛАНА И ГАНОФИЛЛИТА

Шагова А.К., Верещагин О.С., Бочаров В.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
a.k.shagova@yandex.ru

Водные марганцевые слоистые силикаты натрия и калия являются типоморфными для слабометаморфизованных марганцевых пород [1–3]. Эти минералы сложны для диагностики, так как обладают схожим составом, физическими и оптическими свойствами, а также порошковыми рентгенограммами. Спектроскопия комбинационного рассеяния (Рамановская спектроскопия) является легкодоступным и экспрессным методом диагностики минералов. Однако спектры комбинационного рассеяния получены всего для двух минералов этой группы [4, 5]. Целью настоящей работы является получение спектров комбинационного рассеяния парсеттенсита, На-парсеттенсита, баннистерита, Na-баннистерита, стильпномелана и ганофиллита для их дальнейшей диагностики.

Объектами исследования являются шесть образцов минералов из различных месторождений России и мира. Два образца авторами настоящей работы были найдены на месторождении Ушкатын-III (Казахстан) и являются Na-аналогами парсеттенсита и баннистерита. Четыре образца поступили для исследования под названиями баннистерит, парсеттенсит, ганофиллит и стильпномелан, места отбора – Брокен Хиллз (Австралия), Кызыл-Таш (Россия), Хастриген (Швеция) и Дальнегорск (Приморье, Россия), соответственно.

Химический состав образцов был изучен в напыленных углеродом плоскополированных образцах в РЦ СПбГУ «Геомодель» с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 20. Химический состав исследуемых минералов приведен в таблице. Составы баннистерита, ганофиллита, парсеттенсита и стильпномелана согласуются с литературными данными [2, 4, 6, 7]. В натриевых аналогах баннистерита и парсеттенсита, по сравнению с голотипными баннистеритом и парсеттенситом, присутствует Na_2O и повышено содержание K_2O , при этом почти полностью отсутствует железо.

Спектры комбинационного рассеяния неполированных кристаллов были получены в РЦ СПбГУ «Геомодель» на спектрометре Jobin-Yvon LabRAM HR800, оборудованном микроскопом Olympus. Спектры возбуждали аргоновым лазером при длине волны 519 нм. Каждый минерал исследовался в нескольких ориентировках (которые контролировались с помощью оптической и электронной микроскопии), спектры накапливались для четырех зерен каждого минерала с тремя повторениями в точке. Результаты исследований показали (рисунок), что спектры в области «отпечатков пальцев» ($50\text{--}1200\text{ см}^{-1}$) являются уникальными для каждого минерала, хотя и есть некоторые сходные мотивы. Так, спектры можно поделить на две группы: для баннистеритов и стильпномелана характерна одна интенсивная линия в районе 600 см^{-1} , а для парсеттенситов и ганофиллита – набор из трех линий схожей интенсивности от 400 до 650 см^{-1} . Положение этих линий указывает на слоистую структуру силикатов и внутрислоевые связи Si-O-Si, а колебания около $900\text{--}1100\text{ см}^{-1}$



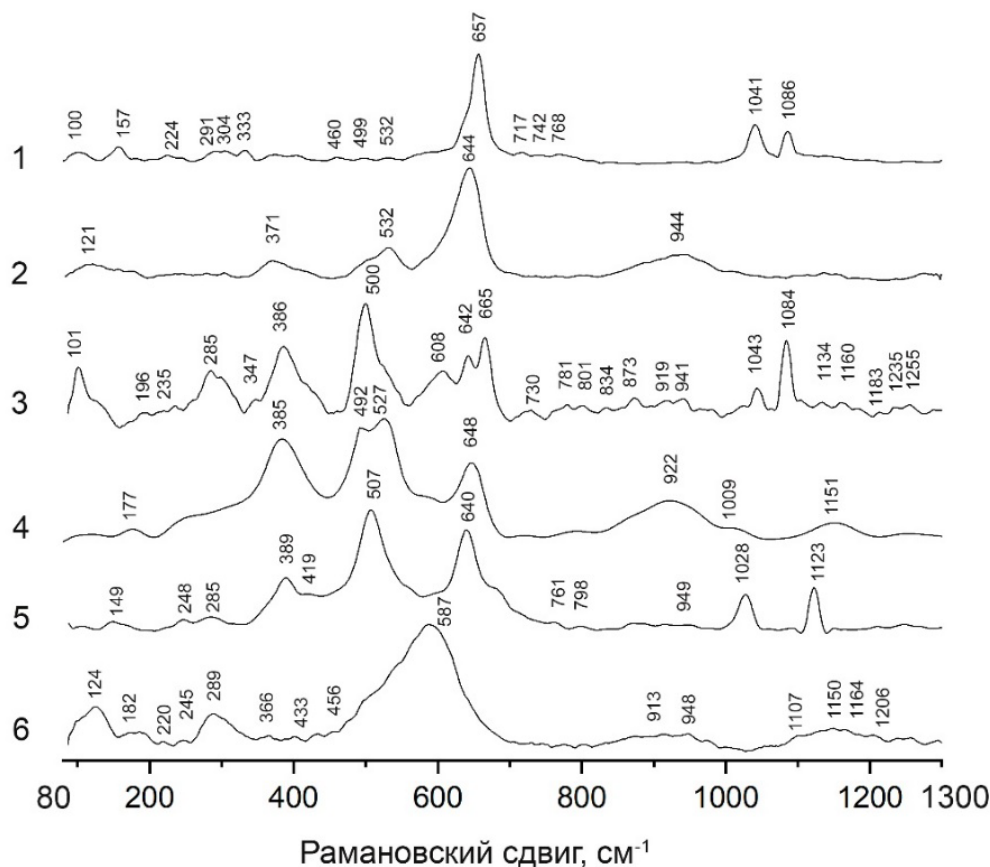
указывают на наличие прочих связей Si-O [8], которые хорошо проявлены у натриевых аналогов парсеттенсита и баннистерита, а также у ганофиллита, в то время как у минералов с низким содержанием Na такие пики не заметны. Для парсеттенсита, баннистерита и их Na-аналогов дополнительно проявлены пики в области H₂O и OH (около 3600 см⁻¹). Отсутствие линий в этой области для ганофиллита и стильпномелана можно объяснить сильной люминесценцией. Обращает на себя внимание высокая полуширина пиков (рисунок), которую можно связать со слабой окристаллизованностью и микросростками кристаллов.

Химический состав (мас. %) и коэффициенты в формуле (ф. к.) марганцевых слоистых силикатов

	Образец*					
	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	1.66	0.00	1.42	0.00	0.95	0.70
K ₂ O	1.30	0.24	1.14	0.00	4.90	1.61
CaO	0.52	1.55	0.00	0.93	1.26	0.45
BaO	0.00	0.00	0.00	1.53	0.57	0.00
MnO	35.49	21.10	36.39	32.48	34.63	5.64
FeO	0.21	18.49	0.00	4.76	0.00	30.53
MgO	2.32	0.38	2.07	1.29	0.18	2.77
Al ₂ O ₃	4.64	4.00	3.75	3.83	7.30	6.14
SiO ₂	47.19	49.88	47.30	44.58	38.80	48.31
Σ	93.33	95.64	92.07	89.40	88.59	96.15
Коэффициенты в кристаллохимических формулах						
Расчет**	Σзар = 84	Σзар = 84	Σзар = 54	Σзар = 54	Σзар = 52	Σкат = 20
Na	0.98	0.00	0.55	0.00	0.38	0.30
K	0.51	0.09	0.29	0.00	1.29	0.46
Ca	0.17	0.49	0.00	0.21	0.28	0.11
Ba	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.00
Mn	9.17	5.27	6.13	5.67	6.07	1.06
Fe	0.05	4.56	0.00	0.82	0.00	5.67
Mg	1.05	0.17	0.61	0.40	0.06	0.92
Al	1.67	1.39	0.88	0.93	1.78	1.61
Si	14.40	14.70	9.40	9.19	8.02	10.74

Примечание. *1 – Na-баннистерит, 2 – баннистерит, 3 – Na-парсеттенсит, 4 – парсеттенсит, 5 – ганофиллит, 6 – стильпномелан. Расчет** – способ расчета коэффициентов в кристаллохимических формулах: Σкат – сумма катионов, Σзаряд – сумма зарядов.

В результате проведенной работы впервые получены спектры комбинационного рассеяния парсеттенсита, Na-парсеттенсита, баннистерита, Na-баннистерита, стильпномелана и ганофиллита. Наши исследования показали, что спектры уникальны для каждого минерала и могут быть использованы для идентификации водных марганцевых слоистых силикатов натрия и калия. В дальнейшем планируется провести детальные рентгенографические исследования.



Рамановские спектры: 1 – Na-баннистерит, 2 – баннистерит, 3 – Na-парсеттенсит, 4 – парсеттенсит, 5 – ганofilлит, 6 – стильномелан.

Авторы благодарят А.И. Брусницына и И.В. Пекова за предоставленные образцы и Е.Н. Перову за помощь. Исследования проведены на базе РЦ СПбГУ «Геомодель», «Микроскопия и микроанализ» и «Рентгендифракционные методы исследования».

Литература

1. Eggleton R.A., Chappell B.W. The crystal structure of stilpnomelane. Part III: Chemistry and physical properties // Mineral. Mag. 1978. Т. 42. С. 361–368.
2. Eggleton R.A., Guggenheim S. The use of electron optical methods to determine the crystal structure of a modulated phyllosilicate: parsettensite // American Mineralogist. 1994. V. 79. С. 426–437.
3. Dunn P.J., Leavens P.B., Norberg J.A., Ramik R.A. Bannisterite: new chemical data and empirical formulae // American Mineralogist. 1981. V. 66. С. 1063–1067.
4. Kuebler K.E. A combined electron microprobe (EMP) and Raman spectroscopic study of the alteration products in Martian meteorite MIL 03346 // Journal of Geophysical Research: Planets. Т. 118. С. 347–368.
5. Bannisterite R060817 [Электронный ресурс]. URL: <http://rruff.info/R060817/>.
6. Брусницын А.И., Старикова Е.В., Кривовичев С.В., Чуканов Н.В. Бариевый парсеттенсит из марганцевого месторождения Кызыл-Таш (Южный Урал) // Записки Российского минералогического общества. 1999. Т. 6. С. 79–90.
7. Dunn P.J., Peacor D.R., Nelen J.E., Ramik R.A. Ganophyllite from Franklin, New Jersey; Pajsberg, Sweden; and Wales new chemical data // Mineralogical Magazine. 1983. V. 47. P. 563–566.
8. Wang A., Freeman J.J., Jolliff B.L. Understanding the Raman spectral features of phyllosilicates // Journal of Raman Spectroscopy. 2015. V. 46, № 10. P. 829–845



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТНОЕ И ДОБРОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ)

Шапаренко Е.О., Хоменко М.О.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск,
shaparenkoe@gmail.com

В настоящее время Красноярский край является одним из лидеров по добыче золота в России. На территории Енисейского кряжа, крупной золоторудной провинции, находятся различные по запасам месторождения золота. Месторождения Благодатное и Доброе локализованы в заангарской части Енисейского кряжа и имеют запасы более 200 и 13 т золота соответственно [1]. Главными рудоконтролирующими структурами района являются Татарский и Ишимбинский глубинные разломы, вдоль которых располагается множество месторождений и рудопроявлений. Изучаемые объекты представляют собой кварцево-жильные золоторудные месторождения с сульфидной минерализацией.

На месторождении Благодатное выделено два рудных тела, содержание золота в которых составляет от 0.2 до 1.4 г/т в первом и от 0.5 до 31.5 г/т во втором [2]. Золотоносные ассоциации (ранние – кварц±пирит±пирротин±арсенопирит и поздние – кварц-сфалерит-халькопирит±галенит) сконцентрированы в кварцево-жильной зоне мощностью до 150 м, протяженностью 2.5 км и вертикальной амплитудой оруденения более 250 м. Кварц является основным минералом, образуя жилы, линзы, желваки и прожилки. Самородное золото встречается в кварцевом межзерновом пространстве и в виде сростаний с сульфидами (чаще пирротин и арсенопирит). Пробность золота варьируется в пределах от 710 до 993 ‰.

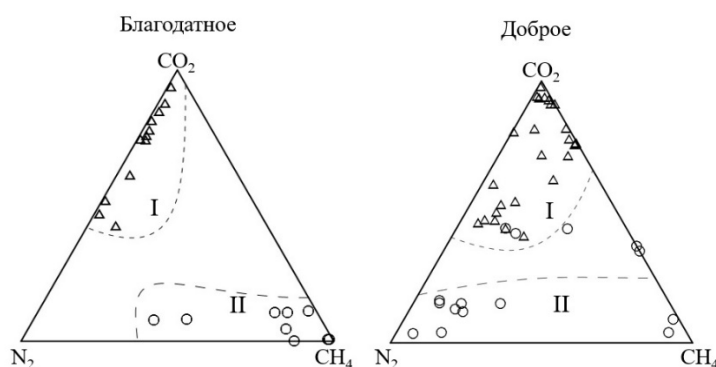
На месторождении Доброе выделено восемь рудных тел. Самые крупные из них – рудные тела 8, 7, 5, в которых сосредоточено 74.6 % запасов месторождения. Они представлены жильно-прожилковыми зонами (длиной до 780 м) и сложены маломощными кварцевыми жилами, зонками прожилкования, несущими золотую и сульфидную минерализацию. Основным минералом кварцевых жил является кварц. Рудная минерализация представлена пирротинном, пиритом, арсенопиритом, галенитом и золотом. Золото распространено в руде неравномерно и микроскопически представлено самородной разновидностью внутри кварцевых зерен, в межзерновом пространстве и в сростании с другими рудными минералами. Пробность золота составляет 838–913 ‰.

Для установления состава газовой фазы индивидуальные флюидные включения в кварцевых полированных с двух сторон пластинках сначала были изучены методом рамановской спектроскопии. В газовой фазе флюидных включений в кварце с месторождений Благодатное и Доброе были обнаружены CO₂, CH₄ и N₂ в различных соотношениях (рисунок). Это указывает на смену окислительно-восстановительных условий в ходе формирования кварцево-жильных зон изучаемых объектов.

Валовый состав газовой составляющей флюидов был изучен во флюидных включениях в кварце, пирите и арсенопирите обоих месторождений методом беспирилизной газовой хромато-масс спектрометрии (GC-MS) [3]. По данным газовой хромато-масс-спектрометрии флюидных включений в кварце и сульфидах флюиды, сформировавшие кварцево-жильные зоны изученных месторождений, представляют



собой сложную многокомпонентную минералообразующую систему (от 133 до 209 соединений). В ней, помимо воды и уголекислоты, обнаружены алифатические, циклические и кислородсодержащие углеводороды, а также азот-, серо- и галогенсодержащие соединения. Доля воды в образцах с различным содержанием золота составляет от 3.4 до 96.4 отн. %, уголекислоты – от 0.8 до 68.9 %, углеводородов и азот-, серо- и галогенсодержащих соединений 1.3–39.2 отн. %. Соотношение $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$ варьируется от 0.01 до 0.20.



Состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце из кварцевых жил золоторудных месторождений Благодатное, Доброе (по данным рамановской спектроскопии). Типы флюидных включений: I – $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}(\Gamma)\text{CH}_4\pm\text{N}_2\pm\text{CO}_2$, II – $\text{Ж}(\Gamma)\text{CH}_4\pm\text{N}_2\pm\text{CO}_2$.

Полученные результаты показывают, что рудоносные растворы, которые принимали участие в формировании кварцевых золотоносных жил месторождений Благодатное и Доброе, имеют сложный состав. Наряду с водой, уголекислотой, метаном и азотом, важную роль в переносе и отложении вещества играли различные углеводороды, в том числе высокомолекулярные. Флюиды из включений месторождения Доброе характеризуются повышенным содержанием углеводородов по сравнению с флюидами месторождения Благодатное. Колебания отношения CO_2/CH_4 указывают на смену флюида с водно-уголекислотного на существенно углеводородный, что благотворно повлияло на формирование рудных залежей.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90050. Авторы благодарят А.М. Сазонова за предоставленный материал для исследования, а также Н.А. Гибшер, Т.А. Бульбака и А.А. Томиленко за консультации в ходе интерпретации полученных данных.

Литература

1. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: СФУ, 2010. 584 с.
2. Полева Т.В., Сазонов А.М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Недра, 2012. 292 с.
3. Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.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.



КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ И МИНИМИЗАЦИИ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Шелухов И.А.^{1, 2}, Буддо И.В.^{1, 2, 3}, Смирнов А.С.^{4, 5}, Мисюркеева Н.В.^{1, 2}

¹ ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

⁴ Филиал «Газпром недра» НТЦ ООО «Газпром недра», Иркутск

⁵ Тюменский индустриальный университет, Тюмень

Оценка неопределенности структурных построений, емкостных параметров и положения флюидоконтакта нефтяных и газовых месторождений на этапе разведки и доразведки является одной из приоритетных задач. В такой ситуации совместная интерпретация результатов наземных геофизических исследований – сейсморазведки и электроразведки – позволяет прогнозировать положение флюидоконтакта, минимизировать «белые пятна» емкостных характеристик и оптимизировать разведочное и кустовое бурение [1]. Вместе с тем каждый набор данных несет в себе ошибки, поэтому крайне важно оценивать неопределенности и возможные погрешности геологических моделей.

Задачей настоящего исследования является вероятностная оценка запасов парфеновского горизонта-коллектора по результатам стохастического моделирования с учетом неопределенностей ключевых элементов модели.

Методология оценки неопределенностей геологической модели. Основной целью комплексного анализа данных сейсморазведки методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ 3D), электроразведки методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и геофизических исследований скважин (ГИС) является получение наиболее полного представления о прогнозных характеристиках перспективных объектов: эффективной толщины, пористости и характера насыщения.

Этап 1: структурный каркас. На первом этапе выполнялось построение структурной модели. Входными данными являлись 26 карт по основным отражающим горизонтам (ОГ) и поверхностям кровли и подошвы коллекторов. После получения базовой структурной модели производился расчет многовариантной структурной модели с учетом ошибок построений.

Основными результатами этой итерации являются структурная модель для последующего геологического моделирования и 50 реализаций структурных планов для инверсии данных 3D ЗСБ.

Этап 2: геоэлектрическая модель и расчет K_v по результатам инверсии 3D ЗСБ. По результатам предыдущего этапа получено 50 реализаций структурных планов, которые впоследствии подавались на вход инверсии кривых ЗСБ. Для ускорения расчетов использовались искусственные нейронные сети (ИНС) [2]. После выполнения инверсии оценивался разброс значений удельного электрического сопротивления (УЭС) в рамках 50 реализаций для каждого горизонта-коллектора. Прогнозирование типа флюидонасыщения коллектора (коэффициента водонасыщенности) возможно за счет интегрирования данных сейсмо- и



электроразведки [1]. Пересчет выполняется с использованием эмпирической петрофизической зависимости Дахнова-Арчи (с учетом коэффициентов, определенных по данным лабораторных исследований керна) (1).

Данная информация дополняет геологическую модель месторождения, используемую для обоснованной оценки запасов и в последующем – для ввода месторождения в эксплуатацию.

$$K_v \approx (h_{\text{эфф}} / (S \cdot P_p \cdot \rho_{\text{пф}}))^{\frac{1}{-1.34}}, \quad (1)$$

где K_v – коэффициент водонасыщенности, S – продольная проводимость коллектора по ЗСБ, P_p – параметр пористости, $\rho_{\text{пф}}$ – УЭС пластовой воды.

При расчете K_v используются эффективная мощность и коэффициент пористости, полученные по данным МОВ ОГТ 3D, и проводимость коллектора, полученная по данным 3D ЗСБ.

Этап 3: интегрированное геологическое моделирование. На следующем этапе выполняется построение ячеистой модели для переноса на нее емкостных свойств коллектора. Модель строится между кровлей и подошвой продуктивного горизонта.

Апробация подхода выполнена на одном из крупных месторождений Восточной Сибири. В пределах территории месторождения выполнена современная съемка МОВ ОГТ 3D в объеме 5050 км², пробурено 57 глубоких скважин, а также проведена электроразведка методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) 2D и 3D (более 1000 км²).

Неопределенности геологической модели месторождения можно оценить по двум основным статистическим параметрам: корреляции Спирмена и отклику по оценкам.

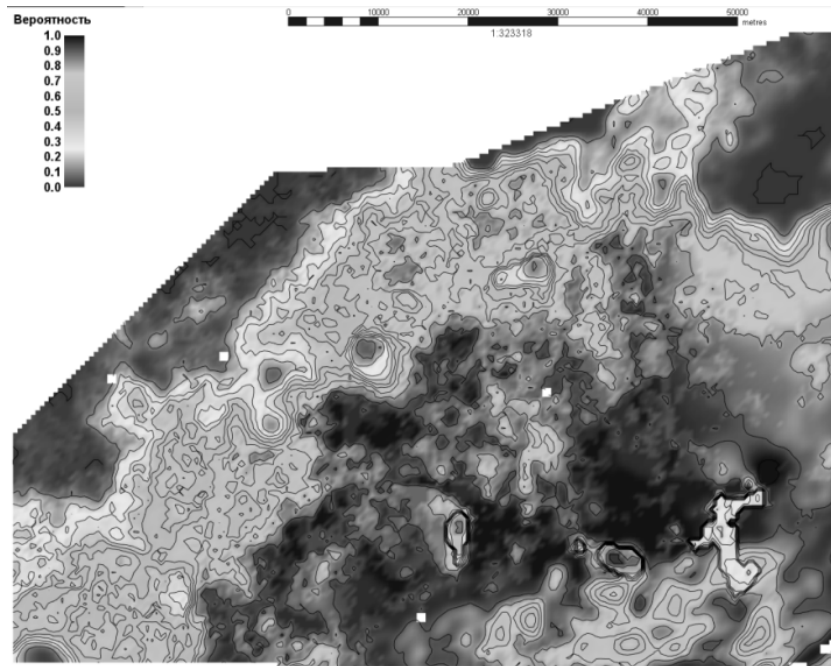
По результатам работ отмечается, что максимальной величиной неопределенности характеризуется западная, а также северо-восточная часть площади. Наиболее стабильной является область в районе центральной части площади, где погрешность восстановления параметра не превышает 25 %.

Также в рамках выполненных исследований была оценена латеральная неопределенность ГВК. По результатам моделирования неопределенность положения ГВК составила 10 км.

Одним из результатов работ является карта вероятности наличия коллектора по результатам стохастического моделирования (рисунок).

Таким образом, общая карта вероятности получается путем перемножения отдельных карт вероятности по каждому параметру. Для снижения неопределенностей рекомендуется следующий комплекс мер:

- постановка разведочных скважин с целью уточнения контура ГВК в западной и северо-восточной части площади;
- постановка разведочных скважин в центральной части площади с отбором керна, расширенным комплексом ГИС и дополнительными петрофизическими исследованиями; калибровка сейсмических данных на результаты бурения новых скважин.



Комплексная карта вероятности наличия коллектора.

По результатам исследований выявлено, что неопределенности структурных построений и определения емкостных параметров коллектора, полученных по данным сейсморазведки МОВ ОГТ 3D, ведут к значительному изменению расчетной модели его водонасыщенности. Данный фактор объясняется тем, что при существенном изменении структурной модели может измениться модель электропроводности, определяемая по результатам инверсии кривых ЗСБ.

В заключение необходимо отметить, что оценка неопределенностей геологической модели позволяет достоверно оценивать геологические запасы и минимизировать риск бурения сухих скважин.

Литература

1. Буддо И.В., Шелохов И.А., Смирнов А.С. и др. Влияние неопределенностей структурных построений и емкостных характеристик на оценку флюидного насыщения при комплексировании данных сейсмо- и электроразведки // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 33–34.
2. Емельянов В.С., Шарлов М.В., Буддо И.В., Шелохов И.А. Использование искусственных нейронных сетей для выполнения инверсии кривых электромагнитных зондирований // Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири: Материалы 2-й Всероссийской научной конференции молодых ученых и студентов, посвященной 85-летию академика А.Э. Конторовича: Сборник трудов. Новосибирск, 2019. (электронный сборник). С. 42–46.



ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КРИОГЕНЕЗ В РАЙОНЕ ВЕРХНЕГО ПРИАНГАРЬЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ МАЛЬТА-МОСТ 3)

Шипанова Е.А.¹, Козырев А.С.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, eseniya.shipanova@mail.ru

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Позднепалеолитическая стоянка Мальта-Мост 3, расположенная на правом берегу р. Белой в Усольском районе Иркутской области, была выявлена в 2015 г. в ходе выполнения археологической экспертизы под руководством Т.А. Абдулова. В 2020 г. на этом геоархеологическом объекте проводились охранно-спасательные археологические работы под руководством Г.В. Туркина и А.С. Козырева. Стоянка Мальта-Мост 3 относится к кругу верхнепалеолитических стоянок мальтинского типа, первая из которых – стоянка Мальта – была открыта в 1928 г. М.М. Герасимовым в с. Мальта на левом берегу р. Белой и стала известна мировому научному сообществу, в том числе, благодаря представительным коллекциям первобытного искусства [1].

Раскопками 2020 г. на глубину до 4 м был вскрыт разрез отложений, слагающих вторую (16 м над урезом воды) надпойменную террасу р. Белой. В этом разрезе вскрывается толща водно-осадочных и субаэральных отложений (эолий), разделенных погребенной почвой. В них распространены разнообразные следы криогенных процессов – криотурбации и клиновидные структуры нескольких генераций, которые не образуют заметную полигональную сеть. Следы древнего криогенеза в зоне распространения современной островной многолетней мерзлоты Верхнего Приангарья являются перспективным источником палеогеографических и палеоклиматических данных для реконструкции природных условий позднего палеолита. Они до сих пор остаются почти не изученными, хотя Н.А. Логачевым здесь еще в 1964 г. [2] были описаны древние эпигенетические грунтовые жилы, берущие начало из покровных суглинков и образующие систему клиньев (?).

Для определения генезиса (водно-осадочные/эоловые) и возраста отложений, вскрытых раскопками 2020 г. на археологическом памятнике Мальта-Мост 3, а также для индикации древних криогенных процессов было отобрано 53 образца, из них 24 – на спорово-пыльцевой анализ, 10 – на ¹⁴C-датирование (из погребенной почвы) и 19 – на гранулометрический анализ и морфоскопию песчаных зерен. Гранулометрический анализ был проведен в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ с отмучиванием частиц размером менее 0.010 мм и последующим 19-фракционным дробным ситовым анализом; интерпретация – согласно Л.Б. Рухину [3].

При изучении поверхности (морфоскопии) песчаных зерен использовались фракции 0.315–0.125 мм и 0.50–0.63 мм, в которых наиболее достоверно проявляются следы криогенного разрушения кварца/полевого шпата и следы эоловой обработки [4]. Анализ проводился в Ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ с помощью СЭМ Hitachi TM3000 при 40–400-кратном увеличении на выборке из 30–50 зерен.

В основании разреза № 1 (западная стенка раскопа) залегают светло-коричневые мелкозернистые алевритистые пески видимой мощностью более 0.15 м (рис. 1,



пачка 1). В кровле этих песков развита погребенная почва (пачка 2) – гумусированный песчаный алеврит мощностью от 0 до 0.12 м. Погребённая почва – коррелирует культурного слоя – следует неровностям (следы размыва?) кровли пачки 1.

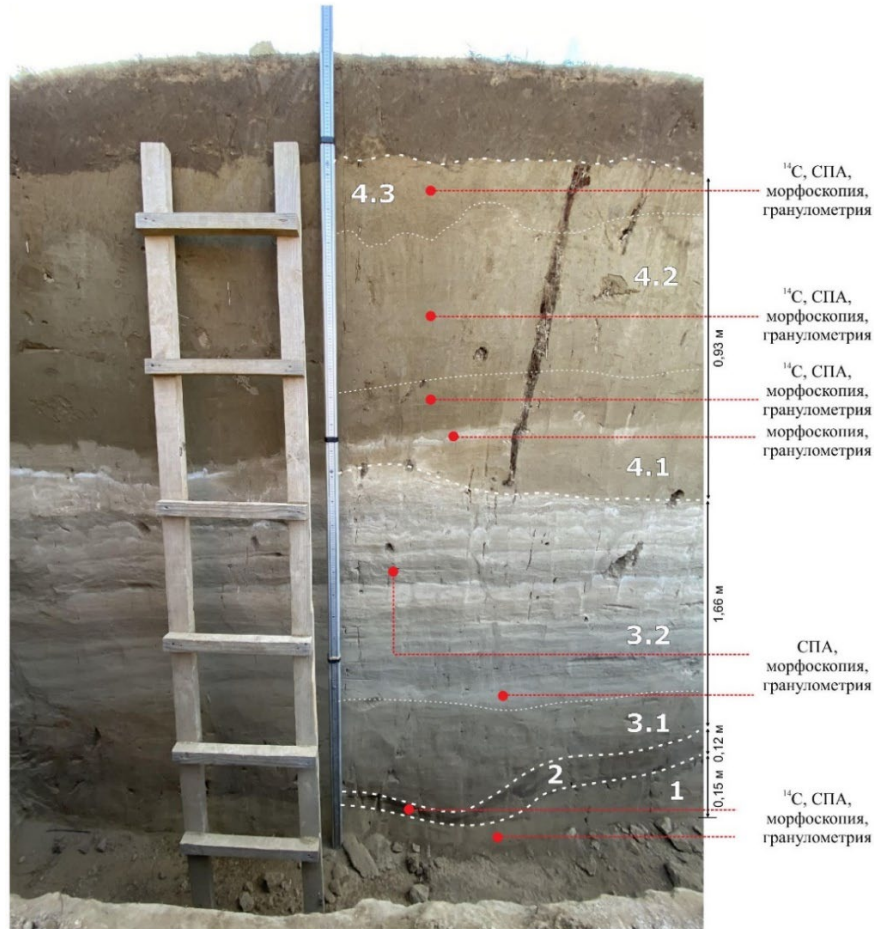


Рис. 1. Разрез № 1.

На погребенной почве с размывом залегают неслоистые песчаные алевриты мощностью 0.56 м (пачка 3.1); они постепенно переходят в ритмичное переслаивание горизонтально- и волнисто-слоистых алевритов песчаных и песка мелкозернистого общей мощностью 1.1 м (пачка 3.2). В этой пачке развиты мелкие криотурбации и многочисленные некрупные клиновидные трещины вертикальной протяженностью до 0.3–0.4 м и шириной в устье до первых см. Устья этих трещин расположены на различных высотных отметках и не связаны с каким-либо одним стратиграфическим уровнем. В этой пачке в соседних расчистках встречаются редкие крупные (вертикальной протяженностью до 2.5 м и шириной в устье до 0.5 м) эпигенетические (?) грунтовые жилы, которые берут начало в нижней части вышележащей пачки 4, а также крупные криотурбации. Характер поверхности песчаных зерен (рис. 2, а) с конхоидальными сколами указывает на образование пачки 3.2 в криогенных условиях. Верхний контакт может быть резким или постепенным с градиентным переходом в пачку 4, представленную неслоистыми мелкозернистыми алевритистыми песками (4.1) и алевритами тонкопесчанистыми (пачки 4.2, 4.3) общей мощностью около 1.0 м. Песчаные зерна в этой пачке имеют явные следы золотой обработки – характерную микроямчатость с образованием выпуклых краев между ямками (рис. 2, б).

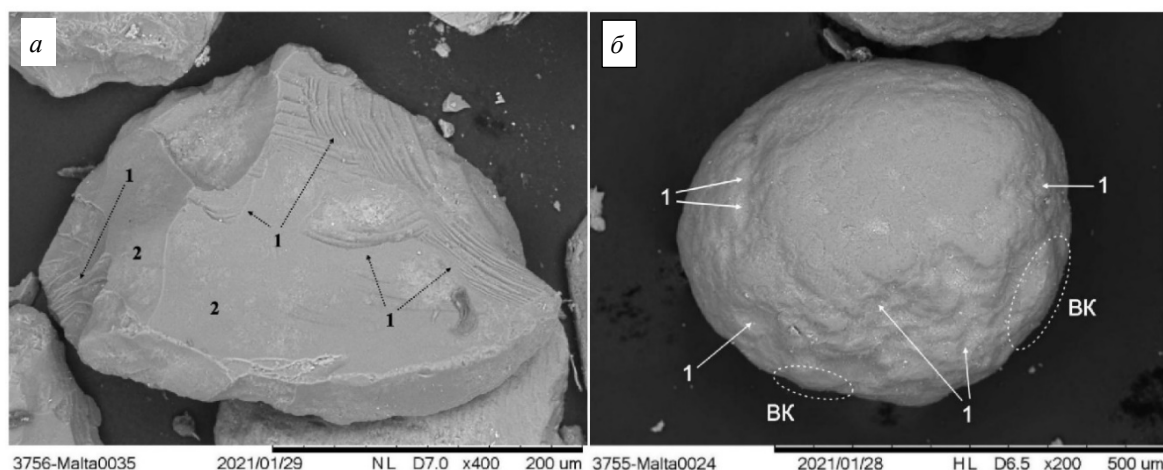


Рис. 2. Морфоскопия песчаных зерен. *а* – поверхность кварцевого зерна из пачки 3.2; (1 – конхоидальные сколы, 2 – участки гладкой полированной поверхности); *б* – поверхность кварцевого зерна из пачки 4.1 (1 – микроямчатость, BK – выпуклые края).

Судя по предварительным результатам геoarхеологического изучения памятника Мальта-Мост 3, четвертичная толща в его районе фиксирует несколько этапов развития природной среды. После субаэрального перерыва и формирования погребенной почвы произошло накопление водно-осадочной пачки 3, которая слагает верхнюю часть разреза второй надпойменной террасы. Характер слойчатости и следы сезонного промерзания в виде миниатюрных трещин указывают на осадконакопление в малоподвижной мелководной среде в пойменных или озерно-аллювиальных условиях. Следы криогенеза отчетливо фиксируются на макро- и микроскопическом уровне, но никаких свидетельств многолетней мерзлоты и установления суровых криоаридных условий не выявлено. Принимая пойменный генезис этой пачки, следует предполагать, что нижележащая погребенная почва имеет «внутриформационный» характер и ее образование вместе с пойменными отложениями относится к единому эрозионно-аккумулятивному циклу, а возраст их весьма близок. Резкое ухудшение природных условий – похолодание и аридизация климата – фиксируется образованием субаэральной пачки 4, в которой берут начало крупные грунтовые жилы. В расчистках на протяжении 10–20 м не удалось обнаружить следов существования полигональной сети трещин. Связано ли это с более крупным размером полигонов или с отсутствием такой сети из-за особенностей палеогеокриологических условий – пока не известно.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

Литература

1. Абрамова З.А., Аникович М.В., Бадер Н.О. и др. Палеолит СССР / Под ред. Б.А. Рыбакова. М.: Наука, 1984. 381 с.
2. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра / Под ред. Н.А. Флоренсова. М.: Наука, 1964. 193 с.
3. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Издание 3-е. Л.: Недра, 1969. 703 с.
4. 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.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ ГОРОДА КАЗАНИ

Яббарова Е.Н.¹, Латыпов А.И.¹, Яббаров Р.Р.²

¹ Казанский Приволжский федеральный университет, Казань, yabbarova.en@mail.ru

² ООО «Геолог», Казань

Статическое зондирование в практике инженерных изысканий является наиболее популярным методом для выделения инженерно-геологических элементов, определения физико-механических характеристик грунтов, а также расчета несущей способности свай [1].

Градостроительным кодексом Российской Федерации субъектам федерации предоставлено право разрабатывать и утверждать территориальные строительные нормы (ТСН), которые составляются с учетом природно-климатических, социально-демографических, экономических и иных особенностей субъекта.

Ограниченность применения метода статического зондирования для определения физико-механических характеристик обусловлена тем, что характеристики определяются на основании корреляционных таблиц (приложение Ж, СП 446.1325800), составленных для грунтов всей территории Российской Федерации. Это приводит к расхождению между данными, рекомендованными СП и полученными в результате полевых и лабораторных исследований, так как не учитываются особенности формирования грунтов того или иного региона [2].

Для уточнения корреляционных зависимостей была собрана база данных по параметрам статического зондирования и показателям состояния грунтов для г. Казани, которая составила более 3500 точек зондирования. Собранная база данных позволила скорректировать значения модуля деформации, угла внутреннего трения и сцепления таблиц Ж.2, 4 для изучаемых грунтов.

Результаты показывают, что для песчаных грунтов г. Казани уточнение таблицы Ж.2 не требуется, так как проанализированные данные в большинстве случаев имеют те же значения модуля деформации и угла внутреннего трения, что и в СП 446.1325800 (табл.1).

Для глинистых и суглинистых грунтов расхождение с таблицей Ж.4 для модуля деформации составило от 15 до 43 %. Угол внутреннего трения и сцепление имеют несоответствие в пределах ошибки 3–4 % (табл. 2). Для супесчаных грунтов расхождение для модуля деформации составляет до 25 %, для угла внутреннего трения – до 26 %, для сцепления – до 18 %.

Таким образом, корректировка значений, рекомендованных в СП, дает возможность создания частных таблиц по данным статического зондирования грунтовых оснований для территории г. Казани. Кроме того, уточнение табличных данных позволит повысить точность инженерно-геологических изысканий и приведет к принятию рациональных и экономически выгодных проектных решений.



Таблица 1. Нормативные значения модуля деформации (E, МПа) и угла внутреннего трения (f, град)

qc, МПа	E	f
2	17 (17/21)	26 (28/30)
4	20 (19/22)	28 (29/31)
6	22 (22/25)	30 (30/32)
8	25 (25/27)	32 (31/33)
10	28 (28/28)	33 (32/33)
12	30 (30/30)	34 (33/34)
14	33 (32/32)	34 (34/34)
16	36 (34/34)	35 (35/35)
18	38 (35/35)	36 (36/36)
20	41 (36/36)	37 (37/37)

Примечание. Цифра перед скобкой – данные из СП 446.1325800, цифры в скобке: первое число – данные для низких надпойменных террас изучаемых грунтов, второе – для высоких террас.

Таблица 2. Нормативные значения модуля деформации (E, МПа), угла внутреннего трения (f, град) и удельного сцепления (с кПа)

qc, МПа	E	Глины		Суглинки		Супеси		
		f	c	f	c	E	f	c
1	7 (8/10)	17 (16/-)	30 (28/-)	19 (16/18)	17 (20/25)	7 (8/10)	19 (17/18)	10 (11/12)
2	14 (12/12)	18 (18/-)	35 (33/-)	21 (16/20)	23 (20/27)	12 (11/12)	22 (18/19)	12 (12/13)
3	21 (18/14)	20 (20/-)	40 (38/-)	23 (17/22)	29 (19/29)	16 (14/12)	25 (19/19)	15 (13/13)
4	28 (20/16)	22 (22/-)	45 (43/-)	25 (17/23)	35 (19/33)	20 (15/13)	27 (20/20)	17 (14/14)
5	35 (22/17)	24 (24/24)	50 (48/-)	26 (18/24)	41 (18/34)	25 (-/14)	29 (-/21)	20 (-/15)
6	42 (24/18)	25 (26/-)	55 (51/-)	27 (19/25)	47 (17/35)	30 (-/15)	30 (-/22)	22 (-/16)
7	- (26/19)	- (28/-)	- (54/-)	- (20/26)	- (16/36)	35 (-/16)	31 (-/23)	24 (-/17)

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №19-35-90089).

Литература

- ГОСТ 19912-2001. Грунты. Методы полевых испытаний статическим и динамическим зондированием. М.: Госстрой России, 2001. 19 с.
- СП 446.1325800.2019 "Инженерно-геологические изыскания для строительства. Общие правила производства работ", 2019.



ГЕОХИМИЯ, Sm-Nd И Rb-Sr ИЗОТОПИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕЮРСКИХ ДАЕК ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)

Яковлева К.Ю.¹, Фридовский В.Ю.¹, Верниковская А.Е.^{1, 2, 3}

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Kyunnay94@mail.ru, fridovsky@diamond.ysn.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

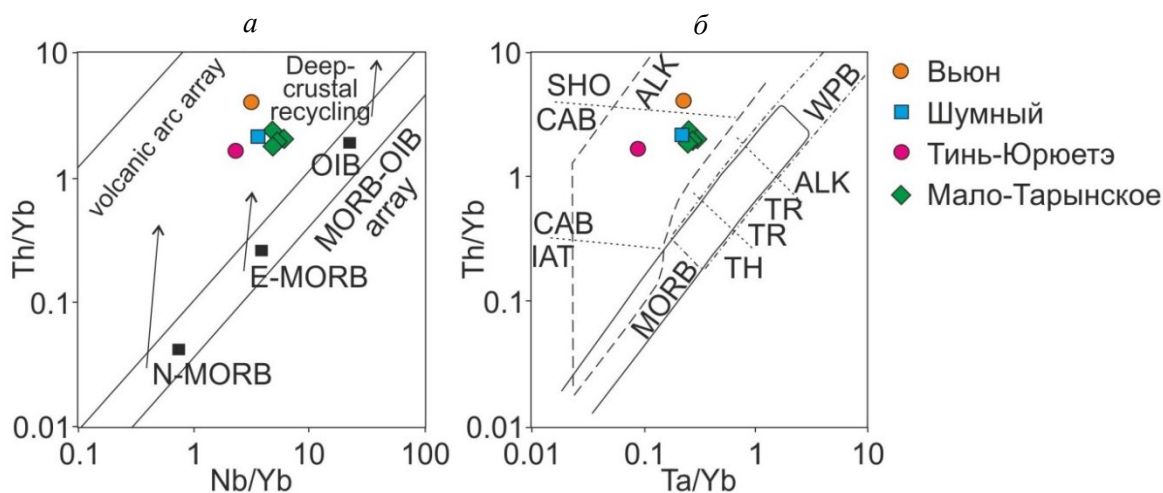
Исследуемые дайки из месторождения Вьюн и рудопроявления Шумный Яно-Колымского металлогенического пояса локализованы в мезозойских (Т₃-J₂) терригенных отложениях континентальных окраинных блоков в западной части Верхояно-Колымской складчатой области. Установлено широкое петрографическое разнообразие этих пород [1]. Они представлены трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и гранодиоритами. Дайки имеют крутое падение и локализуются в поперечных СВ разломах сдвиговой и сбросовой кинематики. Разломы прослеживаются в структурах Кулар-Нерского террейна и исчезают во внутренней зоне Верхоянской окраины Сибирского кратона.

Породы даек имеют близкие содержания РЗЭ и трэйс-элементов и также проявляют сходство с позднеюрскими основными и кислыми дайками из месторождения Мало-Тарынское и рудопроявления Тинь-Юрюетэ. Концентрации трэйс-элементов соответствуют промежуточным между E-MORB и OIB, с содержаниями тяжелых РЗЭ, подобными базальтам срединно-океанического хребта (MORB). Дайки, включая кпш-содержащие, обогащены LILE (Rb, Ba, K) и HFSE (Th, U). Содержание К₂О у слабоизмененных пород среднего и кислого состава меняется в более широком диапазоне (К₂О = 0.55–4.04 мас. %), в отличие от более измененных основных пород (К₂О = 1.18–4.06 мас. %). Это свидетельствует в пользу незначительной подвижности этих компонентов при низкотемпературных процессах. Породы обеднены HFSE, такими как Nb, Ta, P и Ti. Небольшой диапазон содержаний двух последних элементов в них (Р₂О₅=0.09–0.19 мас. % и TiO₂ = 0.19–1.06 мас. %), вероятно, свидетельствует об их низкой подвижности. Эти особенности также свидетельствуют о вкладе корового компонента в их магматический источник и фракционной кристаллизации в процессе эволюции расплавов. Основные породы на дискриминационных диаграммах Th/Yb-Nb/Yb [2] и Th/Yb-Ta/Yb [3] (рисунок) попадают в поля известково-щелочных и шошонитовых базальтов вулканических дуг. Дайковые породы могли образоваться из мантийного перидотит-пироксенитового источника с 5 %-ным вкладом плавления мантийного клина в соответствии с моделью [4] и ассимиляцией компонента нижней коры в задуговых условиях, согласно [5].

Формирование основных, средних и кислых пород даек нера-бохапчинского комплекса происходило до и одновременно с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна и восточной окраины Сибирского кратона: от оксфорда, по крайней мере (162 млн лет, Rb-Sr, порода [6]), и до позднего титона, что подтверждается U-Pb возрастом цирконов (метод SHRIMP-II) из кислых пород (151–145 млн лет [1]). Среднепозднеюрский этап развития региона характеризуется дрейфом Колымо-



Омолонского супертеррейна к восточной окраине Сибирского кратона. Этот процесс сопровождала субдукция океанической коры под Сибирский палеоконтинент и формирование Уяндино-Ясачненской энсиалической дуги в байос-киммериджское время, как было показано ранее в [7–9]. Процессы субдукции привели к формированию систем даек как из смешанного обогащенного и обедненного мантийного источника, так и из источника с различным вкладом древнего корового компонента.



Дискриминационные тектонические диаграммы для основных магматических пород: *a* – Th/Yb-Nb/Yb из [2]; *б* – Th/Yb-Ta/Yb из [3]. MORB – базальты срединно-океанических хребтов (N – нормальный тип; E – обогащенный тип); OIB – базальты океанических островов; WPB – внутриплитные базальты; ALK – щелочные; TH – океанические толеиты; VAB – базальты вулканических дуг; IAT – островодужные толеитовые; CAB – известково-щелочные базальты; SHO – шошонитовые; TR – переходные между ALK и TH.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования для кислых пород из даек месторождения Вьюн и рудопоявления Шумный показали, что они имеют небольшие различия в вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Они указывают на преимущественный вклад корового вещества в формирование этих пород: $\epsilon\text{Nd}(151-147)$: -6.4 и -7; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ – 0.70944 и 0.70992. С учетом геохимических особенностей кислых пород для расчетной оценки их Sm-Nd модельного возраста была применена как одностадийная, так и двухстадийная модель, устанавливающие вероятность мезопротерозойского возраста их континентального корового источника.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-45-140040).

Литература

1. Fridovsky V.Yu., Yakovleva, K.Yu., Vernikovskaya A.E. et al. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. V. 10, No 11. P. 1000.
2. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
3. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites: orogenic andesites and related rocks / D.A. Wyman (Ed.). Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. 1982. P. 525–548.



4. *White W., Copeland P., Gravatt D.R., Devine J.D.* Geochemistry and geochronology of Grenada and Union islands, Lesser Antilles: The case for mixing between two magma series generated from distinct sources // *Geosphere*. 2017. V. 13. P. 1359–1391.
5. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* 3.18 — One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise Geochemistry*. 2007. V. 3. P. 1–70.
6. *Zaitcev A.I., Fridovsky V.Y., Yakovleva K.Y. et al.* Composition and age of the basitic dikes of the Nastenka site of the Malo-Tarynskoe orogenic gold deposit (Verkhoyansk-Kolyma folded region, Northeast Russia) // *Proceedings of the 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference-SGEM (Varna, Bulgaria, 30 June – 6 July 2019)*. Varna, Bulgaria: Bulgarian Acad. Science, 2019. V. 19. P. 99–108.
7. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна позднеюрских и раннемеловых отложений северо-востока СССР. М.: Недра, 1989. 289 с.
8. *Протопопов Г.Х., Труцелев А.М., Кузнецов Ю.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская, Лист Q-54 — Усть-Нера. Объяснительная записка. Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.
9. *Протопопов Р.И., Труцелев А.М., Протопопов Г.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 — Верхоянск. Объяснительная записка. Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 415 с.



ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УДАЧНИНСКОЙ СВИТЫ В ОКОЛОТРУБОЧНОМ МАССИВЕ ТРУБКИ УДАЧНОЙ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Янников А.М.

Институт «Якутнипроалмаз», Мирный, yannikov90@mail.ru

Отработка уникального месторождения трубки Удачной в настоящее время производится подземным способом. По состоянию на 2020 г. глубина проходки выработок превысила 1000 м от дневной поверхности. Существенное увеличение глубины отработки месторождения потребовало актуализации гидродинамической характеристики удачинской свиты в отм. –600/–820 м, для обеспечения безопасности ведения горно-проходческих работ.

В структурно-тектоническом отношении трубка Удачная приурочена к пересечению субширотной системы разломов с разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Месторождение состоит из двух кимберлитовых трубок, обособление которых происходит с глубины 250 м, в верхней части, на глубинах 0–250 м (в настоящее время отработанной карьером), объединенных в одно кимберлитовое тело. Расстояние между обособленными кимберлитовыми телами (западное и восточное) с глубиной возрастает: на отм. –480 м оно составляет 193 м, на отм. –680 м – 304 м, на отм. –880 м – 317 м, на отм. –1080 м – 325 м, увеличение расстояния между телами происходит вследствие сужения кимберлитовых диаметров [1]. Разделяющий межтрубочный массив вмещающих карбонатных пород среднего и нижнего кембрия в пределах данного блока, в зоне сочленения диаметров, сильно раздроблен и перемят. По степени трещиноватости породы сильно различаются. Вмещающие породы восточного рудного тела и межтрубья, как правило, относятся к сильнотрещиноватым (класс трещиноватости III–V), вмещающие породы западного рудного тела характеризуются, как правило, более низкой трещиноватостью (класс трещиноватости II–IV). Расположение месторождения на рифовой окраине карбонатной банки (структуры, включающей в себя область карбонатной седиментации и окружающего ее рифового барьера), имеющей юго-восточное простирание, обуславливает особенности планового распределения гидродинамических и газодинамических характеристик пород не только в целом для месторождения, но и для изучаемого интервала.

Натурные гидрогеологические исследования (поинтервальные выпуски) проводились по шести опытным скважинам, пробуренным в подземных горных выработках рудника. В указанных отметках (–600/–820 м) месторождение обводит второй водоносный горизонт среднекембрийского водоносного комплекса, приуроченный к карбонатным породам удачинской свиты ($C_{1-2}ud_2$). Тип пористости коллекторов трещинно-кавернозно-межзерновой. Фильтрационные свойства пород и отложений в районе месторождения на указанном интервале значительно различаются и определяются следующими величинами: суммарная водопроницаемость оценивается величинами порядка 0.5–40 м²/сут, средние коэффициенты фильтрации пород составляют 0.01–0.50 м/сут, коэффициент пьезопроводности 10⁵–10⁶ м²/сут. Химический состав вод – хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией 340–390 г/л [2, 3].



В целом вмещающие породы удачинской свиты околотрубчатого и межтрубчатого массива месторождения трубки Удачной в отметках проводимых исследований –600/–820 м можно охарактеризовать как породы средней, применительно к вмещающим породам западного рудного тела, и повышенной обводненности в межтрубье и в северо-восточном примыкании восточного рудного тела. Необходимо отметить, что водообильность карбонатных пород указанной свиты изучаемого месторождения очень сильно зависит от структурно-тектонического и литолого-фациального факторов. Зачастую скважины, располагающиеся на небольшом расстоянии друг от друга (50–100 м), имеют характеристические гидрогеологические коэффициенты, отличающиеся на порядок. Такие отличия обусловлены, прежде всего, наличием в зонах межтрубья и северо-восточного примыкания ВРТ большого количества разнонаправленных опережающих разломов, образование которых, по всей видимости, связано с многофазовым внедрением кимберлитовых расплавов различных генераций.

Отдельно требуется отметить, что проведенные исследования позволили актуализировать информацию о гидрогеологических условиях данного месторождения в непосредственной близости от кимберлитовых тел, отодвинув нижнюю границу среднекембрийского водоносного комплекса на 60 м, до отм. –810 м. Также по результатам исследований удачинская свита по характеру наблюдаемых притоков была разделена на две подзоны:

- первую в отм. –600/–740 м, состоящую из пяти коллекторов, мощностью ~ 10.0 м, с суммарной проводимостью 0.5–1.5 м²/сут, и притоками до 7 м³/час;
- вторую в отм –740/–810 м, состоящую из трех коллекторов, мощностью от 5 до 15 м, с суммарной проводимостью 2.0–40.0 м²/сут и притоками до 40 м³/час.

При этом выделенная в интервале –790/–810 м подзона имеет локальное распространение и приурочена к блокам межтрубья и северо-восточного примыкания ВРТ, так как имевшаяся ранее гидрогеологическая схематизация месторождения, учитывающая региональное гидрогеологическое строение, определяла нижнюю границу среднекембрийского водоносного комплекса на отм. –750 м [4–6], причем в целом коллекторы удачинской свиты, формирующие второй водоносный горизонт, характеризовались меньшей обводненностью по сравнению с первым водоносным горизонтом, приуроченным к известняково-доломитовой толще.

Выделение в разрезе дополнительной, хоть и локальной, водообильной зоны удачинской свиты в интервалах, предполагающих отсутствие значимых притоков, дополнительно не только подтверждает крайнюю сложность гидрогеологических условий коренного месторождения алмазов трубки Удачной, но и позволяет констатировать факт существенного влияния опережающих разломов на формирование естественных емкостных запасов природных рассолов во вмещающих породах кимберлитовых трубок [7].

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. и др. Рассолы глубоких горизонтов кимберлитовой трубки Удачная // Сборник трудов конференции «Подземные воды востока России»: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Новосибирск, 2018. С. 47–52.



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

4. Дроздов А.В. Горно-геологические особенности глубоких горизонтов трубки Удачная // Горный информационно-аналитический бюллетень. М., 2011. С. 153–165.
5. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: ИрГТУ, 2008. 507 с.
6. 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.
7. Янников А.М. Гидрогеология глубоких горизонтов вмещающих толщ трубки «Интернациональная» (Республика Саха (Якутия)): Дис. ... канд. геол.-мин. Наук. Воронеж, 2019. 187 с.



АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абкадыров И.Ф.	97	Данько М.М.	82
Айдаркожина А.С.	161	Дегтярева М.А.	85
Акинин В.В.	219	Денисенко И.А.	88
Алентьев Ю.Ю.	12	Джурик В.И.	49
Алферьева Я.О.	226	Добрынина А.А.	139, 280
Амосова А.А.	68	Дороничева Е.В.	91
Афонин А.А.	142	Дорошков А.А.	199
Багдасарян Т.Э.	15	Дуданова В.И.	94
Баенгуев Б.А.	17	Дымшиц А.М.	182, 260
Бакай Е.К.	19	Егорушкин И.И.	97
Баланков А.С.	21	Ефремова У.С.	100
Балобаненко А.А.	23	Жегунов П.С.	103
Баранов Д.В.	26	Жиличева А.Н.	170
Барановская Е.И.	29	Забелин А.В.	106
Безрукова Е.В.	68	Зайцев В.А.	15
Беловежец Н.Н.	32, 43	Захарова А.А.	109
Белоголова Г.А.	17,	Зедгенизов Д.А.	123
Белошей В.Э.	35, 38	Зиновьева Н.Г.	226
Бергаль-Кувикас О.В.	41	Иванов А.В.	80, 164, 170
Бережнев Я.М.	32, 43	Иванов В.И.	112
Биндеман И.Н.	41	Иванов Е.В.	68
Бляхарчук Т.А.	85	Извекова А.Д.	114
Бобровникова Е.М.	46, 156	Какоурова А.А.	117
Борняков С.А.	126	Калиничева С.В.	120
Бортникова С.Б.	134	Калугина А.Д.	123
Бочаров В.Н.	286	Каменецкий В.С.	153
Брыжак Е.В.	49	Каргальцев А.А.	223
Буддо И.В.	50, 176, 202, 291	Каримова А.А.	126
Бурносова И.А.	52	Кёнинг С.	170
Бутаков В.И.	55	Кербер Е.В.	68
Бычков А.Ю.	226	Киргуев А.А.	128, 275
Валеев П.В.	58	Козырев А.С.	294
Ванин В.А.	60, 80	Козырева Е.А.	232
Ванштейн Б.Г.	221	Кокорев О.Н.	23, 131
Варламов Д.А.	179, 233	Комзелева В.П.	134
Вахромеев А.Г.	176	Кононкова Н.Н.	223
Верещагин О.С.	286	Константинов К.М.	106, 128, 233, 275
Верниковская А.Е.	299	Корзинова А.С.	91
Веселовский Р.В.	15, 283	Королева Е.С.	136
Веллужских Л.И.	247	Король С.А.	139
Вихоть А.Н.	63	Котельников А.Р.	126
Владимиров В.Г.	254	Котов А.Б.	219
Войтеховский Ю.Л.	109	Котова Е.Л.	74
Волосов А.С.	65	Крючкова Л.Ю.	153
Волчатова Е.В.	68	Кузнецова А.О.	142
Габдрахимова Е.Р.	71	Кузнецов В.И.	208
Гаврильчик А.К.	74	Кузьмин Д.К.	145
Галеев Р.И.	77	Куйбида М.Л.	191
Гертнер И.Ф.	185	Кулагина Н.В.	68
Глухов А.Н.	219	Кулакова Е.П.	148
Головин А.В.	182, 257	Кулаков И.Ю.	43, 97, 134, 173
Гордеев Д.Н.	188	Кураничева А.И.	151
Гордеев Е.И.	97	Курбанов Р.Н.	148, 263
Горлов И.В.	176	Курчатова А.Н.	263
Горовой В.А.	80	Кутырев А.В.	153
Граменицкий Е.Н.	226	Ланкин Ю.К.	151
Гусев Н.И.	242	Латыпов А.И.	297
Дамдинов Б.Б.	114		



**XXIX Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 11–16 мая 2021 г.**

Латышев А.В.	15	Семинский А.К.	239
Лебедев И.Е.	46, 156	Сенс-Шёнфельдер К.	43
Левина О.В.	68	Сергеева Л.Ю.	242
Летунова П.П.	68	Серебрянников А.О.	245
Логвинова А.М.	182, 245	Скрипников М.С.	247
Лопатин М.Н.	159	Скублов С.Г.	74, 221, 242
Лосев И.В.	167	Слагода Е.А.	55, 112, 136, 142
Луканин О.А.	223	Смирнов А.С.	176, 202, 291
Лютюев В.А.	63	Смирнова Ю.Н.	251
Лямина Л.А.	161	Смирнов С.З.	134
Макарова Ю.С.	58	Смирнов Ю.В.	249
Мальшев С.В.	205	Смоленский Д.Н.	58
Мальцев А.С.	164	Смолякова А.Е.	254
Мамыкина М.Е.	165	Соловей О.А.	272
Маневич А.И.	167	Соловьев К.А.	257
Марфин А.Е.	164, 170	Стрелецкая И.Д.	263
Медведь И.В.	173	Тарасов А.А.	257, 260
Минина О.Р.	266	Таратунина Н.А.	263
Мисюркеева Н.В.	176, 291	Ташлыков В.С.	266
Митяев А.С.	179	Тихонравова Я.В.	136, 142
Михеев Е.И.	191	Томсон С.	15
Моисеев А.В.	156	Тучкова М.И.	35, 38
Московский А.С.	103	Фаттахов Е.А.	269
Муравьева Е.А.	182	Фахретдинов Э.А.	275
Мурзина Т.Н.	191	Филинов И.А.	68
Мустафаев А.А.	185	Филиппова А.И.	272
Набокова А.Н.	188	Фридовский В.Ю.	299
Нарьжнова А.В.	191	Хоменко М.О.	214, 289
Никитина М.А.	194	Хомутов А.В.	82
Носков М.Д.	131	Хороших М.С.	128, 275
Окс Л.С.	52, 196	Хромых С.В.	65
Олейников О.Б.	182	Царегородцева Т.К.	278
Охремчук Е.Е.	199	Цельмович В.А.	91
Оцимик А.А.	202	Челноков Г.А.	161
Пазухина А.А.	205	Чепцов В.В.	280
Пасенко А.М.	205	Чистякова А.В.	281
Пашкова Г.В.	164, 170	Шагова А.К.	286
Пеллинен В.А.	232	Шапаренко Е.О.	214, 289
Переплеткин И.А.	208	Шапиро Н.М.	32, 43, 97
Петрова Д.И.	211	Шарыгин И.С.	182, 216, 233, 257, 275
Петрова М.А.	214	Швейгерт П.Е.	103
Ползуненков Г.О.	219	Шевчук Р.В.	167
Полянский О.П.	236	Шелепаев Р.А.	236
Поспеев А.В.	50	Шелохов И.А.	202, 291
Потапов С.В.	216, 275	Шитов М.В.	94
Прийменко В.В.	219	Шмаков И.Г.	194
Радомская Т.А.	170	Щекина Т.И.	226
Рогов В.В.	263	Щетников А.А.	68
Рогозин А.Н.	41	Щипанова Е.А.	294
Румянцева Н.А.	221	Щипков А.А.	23, 131
Русак А.А.	223, 226	Яббарова Е.Н.	297
Салимгарасва Л.И.	229	Яббаров Р.Р.	297
Саньков А.В.	139	Яковлев А.В.	97
Сафонов О.Г.	179, 233	Яковлева К.Ю.	299
Светлаков А.А.	232	Яковлев В.А.	191
Селютин Н.Е.	233	Янников А.М.	302
Селятицкий А.Ю.	236	Kaviani A.	21
Семёнова Д.В.	283	Hardenbroek M.	85

Научное издание

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции,

Иркутск, 11–16 мая 2021 г.

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН *Скляр Евгений Викторович*

Составитель сборника
к.г.-м.н. *Дымиц Анна Михайловна*

Литературный редактор
Е.А. Балукова

Компьютерная верстка *В.А. Пеллинен*

Оформление авторское

Институт земной коры СО РАН

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 28.04.2021 г.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.
Уч.-изд. л. 18,8. Усл. печ. л. 35,8. Тираж 300 экз. Заказ № 918.

Типография Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1