

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное автономное образовательное
учреждение высшего образования
«Национальный исследовательский Томский государственный университет»

ДИНАМИКА И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ

Материалы Всероссийской конференции с международным участием,
посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете
специалистов в области наук о Земле

8–11 ноября 2021 года

ТОМ I

Томск 2021

УДК 550; 551; 552
ББК Д26

Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле. Том I. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2021.– 330 с.

ISBN 978-5-89702-484-1

В первом томе сборника представлены воспоминания о безвременно ушедших в 2021 году академике Н.Л. Добрецове и президенте Российского геологического общества В.П. Орлова и включены материалы четырех геологических секций: «Литосфера, геодинамика и региональная геология», «История осадконакопления и эволюция органического мира Земли», «Петрология магматических комплексов» и «Минеральный мир: кристаллическая структура, генезис, эстетика»

Для специалистов в области геологии, петрографии, палеонтологии и минералогии

Редакционная коллегия: Эрнст Р.Э., Орлов В.П., Добрецов Н.Л., Коротеев В.А., Ревердатто В.В., Пеков И.В., Соломина О.Н., Врублевский В.В., Дюкарев А.Г., Изох А.Э., Кирпотин С.Н., Переведенцев Ю.П., Подобина В.М., Семенов С.М., Хорошев А.В.

Ответственные редакторы I тома:

Е.М. Асочакова, И.В. Афонин, И.В. Вологодина, Л.А. Зырянова, А.В. Шпанский

Технический редактор – Е.М. Асочакова

СОДЕРЖАНИЕ

Верниковский В.А. АКАДЕМИК Н.Л. ДОБРЕЦОВ – ВЫДАЮЩИЙСЯ РОССИЙСКИЙ УЧЕНЫЙ-ГЕОЛОГ, УЧИТЕЛЬ, ОРГАНИЗАТОР НАУКИ	10

Парначев В.П., Татьяна Г.М. ВИКТОР ПЕТРОВИЧ ОРЛОВ – ОТ РАБОЧЕГО ДО МИНИСТРА	13

СЕКЦИЯ «ЛИТОСФЕРА, ГЕОДИНАМИКА И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ»

Агалаков С.Е., Сидоров Д.А. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ГАЗОНОСНОСТИ НАДСЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ . .	16

Бадмацыренова Р.А., Оросев Д.А. КАБАНИЙ ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ: ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ	19

Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В., Санжиев Г.Д. К ПРОБЛЕМЕ УСЛОВИЙ ДЕГИДРАТАЦИИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ СВОБОДНОГО ФЛЮИДА В МАНТИЙНОМ КЛИНЕ	21

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Полянский О.П., Бабичев А.В., Матушкин Н.Ю. ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЛИЗИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ	27

Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Крутиков В.А., Поливач В.И., Шталин С.Г., Кабанов М.М., Капустин С.Н. ПАССИВНАЯ РАДИОВОЛНОВАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МОНИТОРИНГА ЛИТОСФЕРНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ДИАПАЗОНЕ ОЧЕНЬ НИЗКИХ ЧАСТОТ	29

Гринёв О.М., Бестемьянова К.В., Семиряков А.С., Гринёв Р.О. СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ И U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ И ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД ЗМЕИНОГОРСКОГО БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)	32

Гринев О.М., Кравцов В.В. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАНСКОГО ВЫСТУПА И ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)	36

Гринёв О.М., Морозова Е.Н., Семиряков А.С., Гринёв Р.О. ДЕВОНСКАЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ СЕРИЯ ТОМЬ-ЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ	39

Гринёв О.М., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Э., Воронцов А.А. К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ГОРЯЧЕГО ПОЛЯ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	42

Гутак Я.М. НОВЕЙШИЕ СДВИГОВО-НАДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ	46

Джурик В.И., Брыжак Е.В., Серебrenников С.П., Ескин А.Ю. ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИЙ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА	49

Епифанов В.А., Минин В.А. ГЕОКИМАТИЧЕСКИЙ ВОЛНОВОЙ ПРИНЦИП ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАНЕТНЫХ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ, ОРГАНИЗАЦИИ ЗЕМНЫХ ЭНЕРГО-МАССОПОТОКОВ И ОБРАЗОВАНИЯ ЛУНЫ	52

Зыбин В.А. НОВАЯ ВЕРСИЯ ТЕКТОНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СУЩЕСТВЕННО КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ МЕТАКОМПЛЕКСОВ НА РУБЕЖАХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ АССО (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)	59

Зыбин В.А. ЦИКЛИЧНОЕ РАЗВИТИЕ ГЛУБИННЫХ МАФИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ИХ РОЛЬ В ПАЛЕОГЕОСТРУКТУРНОМ РАЙОНИРОВАНИИ	62
Исаев Г.Д. ФЛЮИДОТЕКТОНИКА КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОСКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА	65
Кашдан А.И., Шейнкман В.С., Парначев В.П. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И ПРОВЕДЕННОГО ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	67
Коржнев М.Н., Покалюк В.В. ПРИЧИНЫ ИНЕРЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ВЕЩЕСТВА ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ	70
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. МЕЖГЕОСФЕРНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НА ПЛОЩАДИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УЗЛОВ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ НА УРОВНЕ ЛИТОСФЕРА-БИОСФЕРА-АТМОСФЕРА	74
Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Поливач В.И. МОНИТОРИНГ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ МЕТОДОМ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ	77
Маракушев С.А., Белоногова О.В. АККУМУЛЯЦИЯ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА В ЛИТОСФЕРЕ В РАЗЛИЧНЫХ РЕДОКС-РЕЖИМАХ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ	80
Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Хубанов В.Б. ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ТОЛЩИ В ОСНОВАНИИ РАЗРЕЗА УРАЛИД (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)	83
Нуртаев Б.С., Цай О.Г. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ARCGIS -ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ПЛОТНОСТИ РАЗЛОМОВ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН)	86
Параев В.В. ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ОБМЕН ГЕОСФЕР КАК ФОРМА ПЛАНЕТАРНОГО МЕТАБОЛИЗМА	89
Параев В.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР – СПОСОБ САМОРЕГУЛЯЦИИ ПЛАНЕТЫ	92
Поздняков А.В., Невидимова О.Г., Пучкин А.В., Пупышев Ю.С. ГЕОМОРФОСТРУКТУРА КОНДЕР – ОТ АСТРОБЛЕМЫ ДО КОЛЬЦЕВОГО ХРЕБТА	95
Потапов И.Л. МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КВАРЦА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	99
Рябова С.А. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ГАИТИ В 2021 ГОДУ	100
Свалова В.Б. ГЕОДИНАМИКА И ГЕОТЕРМИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ И ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИН	102
Свалова В.Б. ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА АЛЬПИЙСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСОВ	105
Свалова В.Б. РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОДИНАМИКИ	108
Сидоров Д.А. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА	110

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Михайленко Ю.В., Хубанов В.Б. ВОЗРАСТ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-РЬ (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ	113
Федорова Н.Ф., Бычкова Д.А. РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ	116
Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Москвитина М.Л. ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУМСУНУРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	118
Царегородцева Т.К. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ	120
Шейнкман В.С., Парначёв В.П. ПАЛЕОКРИОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО КВАРТЕРА	121
Шполянская Н.А. ПРОБЛЕМА ТРАНСГРЕССИЙ–РЕГРЕССИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА РОССИЙСКОМ АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА КРИОЛИТОЗОНЫ	125
Antropova E.G., Gerra Braga C.H.G., Ernst R.E., Buchan K.L., El Bilali H., Head J.W. A NEWLY RECOGNIZED 2 000 KM LONG BOLIDE AIRBURST CHAIN, PHOEBE REGIO, VENUS	128
El Bilali H., Ernst R.E., Buchan K.L., Head J.W. DYKE SWARM HISTORY OF ATLA REGIO, VENUS: INSIGHTS INTO A LARGE PLUME HEAD EVENT	131
Ernst R.E., Buchan K.L., El Bilali H., Head J.W. THE IMPLICATIONS OF APPLYING A LARGE IGNEOUS PROVINCE (LIPS) CONTEXT FOR VOLCANISM, TECTONICS AND ATMOSPHERIC EVOLUTION ON VENUS	135
Braga C.H.G., Antropova E.G., Ernst R.E., Buchan K.L., El Bilali H., Head J.W. PRELIMINARY VOLCANIC HISTORY OF THE VOLCANIC CENTER ATIRA MONS, BETA-ATLA-THEMIS (BAT) REGION, VENUS	137
Malyshev D., Ernst R.E., Braga C.H.G., Antropova E.G., El Bilali H. DYKE SWARM HISTORY OF SAMODIVA MONS REGION, DEVANA CHASMA QUADRANGE V-29, VENUS	140
Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Sun Yi-min ASIAN CONSERVATIVE SKELETON OF THE EARLY EVOLVED PRIMORDIAL MANTLE IN LOMU AND ELMU SOURCES OF LATE PHANEROZOIC VOLCANIC	143
Rozhin V.E., Ernst R.E., Antropova E.G., Braga C.H.G., El Bilali H. HISTORY OF VOLCANISM IN NORTHERN ASTERIA REGIO, VENUS	144
Shimolina A., Ernst R.E., Antropova E.G., Braga C.H.G., El Bilali H. MAGMATIC HISTORY OF NORTH-EAST PART OF THEIA MONS, BETA REGIO, VENUS	147

СЕКЦИЯ «ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЗЕМЛИ»

Афонин И.В., Онкуль Е.А. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ НА ПРИМЕРЕ ХАРАМПУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	150
Большаник П.В., Кротт И.И., Ирха П.В. ИЗУЧЕНИЕ И ОТКРЫТИЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ТЕРРИТОРИИ ОМСКОЙ ОБЛАСТИ	153
Будников А.Л. ФЛАДСТРИМЫ ХАКАСИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ	155

Епифанов В.А. КОСМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ВЛИЯНИЯ НА ГЕОСФЕРУ И МОДУЛЯЦИИ КЛИМАТА ЗЕМЛИ	158
Епифанов В.А. ЛИТОЭЛЕВАЦИЯ – ПОКА НЕ ИЗУЧЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ-МЕХАНИЗМЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В КВАРТЕРЕ	164
Жаринова Н.Ю., Ямских Г.Ю., Макаrchук Д.Е. ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ В ДОЛИНЕ Р. КАЧА	169
Жилина Е.Н., Бессонов А.К. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)	172
Зинчук Н.Н. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ	174
Иванцов С.В. Фролов А.О., Болотов Д.В., Вышебаба Е.А., Осипова Е.А. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВ ЮРСКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА	177
Исаев Г.Д. ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНА: ТУРНЕ-ВИЗЕЙСКАЯ ЭПОХА	179
Клементьев А.М., Ондар С.О. Даргын-оол Д.В. ВИЛЛАФРАНКСКАЯ ФАУНА ТУВЫ	182
Коржнев М.Н., Коржнев В.Н. ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ЖИВОЙ МАТЕРИИ С ЦИКЛИЧНОСТЬЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	185
Кудаманов А.И., Маринин В.А., Карих Т.М., Новосёлова М.Ю., Глухов Т.В. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ	188
Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. О ХАРАКТЕРЕ КРИОЛИТОГЕНЕЗА СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЬЯ ВО ВРЕМЯ ФИНАЛЬНЫХ СТАДИЙ САРТАНСКОГО КРИОХРОНА	192
Макаrchук Д.Е., Ямских Г.Ю., Жаринова Н.Ю. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНЕ РЕКИ БАЗАИХА НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО ДАННЫМ МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКОГО И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	195
Наумкин Д.В. ОКАМЕНЕВШАЯ ДРЕВЕСИНА – ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ АРТЕФАКТ, МУЗЕЙНЫЙ ПРЕДМЕТ, КАМНЕРЕЗНОЕ СЫРЬЕ – В МУЗЕЕ КАРСТА И СПЕЛЕОЛОГИИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА УрО РАН	198
Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Шейнерман Н.А., Джораева А., Лисенков С.А. ФОРМЫ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ РЕК КАРПОВКА И ЧЕРНАЯ РЕЧКА (САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)	200
Подобина В.М. БИОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР)	204
Попов Б.И. ВЛИЯНИЕ КОСМОГЕННОГО ТИХООКЕАНСКОГО МЕГАЦУНАМИ, ПРОИЗОШЕДШЕГО ОКОЛО 68000 ЛЕТ НАЗАД, НА ИЗМЕНЕНИЕ ИСТОРИИ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА ПУТЕМ ФОРМИРОВАНИЯ НОВОГО ПЕНДЖАБСКОГО ЭПИЦЕНТРА РАЗВИТИЯ, ВОЗНИКШЕГО НА ОСНОВЕ СОАНСКОЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ КУЛЬТУРЫ	206
Родыгин С.А., Седаева К.М. ПЕРВЫЕ НАХОДКИ СЛЕДОВ ИЛОЕДОВ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРАЖСКОГО И ЭМССКОГО ЯРУСОВ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ, КАК КЛЮЧ К РАСШИФРОВКЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ ДЕВОНЕ (ШИРИНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)	209

Русанов Г.Г., Назаров Д.В., Жигмановский И.В. ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ОСЛ-ВОЗРАСТ В НИЗОВЬЯХ ДОЛИН РЕК КОКСУ И ДЖАЗАТОР (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)	212
Русанов Г.Г., Шпанский А.В. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ ЧУМЫШ	214
Рязанова Т.А. МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ УГЛИСТОГО ВЕЩЕСТВА ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ УВАТСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО БАСЕЙНА	217
Рязанова Т.А., Марков В.В., Павлуткин И.Г. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	219
Сухих А.О., Афонин И.В. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТАНОПЧИНСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРО-ТАМБЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	222
Швецов Е.И., Ширяев А.В., Белогурова М.А. КАРКАСООБРАЗУЮЩИЕ ОРГАНИЗМЫ И ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ В ДОЛОМИТАХ ЮРЯХСКОГО ПОДГОРИЗОНТА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	225
Ширяев А.В., Швецов Е.И., Белогурова М.А. ЛИТОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ЮРЯХСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕБОТУОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)	227

СЕКЦИЯ «ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ»

Беляев В.А., Горнова М.А., Ванг К.-Л., Корнева А.П., Каримов А.А., Медведев А.Я., Дриль С.И. Семиряков А.С., Агашева Е.А. МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА: U-РЬ ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (LA-ICP-MS) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	232
Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Кондрашов И.А., Олейникова Т.И. ИСТОЧНИКИ МАТЕРИНСКИХ МАГМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА	234
Вовчина Т.А. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЭКСТРУЗИВНО-СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ЕНГАНЕПЭ	237
Воронцов А.А., Изох А.Э., Ярмолук В.В., Комарицына Т.Ю., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю., Дриль С.И., Ризванова Н.Г., Душкин Е.П. САЙБАРСКИЙ МАССИВ – ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ	240
Гринёв О.М., Адылбаев Р.Р., Семиряков А.С., Морозова Е.Н. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ САРАЛИНСКОГО ГРАБЕН-РИФТА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)	243
Гурова А.В., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Савинский И.А., Волчек Е.Н. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИТМУРУНДИНСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ	245
Кармышева И.В., Яковлев В.А., Семенова Д.В., Сугоракова А.М., Руднев С.Н. ПРОЯВЛЕНИЯ КОНТРАСТНОГО МАГМАТИЗМА В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	249
Кислов Е.В., Каменецкий В.С. ПЕТРОЛОГИЯ ХРОМИТИТОВ ГЛАВНОГО САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПЕРМСКИЙ КРАЙ	252

Котов А.А., Смирнов С.З., Низаметдинов И.Р., Максимович И.А., Масаоки Уно, Нориеши Тсучиа. ФЛОИДНЫЙ РЕЖИМ И ПРИРОДА ДАЦИТОВОЙ МАГМЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАЛЬДЕРНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВЛК. МЕНДЕЛЕЕВА (О. КУНАШИР, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)	255
Лиханов И.И. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	258
Лиханов И.И. РЕКОНСТРУКЦИЯ P-T-t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ	261
Мазуров М.П., Белавская А.В., Титов А.Т. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ С КЕМБРИЙСКИМИ СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	264
Смолякова А.Е., Владимиров В.Г. МАФИЧЕСКИЕ МИКРОГРАНУЛЯРНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНОДИОРИТАХ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (САНГИЛЕН, ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ)	267
Туркина О.М. ПРОИСХОЖДЕНИЕ АРХЕЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ, ВОЗРАСТ И СОСТАВ ЦИРКОНА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП, ЮЗ СИБИРСКОГО КРАТОНА)	269
Удортатина О.В., Козырева И.В., Игнатъев Г.В. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ОКТЯБРЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЧЕТЛАСКИЙ КАМЕНЬ, СРЕДНИЙ ТИМАН)	273
Хромых С.В., Котлер П.Д., Изох А.Э. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ЭТАПЫ, МАСШТАБЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ	276
 СЕКЦИЯ «МИНЕРАЛЬНЫЙ МИР: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ГЕНЕЗИС, ЭСТЕТИКА»	
Асочакова Е.М. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ НАХОДОК: ЗАДАЧИ, МЕТОДЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ	280
Бухарова О.В., Бощенко В.С. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ ИЗ БИОЛОГИЧЕСКИХ ЖИДКОСТЕЙ БОЛЬНЫХ МКБ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ УРОЛИТОВ	282
Епифанов В.А., Кужельная Е.В. «ЗАГАДОЧНЫЙ ТЕТРАЭДР» В СОСТАВЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, СТРУКТУРЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ФОРМ И ЭСТЕТИКЕ СТРОЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ	286
Ерохин Ю.В. РОДИНГИТЫ БАЖЕНОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ИСТОЧНИК ЮВЕЛИРНОГО СЫРЬЯ	292
Захаров А.В., Хиллер В.В. ПОЛИХРОМНЫЙ ТУРМАЛИН С «ЧЕРНИЛЬНЫМИ ШАПОЧКАМИ» ИЗ ЛИТИЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИПОВКИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)	295
Зинчук Н.Н. АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ	298
Зинчук Н.Н. О ПОИСКОВОЙ РОЛИ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ	302

Зырянова Л.А., Зайцева А.А. ТИПОМОРФИЗМ ИЗУМРУДА КОЛУМБИИ, РОССИИ, ЗАМБИИ	306
Избродина С.Ю. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В БОРНЫХ МИНЕРАЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	308
Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М. КОНДИЦИОННОСТЬ НЕФРИТА НЫРДВОМЕНШОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ	310
Кунгулова Э.Н., Бухарова О.В. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОЙ И БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОЙ СФЗ	313
Ложкина М.А. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КИНГАШСКОГО МАССИВА (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)	316
Лычагин Д.В. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ	319
Пеков И.В., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Булах М.О., Агаханов А.А., Япаскурт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. ФУМАРОЛЬНЫЕ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК НА КАМЧАТКЕ – УНИКАЛЬНАЯ ПРИРОДНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ	322
Пешков А.А., Асочакова Е.М., Никуленкин Н.С. ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ ДУНГУРХИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)	325
Тихонравова Я.В. СТРУКТУРЫ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛЬДА	328

АКАДЕМИК Н.Л. ДОБРЕЦОВ – ВЫДАЮЩИЙСЯ РОССИЙСКИЙ УЧЕНЫЙ-ГЕОЛОГ, УЧИТЕЛЬ, ОРГАНИЗАТОР НАУКИ

В.А. Верниковский^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru

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

В докладе рассматривается становление геолога, ученого, организатора науки Н. Л. Добрецова от студенческих лет до ученого-академика и руководителя Сибирским отделением Российской академии наук. Обсуждается эволюция взглядов ученого на развитие Земли, от геосинклинальной парадигмы к тектонике литосферных плит и тектонике плюмов. Показаны его исследования и вклад в изучение офиолитов складчатых поясов Земли, метаморфических комплексов высоких давлений, процессов на границе ядро – мантия, конвективных процессов, процессов в глубинных зонах субдукции и др. Обсуждается роль ученого в подготовке специалистов-геологов.

Ключевые слова: академик Н. Л. Добрецов, минералогия, петрология, тектоника, геодинамика, эволюция Земли

The paper examines the formation of a geologist, scientist and manager of science N. L. Dobretsov from student years to academician scientist and head of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. The evolution of the scientist's views on the development of the Earth, from the geosynclinals paradigm to plate tectonics and plume tectonics, is discussed. His research and contribution to the study of ophiolites of fold belts of the Earth, high-pressure metamorphic complexes, processes at the core-mantle boundary, convective processes, processes in deep subduction zones, etc. are shown. The role of the scientist in the training of geologists is discussed.

Keywords: academician N. L. Dobretsov, mineralogy, petrology, tectonics, geodynamics, evolution of the Earth

*«...неважно сколько, важно вспять,
Без сожалений оглянувшись,
Тревогам, бывшим улыбнувшись,
Скалой гранитною стоять...»*

Н. Л. Добрецов

Мне в жизни очень повезло – Николай Леонтьевич принял меня, будучи директором Геологического института в Улан-Удэ, в качестве аспиранта, и с тех пор более сорока лет мы всё время работали вместе. Сначала я работал в его лаборатории, затем под его руководством создал свою, был первым заместителем директора Института геологии и минералогии СО РАН при Н. Л. Добрецове, а в Новосибирском государственном университете он много лет руководил кафедрой минералогии и петрографии, а я – кафедрой общей и региональной геологии и геолого-геофизическим факультетом.

В своей книге «Из российской глубинки – в науку: Научная династия Келлей-Добрецовых» (2003) Н. Л. Добрецов писал: «В 20-м столетии династия Келлей-Добрецовых дала нашей стране академика, члена-корреспондента АН СССР, двух ректоров вузов, трех заслуженных деятелей науки РСФСР, трех лауреатов Ленинской и Государственной премий, пять профессоров и докторов наук, более десяти кандидатов наук и доцентов». И далее: «В своей жизни я встретил много замечательных людей, но наибольшее влияние на мое формирование оказали отец и дед». Дед Николай Леонтьевича – Николай Георгиевич Келль был известным топографом, работал в геологическом отделе Камчатской экспедиции (1908–1910 гг.). Им составлена первая карта вулканов Камчатки масштаба 1:750000.



Николай Леонтьевич Добрецов,
советский и российский учёный-геолог, академик РАН,
доктор геолого-минералогических наук. С 1997 по 2008
годы – председатель Сибирского отделения РАН и вице-
президент Российской академии наук.
15 января 1936 г. – 23 декабря 2020 г.

Основные его труды посвящены вопросам высшей геодезии, фотограмметрии, разработке методов аэрофотограмметрии и их применению для геологического и географического картирования. 30 лет он работал заведующим кафедрой геодезии Ленинградского горного института (1923–1953 гг.), а в 1946 году был избран чл.-корр. АН СССР. Отец – Леонтий Николаевич Добрецов физик-экспериментатор, ученик академиков А. Ф. Иоффе и П. И. Лукирского, впоследствии заведующий лабораторией в Физико-техническом институте АН СССР, профессор и заведующий кафедрой электроники Ленинградского политехнического института. После поездки с отцом на Памир в 1953 году, Николай принял решение поступать на геологоразведочный факультет Ленинградского горного института.

Один из его сокурсников, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, вспоминал: “Еще будучи студентом, Коля говорил, что он обязательно будет или министром, или академиком”. То есть еще в студенческое время Николай Леонтьевич ставил для себя очень высокую планку. Говоря о студенческих годах академика Добрецова, нужно упомянуть, что он со школы увлекался математикой, и, зная это, его дед, Н. Г. Келль, познакомил внука с одним из основателей математической геологии Андреем Борисовичем Вистелиусом. Николай Леонтьевич посещал дополнительно целый ряд курсов по математике на мехмате и под руководством А. Б. Вистелиуса подготовил свою первую научную статью, посвященную корреляции главных ионов в ромбических пироксенах. Эти пироксены и стали отправной точкой или первым шагом Николая Добрецова в науку.

Ленинградский горный институт Николай Леонтьевич с отличием окончил за четыре года, причем дополнительно сдав еще целый ряд математических дисциплин. С 1957-го по 1960 год он работал геологом, начальником партии Алтайской геолого-съемочной экспедиции Восточно-Казахстанского геологического управления. Затем, опять-таки по совету своего деда, Добрецов встретился с академиком В. С. Соболевым, и тот пригласил его работать младшим научным сотрудником в свою лабораторию в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Владимир Степанович предложил молодому ученому заняться не обычными пироксенами, а моноклинным натриевым пироксеном – жадеитом, который формируется при высоких давлениях и низких температурах. В 1963 году Николай Леонтьевич стал кандидатом наук, а еще через шесть лет, развивая свои работы по жадеиту, глаукофану (один из натриевых амфиболов, тоже, как и жадеит, образующихся при высоких давлениях и низких температурах) и другим минералам высоких давлений, защитил докторскую диссертацию «Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис». Эта работа привела к десяткам статей, связанных с глаукофановым метаморфизмом, к двум книгам, и, самое главное, – это был огромный задел для работы, связанной с фациями метаморфизма высоких и умеренных давлений, выполненной авторским коллективом под

руководством В. С. Соболева, за которую в 1976 году была присуждена Ленинская премия. За прошедшие 45 лет эта работа по метаморфизму остается непревзойденной.

1960–1970-е годы – период борьбы парадигм в геологии. В горном институте Николая Добрецова учили геосинклинальной теории развития земной коры, но позднее, в США, Канаде и Западной Европе, получая всё новые и новые материалы, геологи начали говорить о движении литосферных плит и континентов. В нашей стране эта дискуссия была, может быть, самой упорной, так как многие специалисты не поддерживали новую теорию. Николай Леонтьевич тоже не сразу принял тектонику плит, у него была масса сомнений, но он очень детально разбирался с каждым положением теории, которое выдвигалось, и начал изучать индикаторные комплексы.

Одним из таких комплексов были офиолиты – горные породы, которые когда-то входили в состав древней океанской земной коры, а впоследствии, в результате закрытия океанов, вошли в состав складчатых поясов – горных сооружений. Офиолиты подружили Николая Леонтьевича с американским геологом Робертом Колманом первым написавшим монографию об офиолитах. Н. Л. Добрецов активно занялся изучением офиолитов: он исследовал их на Полярном Урале, Восточном и Западном Саяне, в Прибайкалье, на Алтае, в Казахстане, во многих других районах Мира, так как это ключ к раскрытию эволюции литосферы, в том числе и складчатых поясов. Конечно, Николай Леонтьевич хотел увидеть и изучать океанскую кору непосредственно на дне океана. Он спускался на подводных аппаратах “Мир” и в Атлантике, и на Байкале.

Анализируя полученные результаты в области глаукофанового метаморфизма и офиолитов, академик Добрецов перешел к решению разных проблем тектоники. Оказалось, что Николай Леонтьевич одним из первых применил знания по метаморфизму высоких давлений для изучения зон субдукции. Его исследования тесно связывают минералогию, петрологию, тектонику и геодинамику. Он с соавторами переходит к разработке тектонических и геодинамических карт на новой основе. Он пишет работы по анализу геологического строения территории СССР на основе тектоники литосферных плит; представляет свое видение на эволюцию структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе; изучает процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации в зонах субдукции. Далее все больше Николай Леонтьевич входит в тематику глобальной петрологии и глобальных процессов, в проблемы верхней и нижней мантии, строения ядра и его взаимоотношения с мантией. Вместе с академиками В.С. и Н. В. Соболевыми он издает большой сборник “Глубинные ксенолиты и верхняя мантия Земли”.

Академика Добрецова очень интересовал вопрос соотношения тектоники плит и тектоники плюмов. Он

был убежден, что для изучения процессов на границе ядро – мантия, конвективных процессов, процессов в глубинных зонах субдукции необходимо экспериментальное, физическое и математическое моделирование. Выходит целая серия крупных работ по этому поводу, где его главным соавтором был доктор физ.-мат. наук А. Г. Кирдяшкин. Одна из известнейших работ Н. Л. Добрецова связана с сибирским пермо-триасовым суперплюмом. Николай Леонтьевич описал его проявления и рассмотрел вопросы формирования осадочных бассейнов и магматизма вокруг этого плюма. За этот огромный цикл работ по глубинной геодинамике Н. Л. Добрецов вместе со своими коллегами в 1997 году получил Государственную премию Российской Федерации.

Многоплановость исследований Николая Леонтьевича трудно переоценить. Он значительно продвинул геологические знания вперед во многих областях науки – в тектонике, региональной геологии, геодинамике, петрологии, минералогии, геохимии, геофизике. Он прекрасно использовал в геологии математические методы, законы физики и химии, работал на стыке геологии и биологии, геологии и географии, геологии и глобальных изменений природной среды и климата. Он очень любил работать в горах Алтая, Урала, Камчатки, Восточного и Западного Саяна, Памира, Тянь-Шаня и др. Его заинтересовали проблемы соотношения тектоники и магматизма в Арктике. Он стремился познать не только геологию Земли, но и геологию Луны, Марса, Венеры и других планет.

Николай Леонтьевич всегда был в гуще события, заряжал всех, кто был рядом, энергией и идеями. Он был

замечательным педагогом, Учителем с большой буквы. Более полувека он преподавал в Новосибирском государственном университете, читал лекции во многих университетах России и Мира, воспитал много блестящих ученых. Среди его учеников академики РАН, чл.-корреспонденты РАН, десятки докторов и кандидатов наук. У него – сотни учеников, причем не только тех, кто слушал его со студенческой скамьи, но и тех, кто учился по его книгам и статьям. Когда академик Добрецов приезжал на конференции, то старался параллельно прочитать еще и лекции, и все с удовольствием шли его слушать. Он мог читать лекции прямо в экспедициях, в полевых условиях, когда карты были развешаны на автомобиле или на деревьях.

Академик Добрецов очень много сделал для науки в Сибири на посту Председателя СО РАН. Уже с 1997 года осуществлялась программа реструктуризации СО РАН, включающая развитие интеграционных исследований, обновление научного оборудования, поддержку молодежи. С его именем связано становление Технопарка новосибирского Академгородка и инновационных компаний; открытие и развитие новых научных направлений во многих институтах Сибирского отделения РАН. Несмотря на высокие посты и заслуги, Николай Леонтьевич запомнится как очень простой и легкий в общении человек. В любой компании он был душой общества. Мог бесконечно рассказывать захватывающие истории из своей жизни, анекдоты, пел песни. Именно таким – ярким, эмоциональным, бескорыстным, абсолютно порядочным, искренне преданным науке – останется у нас в памяти Николай Леонтьевич Добрецов.

*В. А. Верниковский, академик РАН, профессор,
Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
Россия, заведующий лабораторией, Институт нефтегазовой
геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Россия*

ВИКТОР ПЕТРОВИЧ ОРЛОВ – ОТ РАБОЧЕГО ДО МИНИСТРА

Парначев В.П., Татьянин Г.М.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, dingeo@ggf.tsu.ru

Виктор Петрович Орлов родился и вырос в семье рабочих в шахтёрском городе Черногорске Красноярского края (сейчас – Республика Хакасия). После окончания средней школы трудился рабочим в шахтоуправлении, а затем три года служил в армии (рядовой, ефрейтор, сержант), где отличался активной жизненной позицией: был секретарём бюро ВЛКСМ воинской части, корреспондентом дивизионной газеты.

В 1963 году поступил на геолого-географический факультет Томского университета, где на старших курсах избирался секретарём комитета ВЛКСМ. Полевую геологическую практику в качестве маршрутного рабочего, промывальщика, техника геолога проходил в геолого-съёмочных отрядах на р. Подкаменной Тунгуске (1964 г.), Кузнецком Алатау (1965 г.) в горах Восточной Камчатки (1966, 1967 гг.). В 1968 году с отличием закончил обучение в Томском университете, получив профессию инженера-геолога. Его дипломная работа была отмечена серебряной медалью ВДНХ.

С 1968 года В. П. Орлов по распределению работал в Горной Шории в должности геолога, главного геолога (1972 г.), начальника геолого-разведочной Шерешевской партии Шалымской экспедиции, проявив себя хорошим организатором и вдумчивым геологом-исследователем. По результатам работ им установлен новый вулканогенно-осадочный генетический тип магнетитовых руд, что позволило существенно увеличить рудные запасы Шерешевской группы месторождений. Эти материалы легли в основу кандидатской диссертации (рук. профессор М. П. Кортусов) на тему «Кембрийский вулканоплутонический магматизм и железооруденение района Шерешевского месторождения в Горной Шории», защищённой в диссертационном совете Томского госуниверситета 18 октября 1974 года.

В 1975–79 годах работал в Иране на разведке железо-марганцевого месторождения и в Эфиопии на разведке подземных вод.

С 1979 года начался карьерный рост Виктора Петровича. Его назначают старшим геологом, заместителем начальника геологического отдела, а затем (1990 г.) – генеральным директором ПГО «Центргеология». В этот период им осуществляется руководство всеми видами геологических работ на территории 20 областей и 5 Республик Европейской части России.

После двухгодичной учёбы в Академии народного хозяйства при Совете Министров СССР, которую закончил с дипломом с отличием в области управления, Виктор Петрович проявил себя как активный реформатор хозяйственного механизма и производственных отношений в геологии. Наработки были использованы при подготовке докторской диссертации на тему «Научные основы перехода геологоразведочного производства к рыночной экономике», которую В. П. Орлов защитил



Виктор Петрович Орлов,

российский геолог, политический деятель.

Министр природных ресурсов Российской Федерации (1996–1998 гг.), (1998–1999 гг.). Представитель в Совете Федерации от администрации Камчатского края 22 марта 1940 г. – 23 августа 2021 г.

в Москве в ВИЭМСе 1991 году и стал доктором экономических наук.

Указом Президента РФ № 50 от 7 марта 1992 года Комитет по геологии и минеральным ресурсам Министерства экологии и природных ресурсов РФ был преобразован в Комитет по геологии и использованию недр при Правительстве РФ, председателем комитета назначен В. П. Орлов. В августе 1996 года В. П. Орлов выступил организатором Министерства природных ресурсов Российской Федерации (МПР), был назначен его первым министром и проработал в этой должности по июль 1999 года.

На всех постах В. П. Орлов активно противостоял сложившемуся на конец 80-х годов ошибочному мнению о «переразведанности (перепроизводству) минерально-сырьевой базы» и желанию руководства страны сократить финансирование геологической отрасли на 30%. Вместе с тем, было понимание, что без изменения системы управления, структуры и идеологии геолого-разведочных работ, без адаптации к новым условиям геологическая служба не выживет. Была подготовлена первая редакция закона «О недрах» с целью формирования нормативно-правового поля недропользования и стабилизации объёмов геолого-разведочных работ.

Виктор Петрович понимал необходимость международных контактов в развитии геологической науки

и геолого-разведочного дела. В 1992 г. он принимал участие в работе XXIX сессии Международного геологического конгресса, начал активно развивать контакты и связи с геологическими службами мира (1988 г. – Эфиопия, 1992 г. – Китай, 1994 г. – США, Канада, Венесуэла, 1995 г. – Нидерланды, Украина, Белоруссия, Казахстан, Туркменистан, Узбекистан). Обращая особое внимание на добычу в РФ благородных металлов (золото, платина, серебро и др.), посетил и ознакомился с работой золотодобывающей шахты в ЮАР (1994 г.)

Обосновывать реформы, искать пути выхода из кризиса, можно было только при хорошем знании фактического состояния дел на местах и Виктор Петрович совершает сотни служебных командировок в различные регионы России, знакомится с реальным положением различных организаций геологической отрасли: Ямало-Ненецкий АО и Республика Коми (1994, 1995, 1997, 1999 гг.), Республика Хакасия и Кемеровская область (1995 г.), Магаданская область (1995, 1997 гг.), Дальний Восток (1996 г.), Эвенкийский АО (1999 г.). В 1978 году В. П. Орлов участвовал в совещании по развитию железорудной базы Урала в г. Челябинске (Челябинской ГРЭ), в котором принимал участие и один из авторов этой заметки (В. П. Парначёв). Стоял вопрос об освоении на западном склоне Южного Урала архейских магнетитовых кварцитов Тараташского месторождения и доизучении рифейских Кусинско-Копанских титано-магнетитовых руд. Поскольку в своих тематических исследованиях я касался вопросов образования этих месторождений, то В. П. Орлов обратился ко мне с просьбой прокомментировать состояние дел в этой области. Состоялся обстоятельный обмен мнениями, и я был удивлён глубоким знанием Виктором Петровичем этой проблемы.

С целью привлечения внимания к отрасли, популяризации достижений, поиска инвесторов МПР России ежегодно совместно с РАН, отраслевыми министерствами и ведомствами проводила десятки научных конференций, симпозиумов и выставок. В 1998 г. была проведена совместно с РАН выставка в геологическом музее им. В. И. Вернадского. В. П. Орлов особое внимание уделял подготовке кадров для геологической отрасли. Он был одним из организаторов и участников Всероссийских полевых олимпиад юных геологов. В 1996 и 1998 годах он выступал в МГУ перед профессорско-преподавательским составом вузов России, о проблемах и путях развития высшего геологического образования. 19 мая 1999 года по инициативе В. П. Орлова состоялась объединённая коллегия МПР России и Минобрнауки на которой была рассмотрена и позднее утверждена Концепция геологического образования. По рекомендации В. П. Орлова один из авторов заметки (Г. М. Татьянин) был включён в состав рабочей группы и выступил с сообщением о системе многоуровневой подготовке вузовских геологов.

В. П. Орлов неоднократно бывал в Томском университете, тесно общался с профессорско-преподавательским составом и студентами геолого-географического факультета, делился информацией и мнением о развитии геологической отрасли, выступал с докладами на конференциях и на Учёном совете ТГУ. В 2011 году он принимал активное участие в проведении 8-й Всероссийской открытой полевой олимпиаде юных геологов, которая прошла в окрестностях г. Томска. Виктор Петрович никогда не забывал свою alma mater, двери его «высоких» кабинетов были всегда открыты для представителей Томского госуниверситета.

В 1991 году был учреждён новый научно-технический журнал «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление». Организатором и бессменным главным редактором был В. П. Орлов. За 30 лет выпущено более 175 номеров журнала с освещением современного состояния и развития топливно-энергетического и минерального сырья России, экономических аспектов геолого-разведочного дела, добычи и переработки полезных ископаемых, эффективности использования ресурсосберегающей техники и технология, вопросы экологии и правового обеспечения недропользования, внешнеэкономическая деятельность, а также публикация коммерческой и рекламной информации. В составе редакционной коллегии все эти годы состояли известные геологи, руководители научно-исследовательских институтов, члены академий и административных государственных органов.

В ноябре 1998 г. в Санкт-Петербурге была проведена Общероссийская конференция, на которой была рассмотрена деятельность Российского геологического общества (Росгео) за 1992–1998 годы, определены задачи на предстоящий период, принят новый устав и выбраны руководящие органы. Президентом Росгео избран В. П. Орлов, в этой должности он оставался до конца своей жизни.

С 2001 года он был членом Совета Федерации Федерального собрания России, как представитель администрации Корякского автономного округа, в 2019 году избран Председателем общественного совета при Министерстве природных ресурсов и экологии России.

Виктор Петрович имел звание профессора, почётное звание Заслуженный геолог России, Почётный разведчик недр, являлся лауреатом Государственной премии в области науки и техники, награждён орденом «За заслуги перед Отечеством» IV степени, орденом Почёта и Почётной грамотой Президента России, состоял действительным членом Академии естественных наук, Академии горных наук.

Виктор Петрович Орлов останется в нашей памяти как старательный студент, мыслящий геолог-учёный, талантливый реформатор-руководитель геологической службы России и просто хороший и надёжный товарищ.

*В.П. Парначёв, профессор кафедры динамического геологии ГГФ ТГУ
Г.М. Татьянин, заведующий кафедрой палеонтологии и исторической геологии ГГФ ТГУ*

СЕКЦИЯ
«ЛИТОСФЕРА ГЕОДИНАМИКА
И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ»

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ГАЗОНОСНОСТИ НАДСЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.Е. Агалаков, Д.А. Сидоров

ООО «ТННЦ», Тюмень, Россия,
SEAgalakov@tnnc.rosneft.ru, DASidorov3@tnnc.rosneft.ru

В докладе рассмотрены особенности формирования надсеноманских сейсмостратиграфических комплексов на основе карт временных толщин, показано изменение направлений сноса осадочного материала и изменение литологии разреза вследствие тектонических перестроек.

С помощью построенной карты кайнозойской эрозии отложений построена карта палеоглубин, которая позволила построить корректные зависимости пористости от глубины, а также зоны преобразования кремнезема в кварц.

Ключевые слова: сейсмостратиграфический комплекс, осадконакопление, эрозия, кристаллизация кремнезема

The study examines the features of formation of over-Cenomanian seismic and stratigraphic complexes based on time thickness maps and shows changes in sediments supply directions and vertical changes in lithology due to tectonic displacements.

The north of West Siberia experienced a significant uplift in the neo-tectonic stage followed by erosion of accumulated sediments. Based on a sediment erosion map, a paleo-depth map was built which allowed to build correct depth-porosity functions and zones of silica-quartz transformation.

Keywords: seismostratigraphic complex, sedimentation, erosion, crystallization of silica.

По современным представлениям верхнемеловая толща выше сеномана – толща, сложенная чередованием покрывок и коллекторов (Агалаков, 2019).

Наличие регионально распространенных тонкоотмученных глин, обладающих контрастными акустическими свойствами, позволяет уверенно выделить в меловых надсеноманских отложениях четыре сейсмостратиграфических комплекса (ССК) (рис. 1). Эти же глины выступают в качестве региональных покрывок.

В состав самого нижнего сейсмокомплекса ОГ Г – С4 туронского возраста входит единый песчано – алев-

ролитовый резервуар газсалинской пачки и ипатовской свиты. Покрывка – мярояхинская пачка.

Выше по разрезу выделяется сейсмокомплекс ОГ С4-С3 (коньяк-сантонский ярус), включающий нижне-березовскую подсвиту и ее стратиграфические аналоги: нижнечасельскую подсвиту и нижнюю часть славгородской свиты.

Следующий сейсмокомплекс ОГ С3-С1 (кампанский ярус) представлен в разрезе отложениями верхне-березовской подсвиты и ее аналогов: верхнечасельской подсвиты и верхней частью славгородской свиты.

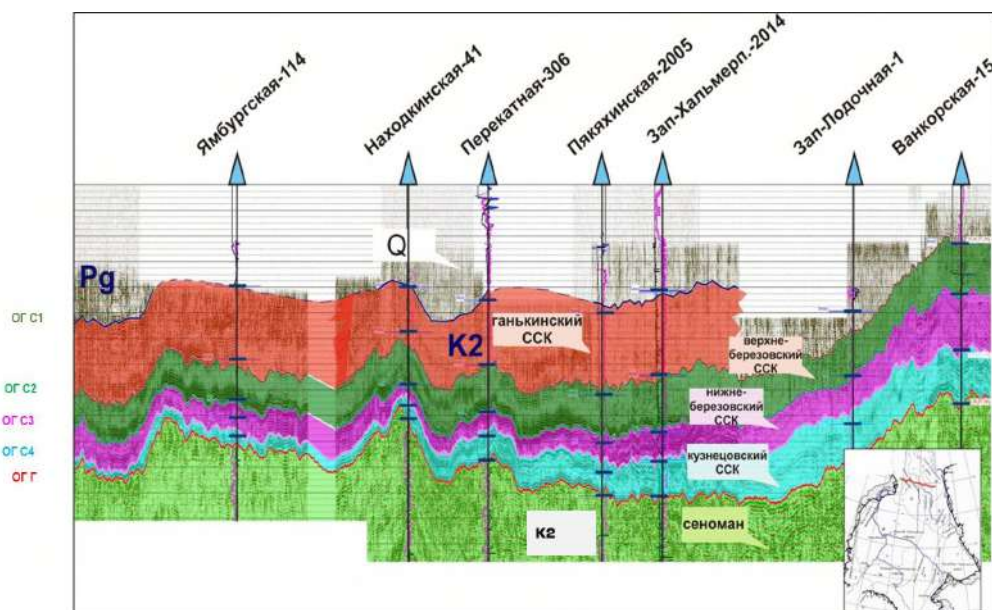


Рис. 1. Сейсмический разрез верхнемеловых отложений в северной части Западно-Сибирского бассейна

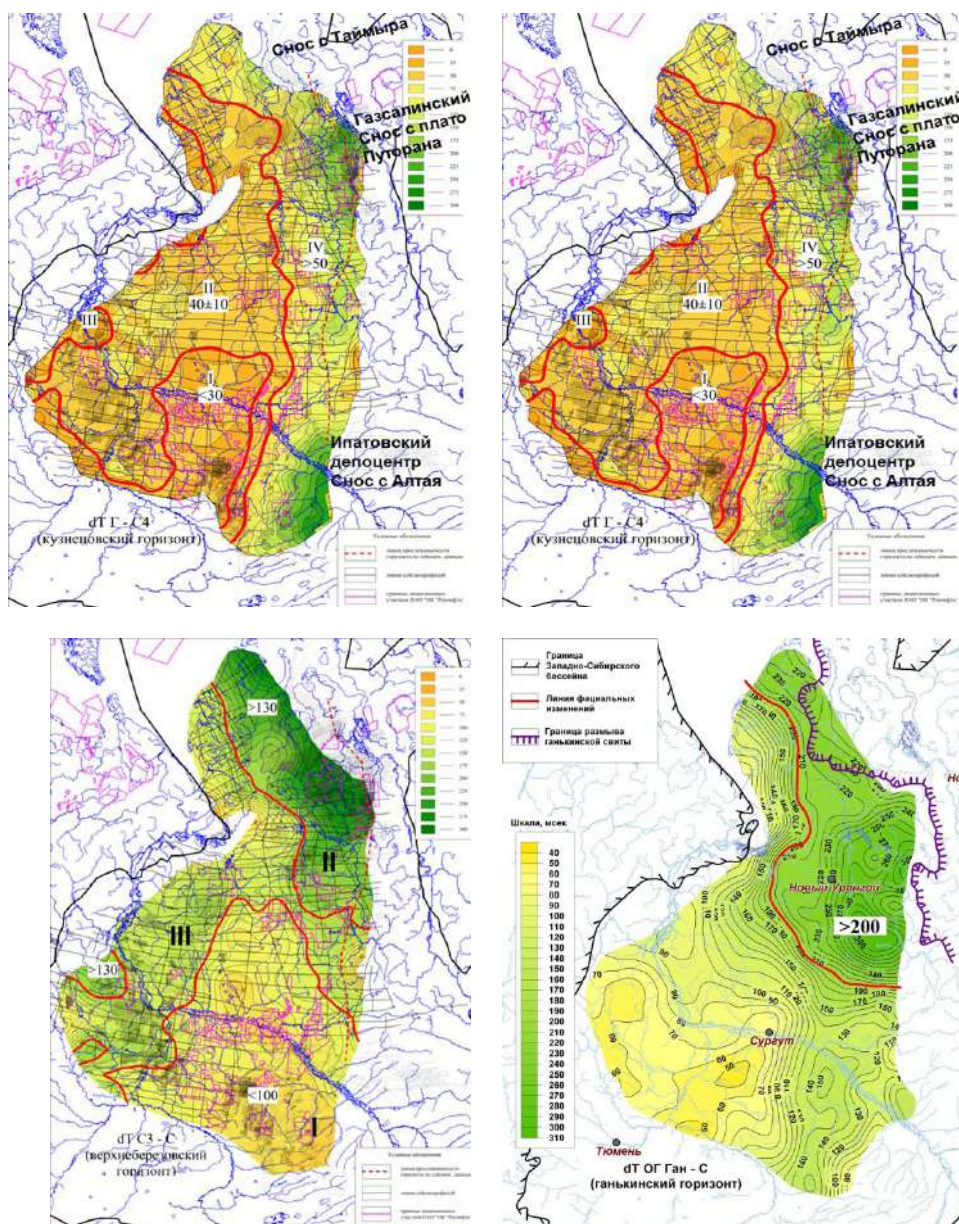


Рис.2. Карты временных толщин кузнецовского горизонта (а, ОГ Г-С4), нижнеберезовского горизонта (б, ОГ С4-С3), верхнеберезовского горизонта (в, ОГ С3-С1), ганькинского горизонта (г, ОГ С1-С)

Сейсмокомплекс ОГ С1-С (маастрихт) приурочен к ганькинскому горизонту. В центральной части он представлен известковистыми глинами ганькинской свиты.

Тектонические предпосылки нефтегазоносности отложений Западной Сибири были изложены в самых первых системных трудах по оценке нефтегазоносности Западной Сибири.

Обобщая, можно выделить две группы факторов влияния тектоники:

1. Формирование структурных ловушек, изменения структурного плана и выделение газа из газонасыщенных пластовых вод вследствие падения пластового давления, формирование тектонических нарушений и трещиноватости, влияющих на вертикальную про-

димность и миграцию УВ, а также образование трещинного пустотного пространства.

2. Влияние тектоники на обстановки (процессы) седиментации и на процессы постседиментационного преобразования пород

Все эти аспекты, безусловно, сыграли значительную роль при формировании как сеноманских так и надсеноманских газовых залежей Западной Сибири. При этом первые три фактора являются общими для верхнемеловых отложений и досконально изучены при исследовании сеноманского газоносного комплекса.

Рассмотрим влияние тектоники на процессы седиментации надсеноманских отложений на картах временных толщин комплексов (рис. 2).

На карте временных толщин dT ОГ Г-С4 (рис. 2 а) кузнецовского комплекса в центральной части региона (зоны I, II, III) разрез сложен глубоководными глинами кузнецовской свиты. Восточная часть Западной Сибири (зона IV) в интервале кузнецовского ССК характеризуется мощным наращиванием толщин (до 300 мсек), которые связаны с появлением в средней части песчано-алевритовых отложений газсалинской пачки, формирование которой обусловлено некомпенсированным осадконакоплением со стороны восточных источников сноса, обусловленных погружением территории по отношению к Сибирской платформе. Выделяется три основных депоцентра – ипатовский (юго-восточный источник с Алтая и Саян), газсалинский (северо-восточный источник плато Путорана) и таймырский (северный источник с Таймыра).

На карте временных толщин нижнеберезовского комплекса dT ОГ С4-С3 четко выделяются четыре зоны с разными значениями (рис. 2 б). Увеличение мощностей отложений в зоне II объясняется тем, что в сантон – кампане основной объем терригенного материала на территорию Западно-Сибирской плиты поступал с северо-востока (Таймыр, плато Путорана). Для западного локального участка (зона III) привнос осадков предполагается со стороны Щучинского выступа. В зоне минимальных толщин I осадки были преимущественно биохомогенными, практически без примеси терригенных осадков. В зоне средних значений толщины IV осадки имеют смешанный генезис.

Карта временных толщин dT С3-С1 отражает региональные изменения условий седиментации в кампанское время (рис. 2 в). Увеличение толщин в краевых зонах (> 130 мсек), главным образом на северо-востоке и севере (зона II), и в меньшей мере – на западе, свидетельствует о локальных регрессиях. Источниками сноса терригенного материала для зоны увеличенных

толщин II являлись, по-видимому, Таймыр и плато Путорана. Для небольших участков на западе источники сноса находились в средней части палео-Урала. Пониженные временные толщины (<100 мсек) занимают огромную территорию: от верховьев р. Пур на севере, до южных и юго-восточных границ Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСП).

Ганькинский горизонт (маастрихт) в центральной части представлен ганькинской свитой. Известковистые глины свиты по данным ГИС легко выделяются повышенными сопротивлениями от вмещающих пород верхнеберезовской и тибейсалинской (талицкой свит). В северо-восточном направлении происходит рост мощности отложений и замещение глин алевритами (рис. 2 г). Источник сноса – плато Путорана и Таймыр. Таким образом, мы видим вверх по разрезу закономерное смещение во времени источников сноса с юга на север, связанное с относительным прогибанием восточных районов Западной Сибири по сравнению с Восточной Сибирью.

Еще один аспект влияния тектонических процессов на коллекторские свойства пород связан со значительным изменением глубины погружения надсенноманских отложений в неотектонический этап развития территории. Север Западной Сибири испытал значительный подъем с последующим размывом накопленных осадков (рис. 3). Карта построена на основе анализа Западно-Сибирского фрагмента Геологической карты России 2016 г. и её более ранних редакций.

Для каждого участка территории оценивалась стратиграфическая полнота верхней части разреза и суммарная мощность кайнозойских и меловых отложений, отсутствующих под дочетвертичной эрозионной поверхностью, но присутствующих в стратиграфически полных разрезах. При этом учитывалось пропорциональное изменение (как правило, сокращение) мощно-

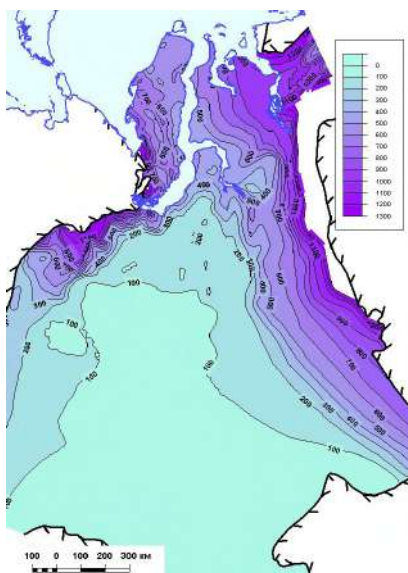


Рис. 3. Карта мощности кайнозойской эрозии Западной Сибири (Сидоров Д.А.)

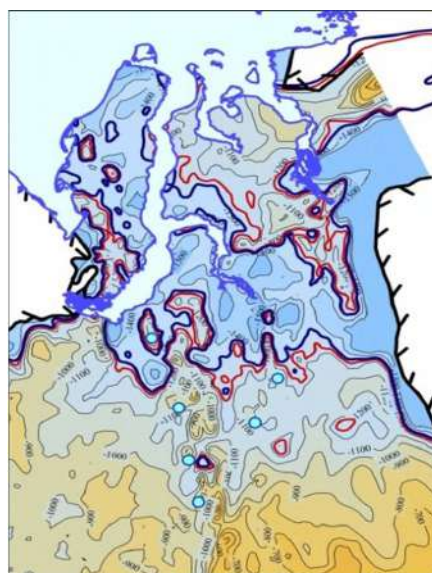


Рис. 4. Выделение зоны кристаллизации опала по карте палеоглубин (голубая зона) по изолинии –1350 м.

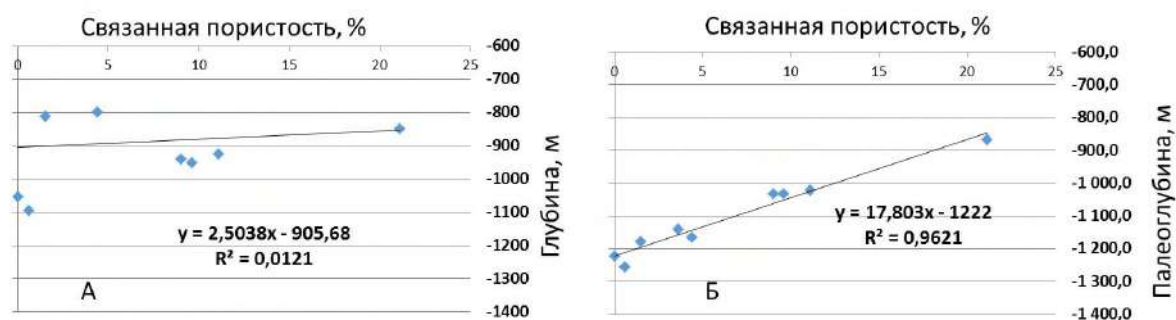


Рис. 5. Зависимость связанной пористости пород нижнеберезовской подсвиты Западной Сибири от глубины (А) и палеоглубины (Б) залегания

стей стратиграфических подразделений к бортам мегабассейна, тренд которого определялся на участках полного разреза стратона. Например, предполагается, что в точке карты, соответствующей границе ганькинской и талицкой свит должны быть эродированы все свиты палеогена и миоцена, мощность которых в различных периферийных участках бассейна составляет около 600 (+/- 100) метров. Соответственно, граница мел/палеоген на геологической карте приблизительно соответствует изолинии 600м на карте эрозии. Используя эту карту, были построены карты палеоглубин для надсеноманских отложений, которые помогли при построении зависимости пористости от глубины погружения опок березовской свиты.

Вторым следствием применения этой карты стало картирование районов кристаллизации аморфного кремнезема (рис. 4).

Зависимость пористости от глубины (рис. 5) на левом рисунке не наблюдается, а для палеоглубин (график справа) коэффициент корреляции превосходит значение 0,95.

По литературным данным (Булгаков, 2010), существует горизонтальная граница, которая отражает

фазовый переход аморфного опала в кристаллическое состояние. По материалам мощной толщи кремнистых отложений о. Сахалин глубина этого фазового перехода связана примерно с изогипсой 1350 м. При этом происходит дегидратация смектитов. Смектиты отдают воду и переходят в гидрослюда, что сопровождается резким падением матричной пористости и, соответственно, значительным ухудшением коллекторских свойств породы. На построенной карте палеоглубин (рис. 4) для Западной Сибири выделена предполагаемая зона кристаллизации опок, связанная с ухудшением коллекторских свойств.

Литература

1. Агалаков С.Е., Новоселова М.Ю. Газоносность надсеноманских отложений Западной Сибири // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2019. № 4. С. 10–23.
2. Булгаков Р.Ф., Жаров А.Э., Кораблинов В.Е. и др. Критерии идентификации кремнистых толщ и песчаных коллекторов в осадочных разрезах Охотоморского шельфа по скважинным и сейсмическим данным // SPE, 136311. 2010.

УДК 551.2.03

КАБАНИЙ ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ: ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Р.А. Бадмацыренова, Д.А. Оросев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@ginst.ru

В статье показаны особенности геологического строения, вещественного состава и условий образования Кабаньего перидотит-пироксенит-габбрового массива.

Ключевые слова: перидотит, пироксенит, габбро, магматизм, геодинамика, металлогения

The article shows the features of the geological structure, material composition and conditions of formation of the Kabany peridotite-pyroxenite-gabbroic massif.

Keywords: peridotite, pyroxenite, gabbro, magmatism, geodynamic, metallogeny

Метешихинская островодужная система представлена неопротерозойскими метабазами итанцинской свиты и рядом ультрабазит-базитовых массивов, которые располагаются в основном среди обширных полей палеозойских гранитоидов вдоль восточного побережья озера Байкал от устья р. Селенги до р. Урбикан на протяжении свыше 350 км. С магматизмом Метешихинской островодужной системы связано формирование Ольхон-Урбикан-Намаминского задугового ареала плюмового магматизма (Гордиенко, 2019). Согласно данным В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатова и др. эта структура фиксируется верхнерифейскими турбидитами Баргузинского террейна, надсубдукционными базальтами верхнерифейской итанцинской свиты, а также отдельными магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава, расположенными в виде останцов среди гранитных пород вдоль восточного побережья озера Байкал. Одним из них является Кабаний ультрамафит-мафитовый массив.

Перидотит-пироксенит-габбровый массив Кабаний прослеживается в субмеридиальном направлении на водоразделе среднего течения рек Кабанья и Урбикан на протяжении около 30 км. Массив залегает в осадочно-вулканогенной толще пород (амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов), прорваны гранитоидами ангаро-витимского комплекса. Восточная часть массива сложена дифференцированной серией пород от плагиовестеритов до габброноритов. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения с лейкократовыми обособлениями. Западная часть отделена от восточной разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами. Северо-западная эндоконтактовая часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены габбро, ближе к центру располагаются пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимопереходы (Цыдыпов и др., 2006). Габбро и пироксениты в массиве сильно амфиболитизированы. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, иногда прожилковая. Также широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и эпигенетическими обособлениями пирита. Возраст массива (роговая обманка, габбро, Ag-Ag метод) 750 ± 6 млн. лет.

Состав главных породообразующих минералов изменяется в небольших пределах. Железистость оливины варьирует от 17,5–21,2% в дунитах и перидотитах до 25,2–28,7% в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариацией железистости от 13,3% в клинопироксен-содержащих дунитах до 26% в габбро. Ортопироксен имеет железистость от 19,5% в ультраосновных породах до 29% в габброноритах. Состав плагиоклазов изменяется от 88–92% An в плагиоклазосодержащих пе-

ридититах до 87% An в оливиновых габбро и 77% An в габброноритах. Первично-магматический амфибол по составу соответствует паргасит-эдениту и только в габбро появляется магнезиальная роговая обманка. Амфиболы характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 и Na_2O . По содержанию кремнезема и щелочей породы всех массивов относятся к основным породам нормального ряда и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , преобладанием Na_2O над K_2O . В признаковом пространстве отчетливо проявляется дискретность между ультрамафитовой и мафитовой групп. Преобладающая мафитовая группа пород характеризуется низкощелочным, умеренно меланократовым, умеренно магнезиевым, весьма высоконатриевым, весьма низкотитанистым и крайне низкофосфористым уклонами. Для всех пород рассматриваемых интрузивов характерно низкое содержание РЗЭ, не превышающее 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами $((La/Yb)_n = 1,5-3,6)$ и с четко выраженной положительной европиевой аномалией. Наиболее низкие концентрации РЗЭ отмечаются в перидотитах, с уровнем содержаний близким к хондриту C1. Распределение элементов на спайдер-диаграммах характеризуется типичным для островодужных базальтоидов рисунком со стронциевыми максимумами и ниобиевыми минимумами (Орсоев и др., 2010).

Таким образом, полученные результаты по составу и возрасту изученного массива позволяют уточнить и дополнить данные по формированию северо-восточного сегменте Палеоазиатского океана в позднем рифее. С магматизмом данного этапа связаны рудопроявления меди и никеля.

Литература

1. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.
2. Орсоев Д.А., Малышев А.В., Мехоношин А.С., Травин А.В. Перидотит-пироксенит-габбровые комплексы Метешихинской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 109–110.
3. Цыдыпов Ж. Н., Мехоношин А.С., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б. Геохимия и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса // Мат. сов. «Геодинамическая эволюция «Металлогения древних и современных океанов-2015 литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИГ СО РАН, 2006. Т. 2. С. 206–209.

К ПРОБЛЕМЕ УСЛОВИЙ ДЕГИДРАТАЦИИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ СВОБОДНОГО ФЛЮИДА В МАНТИЙНОМ КЛИНЕ

В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева, Г.Д. Санжиев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geovladi@ginst.ru

Работа выполнена в рамках проекта АААА-А21-121011390003-9 «Рудообразующие системы разновозрастных складчатых поясов южного обрамления Сибирского кратона: геолого-генетические модели месторождений благородных, редких и цветных металлов».

Рассмотрена физико-химическая эволюция вещества океанической плиты в зоне субдукции при погружении её на глубины до 140 км. Вдоль плиты определены три области дегидратации на глубинах 25–35 км (до 4.308 мас. % свободного флюида), 40–50 км (до 2.866 мас. %) и протяжённая область от 60 до 140 км с постепенным увеличением содержания свободного флюида от ~1 до 3.383 мас. %. Причём между первой и второй областями содержание свободного флюида уменьшается до 0.991 мас. %, а между второй и третьей – до полного исчезновения на глубинах ~50–60 км. Проведены тектонофизические эксперименты, показавшие, что стрессовое давление во фронтальной и тыловой частях слэба на данных глубинах может превышать литостатическое в 3–4 раза, что достаточно для генезиса высокобарических «алфавитных» фаз в серпентин-10Å-фаза-форстеритовой цепочке уже на этих глубинах, а значит, и дальнейшей дегидратации слэба вплоть до полного фазового «осушения». Для всех точек мантийного клина, лежащих выше погружающейся плиты, определены равновесные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой, образованные при подъёме мантийно-коровых мигрантов, переносящих высвобожденный флюид от плиты вверх.

Ключевые слова: зона субдукции, дегидратация серпентинов, свободный флюид, физико-химическое моделирование, тектонофизическое моделирование

The physicochemical evolution of the substance of the oceanic plate in the subduction zone when it is submerged to depths of up to 140 km is considered. Three areas of dehydration were identified along the plate at depths of 25–35 km (up to 4.308 wt% free fluid), 40–50 km (up to 2.866 wt.%), and an extended region from 60 to 140 km with a gradual increase in the free fluid content from ~ 1 up to 3.383 wt. %. Moreover, between the first and second areas, the content of free fluid decreases to 0.991 wt. %, and between the second and third – until complete disappearance at depths of ~ 50–60 km. Tectono-physical experiments have shown that the stress pressure in the frontal and rear parts of the slab at these depths can exceed the lithostatic pressure by 3–4 times, which is sufficient for the genesis of high-pressure “alphabetical” phases in the serpentine-10Å-phase-forsterite chain already at these depths, and hence, further dehydration of the slab up to complete phase “drainage”. For all points of the mantle wedge, lying above the subsiding plate, equilibrium mineral parageneses with an aqueous solution and a gas phase, formed during the ascent of mantle-crustal migrants, carrying the released fluid upward from the plate, were determined.

Keywords: subduction zone, serpentine dehydration, released fluid, physicochemical modeling, tectono-physical modeling

Известна теория генерации магм в мантийном клине под воздействием воды и других летучих, отделяющихся от погружающейся океанической коры (McBirney, 1969; Green, 1980; Пополитов и др., 1981; Tatsumi, 1989). Одной из общепринятых реализаций концепций этой теории является модель островодужного магмообразования (Авдейко и др., 2001). К процессам дегидратации и магмообразования хорошо применима температурная модель (Honda, Uyeda, 1983), согласно которой геотермы подошвы и кровли океанической коры в океанической плите нигде не пересекаются с линией «мокрого» солидуса базальта и эклогита. Плавление верхней части океанической коры может начаться лишь при увеличении её температуры на 80–100 °С. Плавление же перидотита мантийного клина возможно в довольно широкой области, как при избытке H₂O, так и при разных её соотношениях с CO₂, который ещё больше, чем вода, понижает

температуру солидуса (Dasgupta, Hirschmann, 2010). Основным источником воды на глубинах магмообразования являются субдуцируемые водо- и гидроксилсодержащие минералы, так как поровая влага сбрасывается уже на аккреционных глубинах.

Исключительно важной является проблема транспорта флюида от дегидратирующей плиты в мантийный клин и далее к поверхности (возможно, с генерированной магмой). Ранее проводниками мантийных флюидов считались глубинные (листрические) разломы, плюмы, либо диффузионный процесс. В настоящее время общепризнанно пластичное состояние пород нижних частей земной коры и мантии, поэтому концепция глубинных разломов (открытых высокопроницаемых трещинных систем), уходящих в мантию, является несостоятельной (Иванов, 2002; Жатнуев, 2005); связь плюмов с зонами субдукции и островодужным вулка-

низмом неочевидна, а скорости диффузионного процесса даже наименьших в природе атомов крайне незначительны (Отани, Чжао, 2009). Нами была разработана теория мантийно-коровых мигрантов – полостей пониженной плотности – поднимающихся посредством гидроразрыва в твёрдой пластичной среде (Жатнуев, 2005; Васильев и др., 2019). Согласно теории, в условиях пластических деформаций в голове замкнутых полостей, заполненных менее плотным относительно вмещающей среды веществом, создаётся избыточное давление (ИД), превышающее литостатическое. При величине больше прочности пород, ИД приводит к развитию полости вверх путём гидроразрыва пород со смыканием стенок в нижней части:

$$\int_0^{H+L_c} gR(H+L_c)d(H+L_c) - \int_0^H gRHdH - \int_H^{H+L_c} gDL_c dL_c \geq S$$

где H – глубина «головы» полости, L_c – вертикальный размер полости, g – ускорение силы тяжести; R – плотность вмещающей среды, D – плотность флюида в полости, S – прочность вмещающей среды в точке гидроразрыва. ИД в полости прямо пропорционально плотности вмещающих пород, протяжённости полости и обратно пропорционально плотности вещества в полости (Жатнуев, 2005; Васильев, 2019). Применительно к процессу дегидратации субдущирующей плиты отметим, что на возникновение мигрантов и достижение в них ИД критических значений влияет также дилатантная трещиноватость, так как флюид или магна, находившиеся в изолированных порах, формируют единую связную систему и при релаксации напряжений обособляются в более крупные подпрочностные камеры. Накопление флюида в такой системе конденсирует напряжение, тогда как прорыв при достижении ИД прочности среды – сбрасывает его. При огромных масштабах дегидратации океанической плиты это является мощнейшим стимулятором сейсмических событий над ней.

В данной работе процессы в зоне субдукции моделировались по методике комплексного компьютерного моделирования (Васильев и др., 2009). Рассматриваемая в модели область представляет собой двумерный вертикальный разрез вкост простирания зоны субдукции на глубину от 5 до 175 км и горизонтальной протяжённостью 300 км. Разрез был разбит на 2100 подсистем размером 5×5 км, для каждой из которых рассчитывались температура, давление и химический состав. Подсистемы были объединены в условные зоны, характеризующиеся собственным химическим составом, плотностью и пористостью. Принципиальное расположение и некоторые названия зон (рис. 1) заимствованы из (Winter, 2001).

Входные химические составы принятых зон модели определялись на основании пропорционального соединения в них стандартных составов геосферных оболочек (слоёв) континентальной, субконтинентальной, океанической коры, астеносферы и морской воды по справочным литературным данным (Войткевич и др., 1990; Справочное руководство..., 1979). Исходное содержание поровой воды в океанической коре принято равным 2.96 мас. %.

Для таких длительно живущих геологических объектов, как зоны субдукции, распределение температур, давлений и концентраций компонентов можно считать стационарным. Температуры в модельной плоскости (рис. 1) рассчитывались на программном комплексе Vladi DiStat (Свидетельство..., 2018). Литостатическое давление рассчитывалось интегрированием плотностей вышележащих подсистем по данным (Справочник физических..., 1969).

Для физико-химического моделирования на ПК «Селектор» (Чудненко, 2010) был выбран участок модели 23×27 подсистем на глубинах от 10 до 140 км (рис. 1). Набор независимых компонентов помимо электрона включал 13 элементов: кремний, алюминий, железо, магний, кальций, натрий, калий, водород, кислород, сера, углерод, хлор и фтор. Потенциально возможные зависимые компоненты системы были отобраны из баз данных b_Berman, s_Sprons98, s_Yokokawa, a_Shock и g_Reid. Перед использованием все термодинамические данные были согласованы. Равновесия рассчитывались минимизацией изобарно-изотермического потенциала методом внутренних точек. Температура, давление, набор и концентрация независимых компонентов для каждого варианта соответствовали геометрическому месту подсистем модели.

Главным результатом моделирования статического распределения вещества на физико-химическом этапе явилось расчётное распределение свободного флюида в субдущирующей плите (рис. 2).

Вдоль плиты определились три области дегидратации на глубинах 25–35 км (до 4.308 мас. % свободного

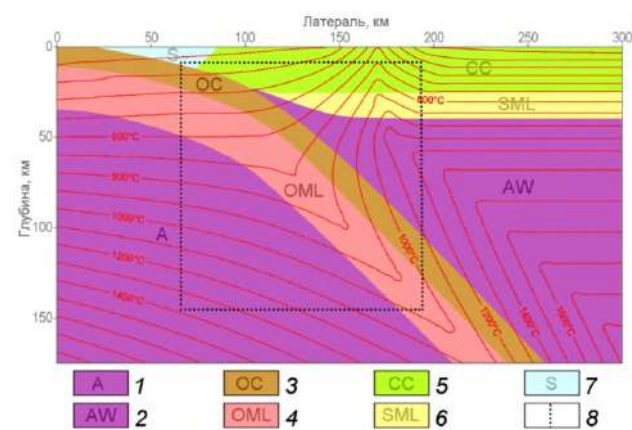


Рис. 1. Схема моделируемого разреза. 1–7 – модельные зоны: 1 – астеносфера (Asthenosphere); 2 – астеносферный клин (Asthenosphere Wedge); 3 – океаническая кора с донными осадками (Oceanic Crust); 4 – субокеаническая литосфера (Oceanic Mantle Lithosphere); 5 – континентальная кора (Continental Crust); 6 – субконтинентальная литосфера (Subcontinental Mantle Lithosphere); 7 – аккреционная призма (Sediments). 8 – граница области расчёта парагенезисов на физико-химическом этапе. Сплошными красными линиями показаны расчётные изотермы.

флюида), 40–50 км (до 2.866 мас.%) и протяжённая область от 60 до 140 км с постепенным увеличением содержания свободного флюида от ~1 до 3.383 мас.%. Причём между первой и второй областями содержание свободного флюида уменьшается до 0.991 мас.%, а между второй и третьей – до полного исчезновения на глубинах ~50–60 км.

Далее проводилось моделирование физико-химического взаимодействия подсистем между собой при подъёме флюида от дегидратирующей плиты к поверхности. Предложенный механизм подъёма мантийно-коровых мигрантов посредством гидроразрыва в пластичной среде (см. выше) подразумевает достаточно высокие скорости движения флюида – до $n \times 10$ см/с и выше (Васильев и др., 2019), при которых, очевидно, взаимодействие с вмещающей породой будет минимальным, а термодинамическое равновесие наступит лишь при остановке мигранта на некотором прочностном барьере. С другой стороны, постоянная подпитка системы мигрантами в процессе вовлечения в области дегидратации все новых и новых «порций» плитного вещества способствует постепенному достижению равновесия на всём тренде эволюции мигрантов. Исходя из этих соображений, было рассчитано суммарное количество свободного флюида в каждой вертикальной колонке подсистем зоны океанической коры и попадание этого суммарного количества в каждую подсистему непосредственно над колонкой – от плиты до поверхности с достижением равновесия при попадании.

Основным результатом динамического моделирования явились расчётные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой всех подсистем модели, лежащих выше погружающейся плиты. Данные по собственной водонасыщенности нижней коры и верхней мантии в литературе редки и предположительны. В работе К.Д. Литасова (Литасов, 2011) приводятся экспериментальные данные по водонасыщенности мантийных минералов – 0.35–3 мас.%. По геофизическим данным значения максимальной флюидонасыщенности нижней коры для очаговых зон Алтае-Саянского региона могут достигать 1.5 мас.%, верхней мантии – 1 мас.%; для Камчатского региона – 1–2.0 мас.%. (Белявский, 2011). Тем не менее, очевидно, что при полученных в модели содержаниях свободного флюида (на линии водонасыщенного солидуса ~2–3%) вещество астеносферного клина начнёт плавиться. Возрастание содержаний свободного флюида в направлении тыловой части мантийного клина свидетельствует об увеличении доли расплава. Максимальные концентрации флюида приурочены к подсистемам нижней литосферы на некотором удалении от наиболее разогретых областей, что свидетельствует о возможности накопления здесь флюида и плавления на прочностных барьерах (рис. 2). Тем не менее, масштабное плавление при таком количестве высвобожденного флюида в модели, по-видимому, возможно лишь при полном насыщении клина флюидом.

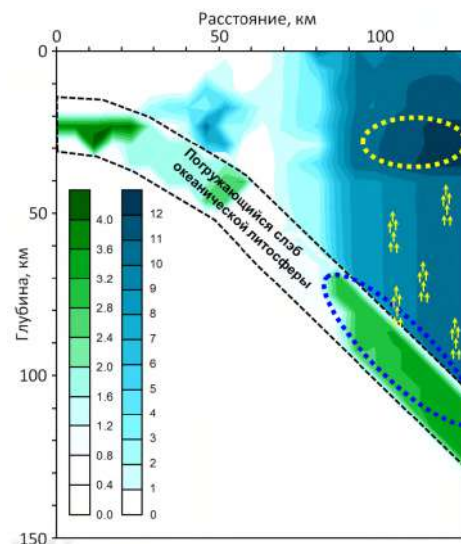


Рис. 2. Расчётное распределение свободного флюида при дегидратации слэба (левая зелёная шкала в пределах слэба) и при насыщении им мантийного клина и континентальной литосферы при подъёме флюидных мигрантов (правая синяя шкала для остальной части). Концентрации в массовых процентах. Остальные пояснения в тексте.

Состав освобождающегося при дегидратации океанической коры флюида значительно изменяется вдоль погружающейся плиты. Кремний выносится в водном растворе преимущественно в виде HSiO_3 – с глубин 20 – 30 км в начале погружения плиты в количествах до 3.79×10^{-4} моль из килограмма вещества океанической коры. Алюминий имеет две области повышенных концентраций: на глубинах 20 – 30 км и 35 – 50 км; преобладающая форма – AlO_2^- (до 1.00×10^{-5} моль/кг и 1.25×10^{-5} моль/кг соответственно). Железо имеет максимальные содержания в водном растворе с глубин 65 – 90 км (до 1.46×10^{-3} моль/кг преимущественно в виде FeCl_2^0 и Fe^{2+}). Магний характерен для глубин 20 – 30 км (до 6.67×10^{-7} моль/кг) – в основном, в виде Mg^{2+} . Кальций в распределении похож на алюминий – также имеет два экстремума на глубинах 20 – 30 км и 35 – 50 км, но его концентрации гораздо больше – до 0.152 моль/кг и 0.103 моль/кг соответственно; преобладающие формы переноса – Ca^{2+} и CaCl^+ . Натрий выносится преимущественно в виде Na^+ и NaCl^0 на глубинах 30 – 40 км и 50 – 90 км (до 1.54×10^{-2} моль/кг и 7.72×10^{-3} моль/кг соответственно). Калий присутствует в растворе на глубинах 25 – 40 км, главным образом, в виде K^+ (до 1.38×10^{-6} моль/кг). Сера в водном растворе преобладает в форме SO_4^{2-} , а в газовой фазе – в виде H_2S , причём в растворе она выносится с глубин 25 – 30 км (до 6.01×10^{-3} моль/кг), а в газовой фазе – с глубин 40 – 45 км (до 1.22×10^{-3} моль/кг) и, в меньшей мере, с широкого интервала 55 – 105 км (до 4.51×10^{-4} моль/кг). Поведение углерода практически повторяет кальций: выносится преимущественно на глубинах 20 – 30 км и 35 – 50 км (до 0.129 моль/кг и 0.096 моль/кг соответственно), в основном, в форме CO_3^{2-} в водном растворе

и в виде CO_2 и CO – в газовой фазе. Хлор выносится практически на всем протяжении плиты, исключая глубины ~ 50 и $90 - 105$ км: в водном растворе – на малых глубинах преимущественно в форме Cl^- , а также вместе с кальцием, натрием и железом (до 1.80×10^{-2} моль/кг), а в газовой фазе – глубже 50 км преимущественно в виде HCl (до 1.02×10^{-2} моль/кг). Фтор на малых глубинах (20 – 30 км) выносится, главным образом, в водном растворе (преобладает F^- , а также соединения с кальцием и натрием) – до 7.33×10^{-3} моль/кг; а на средних глубинах (40 – 45 и 55 – 60 км) – преимущественно в газовой фазе (до 2.55×10^{-3} моль/кг и 6.01×10^{-4} моль/кг соответственно).

Интересным результатом является то, что в условиях модели в расчётных равновесиях океанической коры значительная масса воды не освобождается, а остаётся в слэбе в виде $10\text{\AA}$ -фазы $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Экспериментальные исследования (Schmidt, Poli, 1998) показали, что $10\text{\AA}$ -фаза может существовать в промежутке 50–75 кбар и 450–650 °С. Чем же в таком случае объясняется значительное плавление в мантийном клине? По нашему мнению, есть два вероятных ответа. Во-первых, это участие в составе флюида осадочного CO_2 океанических осадков, значительное влияние которого на понижение температуры солидуса достаточно хорошо описано, например, в (Presnall, Gudfinsson, 2005), но в нашем случае недоступно для количественной оценки. Во-вторых, давления в слэбе могут значительно увеличиваться за счёт геодинамического стресса, возникающего при «вдавливании» океанической плиты в мантию. Считается, что девиаторные напряжения в зонах субдукции составляют не более 5–7 МПа, а тектоническое давление всего на 1–5% больше литостатического, тогда как в коре внутриконтинентальных орогенов оно достигает 150% от литостатического (Ребецкий, Алексеев, 2014). Признавая несомненный авторитет как данной точки зрения, так и фундаментальных исследований лаборатории Ю.Л. Ребецкого, выразим всё же мнение, что стрессовые давления должны быть гораздо большими – по крайней мере, такими, чтобы, во-первых, преодолеть прочность астеносферы и верхней мантии, которая может дости-

гать пограничных 500–800 МПа (Иванов, 2002; Corti et al., 2003), во-вторых, преодолеть выталкивающую силу мантии, в-третьих, обеспечить само подгибание многокилометровой по мощности океанической плиты под континент и его литосферу (Dewey, Burke, 1988; Добрецов и др., 2001), и, в-четвёртых, компенсировать силу трения за счёт субдукционного сцепления погружающейся литосферной плиты и силу «всасывания» («sucking in») надвигаемой (верхней) плиты на контакте с субдуцируемой (нижней) плитой (Гатинский и др., 2000).

С целью оценки (хотя бы в первом приближении) распределения и величин стрессовых давлений в зонах субдукции нами была проведена серия тектонофизических экспериментов в оптически активной твёрдой упруго-пластичной среде. Эксперименты заключались в погружении в желатиновый студень с вязкостью η_2 желатиновой призмы с вязкостью η_1 ($\eta_2 \ll \eta_1$) под некоторым углом ϕ , фотографировании в поляризованном свете получаемых напряжений в желатине и анализе изображений с помощью программы Vladi NumGraph 1.0 (Свидетельство..., 2019). Сначала фиксировались напряжения в спокойном состоянии призмы на поверхности нижележащего студня, затем – напряжения под действием помещаемого на верхнюю грань призмы груза, равномерно увеличивающегося до момента начала погружения призмы. Соблюдение условий подобия достигалось использованием пар желатиновых студней (модельных плиты и мантии) с разными отношениями плотности, прочности и вязкости, которые достигались в каждом случае смесью различных частей желатина марки П-11, сахара, воды и глицерина. Угол наклона направляющей подбирался минимальным, но обеспечивающим как можно более свободное скольжение модельной призмы по направляющей плоскости с глицериновой смазкой, и составил 48° , что соответствует, например, наклону тихоокеанского слэба под п-овом Камчатка и Курильской дугой (Жао и др., 2010).

Интерпретация результатов двух вариантов тектонофизического моделирования показана на рис. 3 в виде пар изображений нижних частей модельных призм

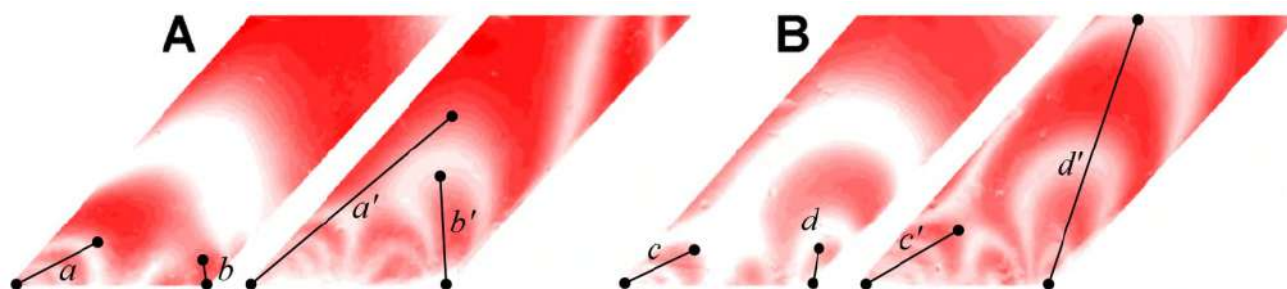


Рис. 3. Цифровой анализ нижних частей модельных призм до и после критической нагрузки. А – модельная призма с плотностью 0.998 г/см^3 и вязкостью 6.18×10^3 Пуаз. В – модельная призма с плотностью 0.890 г/см^3 и вязкостью 11.38×10^3 Пуаз. Чёрные отрезки показывают одни и те же векторы напряжений в модельной призме в спокойном состоянии и при погружении под действием груза, т.е. $a \rightarrow a'$, $b \rightarrow b'$, $c \rightarrow c'$ и $d \rightarrow d'$. Направления векторов сохраняются практически неизменными, что свидетельствует о равномерном распределении нагрузки в процессе эксперимента

в спокойном состоянии и после начала погружения под критической нагрузкой.

Анализ результатов экспериментов показал, что наибольшие векторы стрессового давления в зоне субдукции локализуются во фронтальной и тыловой частях слэба и на глубинах в 3.5–4.0 общей мощности слэба могут превышать по своим значениям литостатическое давление в 3.2–3.5 раз. Повышенные тектонические (стрессовые) давления, таким образом, достаточны для генезиса экспериментально полученных (Terasaki et al., 2016) последовательных высокобарических «алфавитных» фаз в серпентин-10Å-фаза-форстеритовой цепочке при погружении слэба, а значит, и дальнейшей его дегидратации вплоть до полного фазового «осушения» (Васильев и др., 2017).

Вернувшись к компьютерному физико-химическому этапу моделирования, мы провели термодинамический расчёт такой цепочки последовательных «алфавитных» фаз; он показал хорошее соответствие их составов с экспериментальными (Terasaki et al., 2016) после стехиометрического согласования.

В результате установлено, что дальнейшее отделение свободного флюида от океанического слэба возможно, начиная с глубин 120–125 км. Расчёт баланса объёмов при фазовых переходах в модельной цепочке от серпентина через алфавитные фазы до сухого форстерита показал, что все моделируемые реакции проходят с уменьшением объёма твёрдых фаз. Если априори принять физическую несжимаемость подвижной H₂O выше плотности ~1 г/см³, а кислорода O₂ – выше ~1.14 г/см³ (справочные данные), то при фазовых переходах D→H, H→A, A→E, C→B и B→Форстерит произойдёт увеличение объёма за счёт появления свободного флюида, несжимаемого выше указанной плотности. Затем, при удалении флюида посредством гидроразрыва согласно теории мигрантов (Жатнуев, 2005; Васильев, 2019) происходит резкое уменьшение объёма («схлопывание»), что может явиться причиной сейсмических событий на соответствующих глубинах. В переходах Антигорит→D и E→C такое «схлопывание» происходит без предварительного расширения, но в относительно большем масштабе (табл. 1).

Таблица 1. Баланс объёмов в процессе последовательной ступенчатой дегидратации серпентина Mg₃Si₂H₄O₉ в погружающейся океанической плите. В столбцах 2, 3, 4 даны объёмы при исходной массе серпентина 1 кг.

Реакция*	Объём реагентов, см ³	Объём твёрдых продуктов, см ³	Объём несжимаемого флюида, см ³	ΔV при реакции, %	ΔV при удалении флюида, %	Плотность флюида, г/см ³
1	2	3	4	5	6	7
Srp→D+Per+H ₂ O↑	363.636	271.727	91.909	0	–25.275	0.421
D→H+Sti+H ₂ O↑	180.643	170.012	17.228	+3.652	–9.201	1.000
H→A+Sti+H ₂ O↑	140.536	131.360	42.318	+23.583	–24.366	1.000
A→E+Fo+Per+H ₂ O↑	90.696	77.101	19.077	+6.045	–19.835	1.000
E→C+Sti+O ₂ +(H ₂ O)↑	38.693	28.447	10.246	0	–26.480	0.765
C+Sti+O ₂ →B+Fo+H ₂ O↑	29.557	26.477	3.656	+1.950	–12.134	1.000
B→Fo+Per+H ₂ O↑	14.852	14.422	1.219	+5.313	–7.792	1.000

*Примечания: Srp – серпентин; Fo – форстерит; Per – периклаз; Sti – стишовит; A, B, C, D, E, H – соответствующие «алфавитные фазы».

Таким образом, сейсмические события, во множестве регистрируемые непосредственно вдоль погружающейся океанической плиты могут быть следствием масштабных фазовых переходов в нашей «цепочке». Сейсмические же события, регистрируемые в мантийном клине (Yu et al., 2018), могут вызываться движением мантийно-коровых мигрантов с периодическими «накоплениями» под любыми прочностными барьерами и прорывами в результате роста избыточного давления флюида. Хорошая повторяемость их в вытянутой вертикально и локализованной латерально области (сейсмические «гвозди» по (Вадковский, 2012)) объ-

ясняется стационарностью субдукции (постоянством геометрического места фазовых переходов нашей «цепочки» вдоль слэба).

Литература

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9–34.
2. Белявский В.В. Флюидонасыщенность очаговых

- зон Алтае-Саянского и Камчатского регионов // Transactions of UkrNDMI NAN Ukraine. № 9 (part II). 2011. С. 120–135.
3. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // Вестник ОНЗ РАН, 2012. Т. 4. NZ1001.
 4. Васильев В.И., Васильева Е.В., Жатнуев Н.С., Санжиев Г.Д. Параметры образования и эволюции мантийно-корового мигранта // Геоинформатика, 2019. № 2. С. 34–42.
 5. Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. К проблеме глубинной дегитратации субдуцирующей плиты // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы V международной конференции. Гремячинск, 2017. С. 69–72.
 6. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика. 2009. № 3. С. 15–30.
 7. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. – М.: Недра, 1990. 480 с.
 8. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГТГН РАН: Электр. журнал. 2000. Т. 1. № 2–1 (12).
 9. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.
 10. Жао Д., Пирайно Ф. Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
 11. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005. Т. 404. № 3. С. 380–384.
 12. Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. 152 с.
 13. Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии летучих компонентов // Автореф. докт. дисс. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2011. 34 с.
 14. Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 12. С. 1385–1392.
 15. Пополитов Э.И., Воынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
 16. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика, 2014. N. 5(1). pp. 257–290.
 17. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2018664295. Российская Федерация. Vladi DiStat – программа для расчёта двумерных распределений физических полей и вязкости земной коры / В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева; правообладатель ФГБУН ГИН СО РАН (RU).– № 2018662448; заявл. 06.11.2018; зарегистр. 14.11.2018; опубл. 14.11.2018. – Официальный бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем», № 11. 1 с.
 18. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2020666450. Российская федерация. Vladi NumGraph – программа для цифровой интерпретации фоторезультатов тектонофизических экспериментов по исследованию напряжений в оптически активных средах / Васильев В.И.; правообладатель ФГБУН ГИН СО РАН (RU).– № 2020665569; заявл. 30.11.2020; зарегистр. 09.12.2020; опубл. 09.12.2020. – Официальный бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем», № 12. 1 с.
 19. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир. 1969. 544 с.
 20. Справочное руководство гидрогеолога. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 512 с.
 21. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.
 22. Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth Science Reviews, 2003. V. 63. pp. 169–247.
 23. Dasgupta R., Hirschmann M. M. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // Earth and Planetary Science Letters, 2010. V. 298. N. 1–2. pp. 1–13.
 24. Dewey J.F., Burke K. Extensional collapse of orogens // Tectonics, 1988. V. 7. pp. 1123–1139.
 25. Gerya T.V. Introduction to numerical geodynamic modeling. Cambridge: University Press, 2009. 358 p.
 26. Green T.H. Island arc and continental-building magmatism – a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophysics, 1980. V. 63. N. 4. pp. 367–385.
 27. Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones – a review and preliminary approach on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: physics and tectonics. Proceedings of IAVCEI Symposium, August-September. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1983. pp. 117–140.
 28. McBirney A.R. Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts // Earth's crust and upper mantle. Geophysical Monograph Series, 1969. N. 13. pp. 501–506.
 29. Presnall D.C., Gudfinnsson G. H. Carbonate-rich

- melts in the oceanic low-velocity zone and deep mantle // *Plates, plumes, and paradigms: Geological Society of America Special Paper*, 2005. N. 388. pp. 207–216.
30. Schmidt M.W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth & Planetary Science Lett.*, 1998. N. 163. pp. 361.
31. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones // *Journal of Geophysical Research*, 1989. V. 94. N. 4. pp. 4697–4707.
32. Terasaki H., Fischer R.A. *Deep Earth: Physics and chemistry of the lower mantle and core*. New Jersey: AGU & Wiley, 2016. 312 p.
33. Winter J.D. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*: Upper Saddle River. New Jersey: Prentice-Hall, 2001. 697 p.
34. Yu Z., Zhao D., Niu X., Li J. Spatiotemporal distribution of low-frequency earthquakes in Southwest Japan: Evidence for fluid migration and magmatic activity // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018. N. 151. pp. 148–172.

УДК 551.24: 552.16

ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЛИЗИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

В.А. Верниковский^{1,2}, А.Е. Верниковская^{1,2}, В.Ф. Проскурнин³, О.П. Полянский⁴,
А.В. Бабичев⁴, Н.Ю. Матушкин^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия *VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru*

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

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, *Vasily_Proskurnin@vsegei.ru*

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

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00091.

Рассматриваются позднепалеозойские-раннемезозойские граниты Таймыра, образованные при коллизии Карского микроконтинента и Сибирского континента. Выделены синколлизийные и постколлизийные граниты с возрастом соответственно 315–282 и 264–248 млн лет. Для синколлизийных разработана 2D тектонотермальная модель. Показано, что возраст пород главного этапа внедрения Сибирских траппов совпадает с возрастом поздних постколлизийных гранитов. Обсуждается соотношение коллизийного и траппового магматизма.

Ключевые слова: граниты, U-Th-Pb геохронология, Сибирский кратон, Карский микроконтинент, коллизия, Карский ороген, Сибирский плюм, поздний палеозой, ранний мезозой

Late Paleozoic-early Mesozoic granites of Taimyr, formed during the collision of the Kara microcontinent and the Siberian continent, are considered. Syncollisional and postcollisional granites, aged 315–282 and 264–248 Ma, respectively, have been identified. A 2D tectonothermal model has been developed for syncollisional ones. It is shown that the age of the rocks of the main stage of the Siberian traps coincides with the age of the late postcollisional granites. The relationship between collisional and trap magmatism is discussed.

Keywords: granites; U-Th-Pb geochronology; Siberian Craton; Kara microcontinent; collision; Kara orogen; Siberian plume; late Paleozoic, early Mesozoic

Карский ороген (Таймыро-Североземельская складчато-покровная область) представляет собой одну из ключевых структур Арктики в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. Формирование орогена связано с коллизийными событиями в позднем палеозое-раннем триасе, когда произошло столкновение Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом (Верниковский, 1996). Коллизия привела к формированию значительных объемов метаморфических пород, измененных в условиях регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовых

фаций умеренных давлений и гранитов разных геохимических типов. Образование гранитов, согласно U-Pb данных по цирконам, происходило в интервале от 315 до 248 млн лет (Верниковский и др., 1995; 1998; Pease et al., 2015; Курапов и др., 2018; Khudoley et al., 2018; Vernikovsky et al., 2020). Позднекаменноугольные и раннепермские (автохтонные) были отнесены к синколлизийным, а позднепермские (аллохтонные) к постколлизийным гранитам.

Ранее проведенные исследования показали, что формирование Карского орогена происходило в про-

цессе косой коллизии, о чем свидетельствуют геологические (ориентация основных структурных элементов орогена, соответствующая простиранию крупнейших зон правого сдвига) и палеомагнитные данные (Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005; Vernikovskiy et al., 2020). Устанавливается отчетливое зональное размещение гранитоидов – синколлизийных в западной и центральной частях орогена, а постколлизийных в его восточной части.

Синколлизийные граниты (315–282 млн лет) были сформированы в зонах анатектического плавления коровых пород и локализованы, главным образом, в зонах амфиболитовой фации метаморфизма и мигматизации. Это преимущественно пералюминиевые биотит – роговообманковые гранодиориты, порфиробластические биотит – амфиболовые и двуслюдяные, относящиеся к породам известково-щелочной и щелочно-известковой магматических серий. Для синколлизийного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование анатектических гранитов, разработана тектонотермальная модель (Верниковский и др., в печати). Выполненное 2D моделирование, базирующееся на термофизических параметрах, позволило реконструировать основные тектонотермальные процессы синколлизийного этапа формирования этой структуры, учитывая локальные особенности теплового состояния земной коры региона. Смоделированы механизмы повышения температуры в нижней коре, необходимой для образования синколлизийных анатектических гранитов. Полученные модельные оценки позволяют определить возрастной промежуток между коллизией/тектоническим сжатием и образованием гранитов. Показано, что между началом сжатия (утолщения) коры и основным импульсом гранитоидного магматизма в коллизийных орогенах существует временной интервал длительностью около 20–25 млн лет, требующийся для разогрева до температур формирования гранитных расплавов.

Постколлизийные граниты (264–248 млн лет) формируют небольшие штоки, интродуцирующие метаморфические породы и синколлизийные граниты, а также неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрального-Таймырского аккреционного пояса. Это биотит-амфиболовые гранодиориты, субщелочные граниты, гранит-порфиры, кварцевые сиениты и монцититы от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых, отвечающие породам щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Они обогащены К, а также Ва и Sr.

Предложен реалистичный сценарий неравномерного по скорости и длительности сближения плит (косой коллизии), объясняющий последовательность этапов синколлизийного и постколлизийного магматизма в Карском орогене в интервалах 315–304, 287–282 и 264–248 млн лет. Интервал в 20 млн лет между импульсами синколлизийного магматизма мог быть вызван различными механизмами образования расплава: сначала ростом температуры выше солидуса водона-

сыщенного гранита (650 °C), затем достижением температуры реакции плавления при дегидратации мусковита (750–780 °C при $P = 8–10$ кбар) (Johannes, Holtz, 1996; Brown, 2013).

На границе перми и триаса в хорошо прогретую (неостывшую от коллизийных процессов) литосферу внедрились дифференцированные и недифференцированные интрузивы, связанные с Сибирским плюмом. Среди них, кроме долеритов и габброидов, присутствуют монцититы, кварцевые монцититы и сиениты, образованные из корово-мантийного источника. Эти металюминиевые породы относятся к щелочно-известковой и щелочной серии и обогащены Ва и Sr (Vernikovskiy et al., 2003). Характерно, что возраст пород главной фазы Сибирских траппов (252–251 млн лет; Renne, Basu, 1991; Campbell et al., 1992; Kamo et al., 1996; Vernikovskiy et al., 2003; Augland et al., 2019) совпадает или перекрывает возраст самых поздних постколлизийных гранитов Карского орогена (252–248 млн лет; Khudoley et al., 2018; Vernikovskiy et al., 2020). Это хорошо согласуется с данными геологического картирования, согласно которым более ранние базитовые магматические тела траппов были вовлечены в складчато-надвиговые деформации Карского орогена.

Косая коллизия Сибирского палеоконтинента и Карского микроконтинента в конце палеозоя привела к открытию проницаемых структур для магматических расплавов Сибирского плюма. Наиболее благоприятными для локализации этих интрузивов явились ослабленные сутурные зоны Карского орогена и Енисей-Хатангская рифтовая система. Таким образом, эта коллизия Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом на границе перми и триаса стала «триггером» для излияния Сибирских траппов в северной части Сибирской кратона и его обрамления. Наши исследования показывают, что к началу траппового магматизма Сибирский палеоконтинент и Карский микроконтинент составляли единую структуру (Vernikovskiy et al., 2020).

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 203 с.
2. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е. Геохимия и возраст коллизийных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. Том 36. №12. С. 50–64.
3. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Возраст постколлизийных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar данные. Доклады Академии наук. 1998. Том 363А. №9. С.1191–1194.
4. Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизийного этапа формирования

- Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика, 2022, в печати.
5. Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.В., Худoley А.К., Лучицкая М.В., Проккопьев А.В. Каменноугольный гранитоидный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2018. Т.52. №2. С.225–239.
 6. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярское книжное издательство: Красноярск, 1972. 130 с.
 7. Augland, L.E.; Ryabov, V.V.; Vernikovsky, V.A.; Planke, S.; Polozov, A.G.; Callegaro, S.; Jerram, D.A.; Svensen, H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition. *Sci. Rep.* 2019, 9, 18723.
 8. Brown M. Granite: from genesis to emplacement // *GSA Bulletin*, 2013. v. 125(7–8). pp. 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
 9. Campbell, I.H.; Czamanske, G.K.; Fedorenko, V.A.; Hill, R.I.; Stepanov, V. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary. *Science* 1992. 258. 1760–1763.
 10. Johannes W., Holtz F. Formation of Granitic Magmas by Dehydration Melting // *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks*, 1996, v. 22. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3_9
 11. Kamo, S.L.; Czamanske, G.K.; Amelin, Y.; Fedorenko, V.A.; Davis, D.W.; Trofimov, V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Plan. Sci. Let.* 2003, 214, 75–91.
 12. Khudoley, A.K.; Verzhbitsky, V.E.; Zastrozhnov, D.A.; O’Sullivan, P.; Ershova, V.B.; Proskurnin, V.F.; Tuchkova, M.I.; Rogov, M.A.; Kyser, T.K.; Malyshev, S.V. Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *J. Geodynam.* 2018. 119. 221–241.
 13. Metelkin, D.V.; Vernikovsky, V.A.; Kazansky, A.Y.; Bogolepova, O.K.; Gubanov, A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics. *Tectonophysics* 2005. 398. 225–243.
 14. Pease, V.L.; Kuzmichev, A.B.; Danukalova, M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia. *J. Geol. Soc.* 2015, 172, 1–4.
 15. Renne, P.R.; Basu, A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic Boundary. *Science* 1991. 253. 176–179.
 16. Vernikovsky, V.A.; Pease, V.L.; Vernikovskaya, A.E.; Romanov, A.P.; Gee, D.G.; Travin, A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? *Lithos* 2003. 66. 23–36.
 17. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late paleozoic–early mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the Siberian craton during the Kara-Siberia oblique collision and plume events. / *Minerals*. 2020. 10. 571; doi:10.3390/min10060571

УДК 551.14/.3

ПАССИВНАЯ РАДИОВОЛНОВАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МОНИТОРИНГА ЛИТОСФЕРНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ДИАПАЗОНЕ ОЧЕНЬ НИЗКИХ ЧАСТОТ

**В.Ф. Гордеев, С.Ю. Малышков, В.А. Крутиков, В.И. Поливач,
С.Г. Шталин, М.М. Кабанов, С.Н. Капустин**

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия, urmant@mail.ru

В докладе представлено обоснование применения метода регистрации и анализа пространственно-временной структуры естественного импульсного электромагнитного поля Земли для разработки пассивной радиоволновой информационно-измерительной технологии мониторинга литосферных геодинамических процессов, пространственных структур и неоднородностей. Приведены результаты исследования физических основ формирования и разработки инструментальных методов выделения и оптимальной регистрации литосферной составляющей импульсных электромагнитных полей ОНЧ-диапазона. На основе приведённых в докладе результатов многолетнего широкого практического использования разработанной малозатратной технологии делается заключение об её надёжности и эффективности для мониторинга и прогноза изменения пространственно-временной структуры грунтов и горных массивов. В заключении обсуждаются перспективы использования этой технологии для работы в арктической зоне.

Ключевые слова: геодинамика; мониторинг; прогноз.

The report provides a justification for the application of the method of registration and analysis of the spatial and temporal structure of the natural pulsed electromagnetic field of the Earth for the development of passive radio wave information and measurement technology for monitoring lithospheric geodynamic processes, spatial structures and inhomogeneities. The results of the study of the physical foundations of the formation and development of instrumental methods for the isolation and optimal registration of the lithospheric component of pulsed electromagnetic fields of the VLF range are presented. Based on the results of many years of extensive practical use of the developed low-cost technology presented in the report, a conclusion is made about its reliability and effectiveness for monitoring and forecasting changes in the spatial and temporal structure of soils and mountain ranges. In conclusion, the prospects of using this technology to work in the Arctic zone are discussed.

Keywords: geodynamics; monitoring; forecast.

Согласно современным данным и научно обоснованным прогнозам, процессы глобального изменения климатической системы Земли с высокой степенью вероятности сохранятся. Поэтому прогнозируется дальнейший рост числа и интенсивности связанных с этим аномальных погодных и природных явлений на региональном уровне, в том числе в атмосфере, криосфере и литосфере (Росгидромет, 2017). Для обеспечения надёжного прогноза направления развития литосферных геодинамических процессов необходимо постоянное развитие фундаментальных основ информационно-измерительной технологии мониторинга наиболее значимых параметров этих процессов, а также соответствующей приборной и методической базы.

1. Источник информации для пассивной радиоволновой технологии мониторинга.

В основе информационного содержания развиваемой в ИМКЭС СО РАН пассивной радиоволновой информационно-измерительной технологии мониторинга литосферных геодинамических процессов и пространственных неоднородностей заложена регистрация литосферной составляющей естественных импульсных электромагнитных полей Земли (ЕИЭМПЗ) (Воробьев, 1970). Источниками их являются неоднородности структуры грунтов, трещины и микротрещины, которые, в соответствии с явлением электромагнитной эмиссии для диэлектриков, излучают электромагнитные сигналы в результате механо-электрических преобразований под действием деформационных волн, приливных сил, микросейсмических колебаний, ветровой и техногенной нагрузки. На пространственно-распределенной совокупности этих источников возникают импульсные электромагнитные поля, которые и создают естественный электромагнитный фон литосферного происхождения. В свою очередь, этот естественный импульсный электромагнитный фон всегда модулируется процессами механического воздействия на литосферные источники излучения, возникающими за счёт вращения Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца. Таким образом формируется основной источник информации для пассивной радиоволновой технологии мониторинга – суточный и сезонный ход литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, а также его широтная зависимость (Malyshev et al., 2013). В переменном поле тектонических напряжений (сжатие – растяжение) происходит излучение электромагнитных импульсов, интенсивность и амплитудно-частотный состав которых определяется их структурными, прочностными

и деформационными свойствами. Эти процессы приводят к появлению импульсного электромагнитного излучения, которое несет в себе информацию как о состоянии горных пород, так и о процессах в земной коре (Malyshev et al., 2015). Таким образом, регистрация и численный анализ пространственно-временной структуры литосферной составляющей поля импульсного электромагнитного излучения обеспечивает получение необходимой информации для инструментального мониторинга пространственного распределения и динамики напряженно-деформированного состояния (НДС) грунтов и горных массивов.

2. Рабочий диапазон для пассивной радиоволновой технологии мониторинга.

В структуре естественного импульсного электромагнитного поля Земли можно выделить три основных составляющих, которые обусловлены солнечно-земными взаимодействиями, атмосферными и литосферными процессами и в своей совокупности могут рассматриваться как импульсный широкополосный радиоволновой шум. Поскольку решение поставленной выше задачи связано с анализом литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, то при выборе рабочего диапазона для её выделения, регистрации и последующего анализа необходимо учитывать физические механизмы и пространственные параметры её формирования. В этом смысле и с учётом необходимости полевой инструментальной реализации пассивной радиоволновой технологии мониторинга литосферных процессов и пространственных структур целесообразно использовать ОНЧ диапазон электромагнитных волн (Очень Низких Частот: $f = 3 \div 30$ кГц, что соответствует диапазону длин волн $\lambda = 100 \div 10$ км).

Следовательно задача мониторинга сводится к исследованию структуры электромагнитного поля – её электрической Е и магнитной Н компонент. Основные особенности распространения радиоволн ОНЧ-диапазона, связанные с длиной волны излучения и средой распространения, следующие: они огибают, благодаря дифракции волны, земную поверхность и распространяются в атмосфере на большие расстояния; обладают способностью проникать на сравнительно большую глубину в поверхностный слой Земли и в морскую воду; обладают сильным затуханием составляющих компонент электромагнитного поля при распространении в земной коре.

Для пассивного радиоволнового мониторинга пространственных структур различных масштабов L отно-

сительно длины волны регистрируемых полей λ реализуются следующие практические возможности:

$L/\lambda \ll 1$ – микромасштаб (бетонные конструкции, мостовые переходы, тоннели, дорожные покрытия, конструкционные диэлектрические покрытия и т. д.);

$L/\lambda \sim 1$ – мезомасштаб (локальные литосферные структуры и неоднородности, оползневые образования, шахты, карьеры, инженерная геология);

$L/\lambda \gg 1$ – макромасштаб (мониторинг сейсмических событий, исследование строения и внутренней структуры Земли).

3. Инструментальная и методическая база пассивной радиоволновой технологии мониторинга.

Для пассивной радиоволновой информационно-измерительной технологии мониторинга литосферных геодинамических процессов и пространственных неоднородностей в ОНЧ-диапазоне, исходя из свойств и физических основ формирования литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, основными источниками информации являются пространственно-временная структура и изменение суточного хода интенсивности импульсного ОНЧ излучения литосферными структурами и неоднородностями, находящимися в зоне обнаружения, а также искажение излучения, приходящего от удаленных источников, исследуемыми литосферными структурами и неоднородностями. При этом составляющие ЕИЭМПЗ в диапазоне регистрации, связанные с солнечно-земными взаимодействиями и атмосферными процессами, а также техногенными источниками, являются шумами.

Для непрерывного мониторинга литосферных геодинамических процессов и состояния горного массива с целью прогноза подвижек оползня впервые этот метод был предложен ИМКЭС СО РАН (Способ геофизической разведки, 2009) с его научным обоснованием методики измерения, основных алгоритмов обработки и интерпретацией полученных результатов (Малышков, Малышков, 2009). С этой целью один или несколько регистраторов ЕИЭМПЗ устанавливается в режиме непрерывного мониторинга за пределами участка с возможными опасными геологическими процессами и используется как реперный вариационный для оценки фоновых флуктуаций. На оползневом склоне устанавливается сеть контрольных регистраторов с идентичными настройками. В случае, если на одном или нескольких контрольных регистраторах интенсивность ЕИЭМПЗ начинает отличаться от интенсивности на реперном делается вывод об изменении НДС горного массива. По площади, на которой произошли изменения интенсивности ЕИЭМПЗ, судят о объеме блока пород с нарушением устойчивости, а по продолжительности аномалии о возможной энергии в случае срыва оползня.

Выделение пространственных структур, неоднородностей и аномалий методом пассивной регистрации литосферной составляющей ЕИЭМПЗ методически проводится путем сравнения данных интенсивности импульсного потока, зарегистрированных переносными регистраторами на каждом пикете измерений с дан-

ными реперного вариационного регистратора. Таким образом, из пространственно-временных вариаций ЕИЭМПЗ удаляются фоновые шумы и выделяются аномалии, связанные с пространственным распределением НДС грунтов и строением земной коры в зоне измерения (геологические разломы).

Современные инструментальные возможности применения метода ЕИЭМПЗ для оценки НДС горных пород появились с созданием в ИМКЭС СО РАН многоканального регистратора МГР-01, сертифицированного как средство измерения, с последующим его развитием и модернизацией (Шталин и др., 2012). Реализованная возможность программирования основных режимов и характеристик регистрации для амплитудно-временного анализа и селекции импульсов от различных источников, точная настройки усилительных трактов измерительных каналов на оптимальную чувствительность и привязка каждого измерения к текущему времени позволила разработать современную информационно-измерительную технологию геофизических исследований с использованием распределенной сети регистраторов, часть из которых регистрирует фоновые значения.

В докладе приводятся результаты целенаправленного исследования физических основ формирования пространственной и временной структуры импульсных электромагнитных полей ОНЧ-диапазона для мезомасштабных процессов и структур, а также количественная оценка её литосферной составляющей по результатам комплексного мониторинга климатозоологических параметров атмосферы и литосферы. В результате получила необходимое развитие методика проведения полевых измерений параметров электрической и магнитной компонент литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, а также проведена разработка оптимальной для практического использования совокупности алгоритмов математической обработки регистрируемых импульсных сигналов (Малышков и др., 2019).

Результаты практического использования пассивной радиоволновой технологии мониторинга литосферных процессов и пространственных неоднородностей и структур, приведённые в докладе, убедительно показывают её эффективность не только с точки зрения достоверности и объёма получаемой информации, но и как малозатратную информационно-измерительную технологию, позволяющую в масштабе реального времени осуществлять обнаружение и надёжный инструментальный мониторинг состояния грунтов, литосферных структур и аномалий, а также прогноз и оценку степени опасности происходящих геодинамических процессов и других актуальных задач инженерной геофизики. Особенно важно, что это направление включает как развитие фундаментальных научных основ технологии, так и разработку и производство соответствующих сертифицированных и имеющих патентную защиту инструментальных средств – многоканальных геофизических регистраторов. На этой основе создана распределённая от Урала и Северного Кавказа до при-

байкальской сейсмической зоны, Якутии и Камчатки измерительная сеть со сбором и оперативной обработкой информации с графическим отображением на специальном сервере ИМКЭС СО РАН.

С учётом актуальности и объективной необходимостью обеспечения безопасной эксплуатации существующей и развивающейся производственной, социальной и транспортной инфраструктуры при наличии криогенных процессов во многолетнемерзлых грунтах, а также в арктической зоне в ИМКЭС СО РАН формируется комплексная научно-исследовательская программа адаптации для этих целей уже доказавших свою эффективность в других природных условиях пассивных радиоволновых методов. Планируется разработка комплексной технологии использования инструментальных пассивных радиоволновых средств нового поколения для контроля геодинамических процессов и решения актуальных задач инженерной геофизики в режиме работы сети автоматических геофизических регистраторов и автономных «робот-метеостанций».

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Известия АН СССР, Серия геология и геофизика, 1970, № 12, С. 3–14
2. Малышков Ю. П., Малышков С. Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли// Геология и геофизика 2009, № 2, С. 152–172
3. Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Крутиков В.А., Задериголова М.М. В коллективной монографии «Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии»
- Под ред. А.В. Николаева, В.Б. Заалишвили. Изд. ГФИ ВНИИ РАН. 2019, Владикавказ.
4. Многоканальный геофизический регистратор МГР-01. /Государственный реестр РФ «Средства измерения» № 31892–06 от 22.06.06 г.
5. Оценочный доклад Росгидромета о климатических рисках на территории Российской Федерации, 2017
6. Способ геофизической разведки: патент 2414726 РФ, 2009. МПК G01V 3/08 (2006/01) Малышков Ю.П., Малышков С.Ю., Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Поливач В.И.
7. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Малышков Ю.П. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки// Датчики и системы. 2012. № 4, С. 32–37.
8. Yury P. Malyshev, Sergey Yu. Malyshev, Vasily F. Gordeev, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach, Vladimir A. Krutikov, Michail M. Zaderigolova. Eccentric Motion of the Earth's Core and Lithosphere: Origin of Deformation Waves and their Practical Application // In the Earth's Core: Structure, Properties and Dynamics / Editors: Jon M. Phillips. Nova Science Publishers, 2013. pp. 113–210.
9. Yury P. Malyshev, Sergey Yu. Malyshev, Vasily F. Gordeev, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach, Vladimir A. Krutikov, and Michail M. Zaderigolova Earth's Natural Electromagnetic Noises: Their Deep-Seated Origin, Effect on People, Recording and Application in Geophysics Editors: Reimer, A. // Horizons in World Physics, 2015 (283), С. 43–128. Nova Science Publishers, ISBN: 978–163482662–4;978–163482661–7

УДК 553.07

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ И U-Rb ДАТИРОВАНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ И ОКОЛУРУДНЫХ ПОРОД ЗМЕИНОГОРСКОГО БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

О.М. Гринёв, К.В. Бестемьянова, А.С. Семиряков, Р.О. Гринёв

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
tomskgrom@yandex.ru, ksenijavt@mail.ru, alexey.semiryakov@mail.ru, jadestone@yandex.ru*

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90036, а также в рамках Госзадания Минобрнауки РФ № 0721-2020-0041.

Проведен анализ схем строения Змеиногорского рудного поля разных лет, заметно отличающихся по своему содержанию и прогнозно-поисковой направленности. За основу исследования взята схема 1949 г., построенная по результатам масштабных горных и буровых работ. На основе анализа стратиграфии, состава пород, пликтивно-дизъюнктивных деформаций осадочных толщ, эффузивно-субвулканических и метасоматических образований, LA-Q-ICP-MS датирования U-Rb методом по циркону, предлагается обновленная схема рудного поля месторождения и история его формирования. Структура месторождения представляет собой вулкано-тектонический риолитовый купол, венчающий замковую часть

брахиантиклинальной складки. Подобные морфоструктуры являются основным типом наиболее богатых месторождений смежного Лениногорского рудного района, в частности Риддер-Сокольного и Ново-Лениногорского месторождений

Ключевые слова: рудное поле, барит-полиметаллические руды, девон, морфотектоника, стратиграфия, риолитовый магматизм, кварциты, Рудный Алтай, U-Pb геохронология, кальдера, история формирования

Schemes of Zmeinogorsk ore field structure made in 1996, 1960 and 1949 have been analyzed. The schemes differ from each other in contents and prospecting trends. This study is based on the 1949 scheme, made on the basis of the results of extensive mining and drilling operations. Based on the analysis of stratigraphy, LA-Q-ICP-MS dating results by U-Pb method, rocks composition, plicative and disjunctive dislocations of sedimentary, volcanic and subvolcanic formations, as well as their relationship, an updated scheme of Zmeinogorsk ore field structure is suggested. It belongs to rhyolite dome-type, which is also attributed to the neighboring Leninogorsk ore district

Keywords: ore field, barite-polymetallic ores, Devonian, morphotectonics, stratigraphy, rhyolite magmatism, quartzites, Rudny Altai, U-Pb geochronology, caldera, history of formation

Введение. Змеиногорское месторождение и существовавшее на его рудах горно-металлургическое производство сыграли выдающуюся роль в освоении богатств Рудного Алтая и для всей Южной Сибири, что отмечено в большинстве исторических справок по освоению этого региона (Гринёв, 2002₁₋₂; Чекалин, 2008). С перерывами месторождение эксплуатировалось более двух веков, являясь стержнем цивилизационного проекта «Серебряное кольцо Алтая». Даже сегодня малые тела используются для добычи золота и серебра, баритовые руды и отходы ЗИФ Змеиногорского месторождения.

Месторождение служило всеобщим эталоном для разработки полевых критериев для открытия других подобных рудоносных объектов. Вместе с тем по ряду вопросов структуры его рудного поля и возрасту слагающих его пород существуют серьезные разногласия. Подобное положение вещей в отношении уникального исторического объекта недопустимо.

Авторы целенаправленно в течение ряда лет занимаются изучением морфотектоники, магматизма и рудогенеза Змеиногорского и других районов Рудного Алтая, а также их ключевых рудных объектов (Гринёв и др., 2013; 2015; 2016; 2017; 2018; Бестемьянова и др., 2013; 2014; 2015; Bestemianova et al., 2016; 2017; Semiryakov et al., 2019; Семиряков и др., 2020; 2021 – не представлены в списке литературы). Это позволило детально изучить структуру рудного поля уникального по своему значению Змеиногорского месторождения и существенно уточнить не только его строение, но и историю формирования.

Целью данной работы является анализ схем рудного поля предшественников, выбор наиболее структурно обоснованной из них, характеристика ее с современных позиций и детальных полевых наблюдений, минералого-геохимическая аттестация и датирование вмещающих и окорудных образований U – Pb методом по циркону.

Анализ схем структуры рудного поля предшественников. Наиболее «молодая» схема строения рудного поля Змеиногорского месторождения была опубликована в 1996 году (Чекалин, 1996), в дальнейшем она была взята за основу при проведении геологической съемки второго поколения масштаба 1:200 000

(Государственная..., 2001). На этой схеме барит-полиметаллическое оруденение месторождения имеет глубоко стратиформный характер и располагается в виде «стратиграфической линзы» внутри разреза верхней алевроито-аргиллито-известково-кремнистой подсвиты мельничной свиты (D_{2mn3}). Подсвита подстилается туфами, лавами риолитов, риодацитов средней (D_{2mn2}) и алевролитами, песчаниками и туфами кислого состава нижней подсвиты (D_{1mn1}) мельничной свиты.

Датировки отложений на схеме даны на основе определения эмской морской фауны в глинистых известняках нижней подсвиты, обнаруженной в ее обнажении на северной периферии заводского пруда г. Змеиногорска. Контакты между подсвитами на схеме согласные, стратиграфические, без осложнения их тектоникой и внедрениями магматических пород.

Более ранняя схема строения рудного поля месторождения опубликована в работе (Гармаш, 1960) и имеет заметно проявленный тектоно-стратиграфический характер с участием метасоматических образований и внедрением магматических расплавов. Оруденение на схеме приурочено к контактовым зонам метасоматических микрокварцитов, образующих в плане расширенное в запад-северо-западной части линзообразное тело, выклинивающееся в восток-юго-восточном направлении. С запада тело кварцитов ограничивается субмеридиональным разломом. По отношению к вмещающим грубослоистым известковым аргиллитам микрокварциты занимают субсогласное положение. На глубину тело микрокварцитов погружается под углом около 50-60° и выклинивается, разветвляясь в хвостовой части. Тело размещается в замковой части брахиантиклинали, образуемой мощной пачкой аргиллитов и глинистых известняков нижнемельничной подсвиты (D_{1mn1}). В западной части тела микрокварцитов расположено мелкое штокообразное тело долеритов, от которого веерообразно в восточном, северном и северо-западном румбах распространяются дайки долеритов, секущих микрокварциты и руды. Западный фланг рудного поля слагается метаморфическими сланцами.

Возрастных датировок на схеме не приводится. По ряду особенностей она явно противоречит схеме, опубликованной в 1996 году. Более того, как первая, так и вторая схемы противоречат или не учитывают мно-

гие принципиальные особенности, характеризующие строение Змеиногорского месторождения.

Анализ фондовой литературы показал, что схема работы А.А. Гармаша (1960) представляет собой сильно упрощенный фрагмент наиболее детальной схемы структуры рудного поля Змеиногорского месторождения, составленной по материалам его доразведки конца 40-х годов (Отчет о разведки Змеиногорского месторождения на Алтае за 1947-1949 гг. / Отв. исполн. Вьюнов Ф.Н., Стахович Ф.Д. Змеиногорск, 1949. 185 с.). Опираясь на эту схему, был проведен морфотектонический анализ ее территории, а также геохимическое и изотопно-геохимическое изучение и датирование U-Pb методом по цирконам основных структурообразующих элементов, дополненных реально наблюдаемыми взаимоотношениями метаморфических, гидротермально-метасоматических, эффузивных и субвулканических пород.

Результаты исследования. Большую часть площади структуры рудного поля Змеиногорского месторождения (около 60 %) образует депрессия, нижняя часть которой почти по полному кольцу трассируется руслом р. Змеёвки. На космоснимке местности депрессия проявлена как реликтовая кальдера зонально-кольцевого типа, кратко описанная в работе (Гринёв и др., 2017). Основание депрессии имеет размеры 360×240 м, по периферии она обрамляется приподнятой в рельефе кольцевой зоной с диаметром 800×600 м. Основание и большая часть обрамляющей кольцевой зоны сложены разновеликими тектоническими блоками аргиллито-известковистой нижнемелыничной подсвиты (D_{lmnl}), образуя структуру типа «разбитой тарелки» с ориентировкой преобладающих нарушений субширотного, север-северо-западного и диагональных (СЗ и СВ) направлений. Глубина депрессии составляет около 80 м.

В структурном плане, судя по типу слоистости и элементам залегания нижнемелыничной подсвиты в обрамляющих бортах депрессии, толща образовала здесь антиклинальную структуру, замковая часть которой расположена на северной трети Змеиногорского рудного поля, где располагалось одноименное месторождение барит-полиметаллических руд, а ныне – карьер Большой разнос. В южной и северной частях структуры нижнемелыничная подсвита смята в антиклинальные складки субширотного и запад-северо-западного простирания.

Западный фланг кольцевой зоны складывается сложнодислоцированными раннепалеозойскими зелеными сланцами, имеющими с девонскими стратифицированными толщами тектонические контакты. Согласно U-Pb датированию по детритовым цирконам из метапесчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев основными рубежами формирования цирконов являлись средний-поздний кембрий (~496 млн лет) и поздний рифей (~805 млн лет). Тот факт, что цирконы моложе 450 млн лет не участвуют в формировании осадочных пород, косвенно говорит о нижнепалеозойском воз-

расте накопления осадков, подвергнутых в дальнейшем зеленосланцевому метаморфизму (Семиряков и др., In Press).

Нижнемелыничная подсвита основания кальдерообразной депрессии и в меньшей степени обрамляющей кольцевой зоны обильно насыщены пологими субсогласными силловыми и крутонаклонными секущими дайковыми телами риолитов. Определение абсолютного возраста риолитов из западной обрамляющей зоны кальдерной депрессии показало значение конкордантного возраста $389,8 \pm 1,3$ млн лет, что соответствует эйфельскому веку среднего девона (Семиряков и др., 2021).

Обнажающееся в пределах стенок карьера в разной степени подробленные и перемещенные блоки слоистой нижнемелыничной подсвиты вмещали линзообразное тело вторичных микрокварцитов, развитых по аргиллитам и глинистым известнякам. Форма в плане Комисского карьера почти в точности повторяет контуры тела микрокварцитов, изображенного на схеме А.А. Гармаша (1960). Гипсометрически наиболее высокое положение в настоящее время в рудном поле занимает южная стенка карьера, сложенная грубослоистыми блоками нижнемелыничной подсвиты, пронизанных зоной мощных баритовых жил с обломками вторичных микрокварцитов и вмещающих пород. А в начале разработки месторождения вершина г. Змеиной слагалась коренным выходом выветренных темно-бурых микрокварцитов. Не отработанные до конца периферийные реликты этого тела можно наблюдать и сегодня в блоках нижнемелыничной подсвиты карьера.

Микрокварциты сформировались в замковой периклинальной части брахиантиклинали под воздействием внедрения риолитовых расплавов, пронизывающих кальдерную структуру. Об этом свидетельствуют датировка единичного зерна циркона, извлеченного из вторичного кварцита показавшая возраст $388,8 \pm 16$ млн лет, что также соответствует эйфельскому веку среднего девона (Семиряков и др., 2021). Вероятно, данное зерно циркона является реликтом, захваченным метасоматическим раствором из исходной кислой магмы.

Осложненная блоковой тектоникой замковая часть брахиантиклинали с размещенным в ней телом микрокварцитов с южного фланга прорываются штокверковой зоной барита с обильными обломками кремнеобразных микрокварцитов и вмещающих пород. Баритовый цемент складывается как тонко-среднезернистыми агрегатами барита, так и его крупно- и пегматоидными пластинчатыми кристаллами (Гринев и др., 2018; Semiryakov et al., 2019). Штокверк насыщен также барит-сульфидной шлирово-жильной минерализацией медной специализации. Северная приконтактная зона тела микрокварцитов фрагментарно вскрыта в карьере Змеиногорского рудника и представлена в штокверково-жильной зоной барит-галенит-сфалеритовых руд и их брекчиями, не до конца отработанными предшественниками.

Завершающий элемент строения рудного поля представлен толщей тонкоплитчатых и тонкослоистых туфов, туфобрекчий и прослоев лав риолитов, трансгрессивно перекрывающих северную периферию Змеиногорской брахиантиклинали. По-видимому, изначально эта туфовая толща имела площадное развитие, включая внутреннюю и приподнятую зоны кальдерно-кольцевого комплекса, но впоследствии была в значительной степени эродирована. Датирование цирконов из двух проб туфов северной стенки кальдеры характеризуются значениями конкордантного возраста в $378,6 \pm 1,2$ млн лет, что соответствует франскому веку позднего девона (Семиряков и др., 2021).

Завершился магматизм в пределах Змеиногорского рудного поля внедрением даек долеритов, расположенных в основном в пределах приразломной кольцевой зоны кальдеры. Наиболее крупное штокообразное проявление этих даек располагается в краевой запад-северо-западной части тела микрокварцитов, от которого звездообразно на восток, северо-восток, север, запад-северо-запад отходят линейные маломощные дайки, секущие как микрокварциты, так и руды.

Проведенная пошаговая реставрация Змеиногорского рудного поля и U-Pb датирование слагающих его образований позволяют с достаточной полнотой и достоверностью восстановить его купольно-риолитовую вулканотектоническую природу и историю его формирования.

Исследования по определению возраста U-Pb методом по цирконам проводились в лаборатории геохронологии и геодинамики ГГФ ТГУ

Литература

1. Гармаш А.А. Особенности структуры Змеиногорского месторождения на Алтае // Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Геолтехиздат, 1960. С. 566–581.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск). Объяснительная записка / Составители: О.В. Мурзин [и др.], редактор: Я.М. Гутак. СПб.: Изд-во СПб карт-фабрики ВСЕИ, 2001. 174 с. (МПР РФ, ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция»).
3. Гринёв О.М. Историческая ретроспектива и потенциал месторождений Рудного Алтая как источника золота и серебра // Материалы III Всероссийской научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во ТГУ. 2002. С. 44–58. (1)
4. Гринёв О.М. К проблеме оруденелых брекчий и золотоносных кварцитов в рудных полях полиметаллических месторождений Рудного Алтая / О.М. Гринёв, А.С. Семиряков, К.В. Бестемьянова, Р.О. Гринёв // Материалы X Всероссийской петрологической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во «Томский ЦНТИ», 2018. С. 103–111.
5. Гринёв О.М. К проблеме технологического освоения золото-серебряных барит-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Материалы III Всероссийской научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во ТГУ. 2002. С. 32–43. (2)
6. Гринёв О.М. Морфоструктуры и вещественный состав эмс-раннеэйфельских вулканитов Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / О.М. Гринёв, К.В. Бестемьянова, Р.О. Гринёв // Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. С. 118–127.
7. Семиряков А.С. Новые данные U-Pb датирования цирконов зеленых сланцев Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / А.С. Семиряков, К.В. Бестемьянова, Р.О. Гринёв // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXV Международный научный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых. – In Press.
8. Семиряков А.С. Результаты U-Pb датирования вулканоплутонических образований Змеиногорского месторождения (Рудный Алтай) / А.С. Семиряков, К.В. Бестемьянова // Материалы XIX Всероссийской конференции-конкурса студентов и аспирантов «Актуальные проблемы недропользования». Том 4. СПб., 2021. С. 90–92.
9. Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Руды и металлы. 1996. №6. С. 55–65.
10. Чекалин В.М. Северо-Западный Алтай как родина горнозаводского дела Сибири в прошлом, настоящем и будущем // Международный научно-практический форум Минерально-сырьевая база Сибири: история становления и перспективы, посвященный 100-летию первого выпуска горных инженеров в Сибири и 90-летию Сибгеолкома. Материалы научно-практической конференции. Том II. История становления Сибирской геологической школы и геологических исследований. Издание 2-е доп. и испр. Томск: Изд-во ТПУ. 2008. С. 541–557.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАНСКОГО ВЫСТУПА И ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

О.М. Гринев, В.В. Кравцов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, tomskgrom@yandex.ru

Ангаро-Канский горстообразный выступ в отношении золотоносности считается весьма перспективной структурой. В поле развития канской серии архея в 1930–40 гг. были открыты и эксплуатировались Богунайское, Кузеевское и Любимовское месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа. В ходе крупномасштабных геологических съёмок в пределах Ангаро-Канского выступа выявлены месторождения золота россыпного и жильного типов, объединённых в Богунайский, Кузеевский и Посольненский рудные узлы. Они размещаются среди метаморфитов канской и енисейской серий и пространственно контролируются Приенисейским разломом. Поставщиками золота в земную кору могли быть основные и ультраосновные магмы зеленокаменных поясов Ангаро-Канского выступа, отмечаемые в виде субвулканических и покровных фаций в связи с каждой из трех выделяемых здесь докембрийских метаморфических серий. В дальнейшем перераспределении золота могли участвовать диориты и плагиограниты, выделяемые исследователями в золото-плагиогранитный петрохимический тип формаций.

Ключевые слова: Ангаро-Канский выступ, Чулымо-Енисейская впадина, оруденения, платиноиды, Приенисейский разлом, золото-сульфидно-кварцевый тип

The Angara-Kan horst-like protrusion is considered a very promising structure in terms of gold content. In the field of development of the Kan series of the Archean in the 1930–1940 the Bogunayskoye, Kuzevskoye and Lyubimovskoye deposits of the gold-sulfide-quartz type were discovered and exploited. In the course of large-scale geological surveys within the Angara-Kan uplift, deposits of placer and vein type gold have been identified, combined into the Bogunaysky, Kuzevsky and Posolnensky ore clusters. They are located among the metamorphic rocks of the Kan and Yenisei series and are spatially controlled by the Yenisei fault. The main and ultrabasic magmas of the greenstone belts of the Angara-Kan uplift, noted as subvolcanic and cover facies in connection with each of the three Precambrian metamorphic series distinguished here, could be the suppliers of gold to the earth's crust. Further redistribution of gold could involve diorites and plagiogranites, which were distinguished by researchers into the gold-plagiogranite petrochemical type of formations.

Key words: Angara-Kan uplift, Chulym-Yenisei depression, mineralization, platinoids, PriYenisei fault, gold-sulfide-quartz type

По литературным данным последних 10–15 лет, Ангаро-Канский горстообразный выступ в отношении золотоносности, считается весьма перспективной структурой (Геологическое строение, ... 1988; Дьячков и др., 1991; Калямкин, 2000; Корнев, 2020; Поляков и др., 2013; Сердюк и др., 2010 и др.). Изучаемая площадь занимает положение на стыке двух крупных структур: Ангаро-Канского антиклинория Енисейского кряжа и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты – Чулымо-Енисейского прогиба. По данным предшественников, изучавших геологию рассматриваемого района (Заблоцкий и др., 2002), в пределах Ангаро-Канского выступа, можно ожидать широкую гамму генетических типов месторождений золота, от золото-кварцевой до золото-сульфидной формаций и от серии мелких кварцевых жил до штокверков и колчеданных золотоносных стратиформных залежей. На современной стадии изученности выступа в пределах золоторудных узлов выявлены пока только малосульфидные золото-кварцевые жилы и их серии, а также одиночные их минерализованные зоны и штокверки, над которыми располагаются фрагменты остаточных кор выветривания линейного типа (Заблоцкий и др., 2002). Однако поисковые работы последних лет пред-

полагают наличие в пределах Ангаро-Канского выступа крупных жильных и штокверковых месторождений золота, как и в развитых по ним корях выветривания.

В период 2016–2018 гг., авторами проводились поисково-разведочные, добычные работы на россыпное золото в пределах лицензированной площади, расположенной на левобережье реки Енисей. С севера площадь ограничена бассейном рр. Малая и Большая Бобровка, а с юга р. Абейка (Бобровско-Абейская площадь Большемуртинского района, Красноярского края). Обозначенная своего рода полигонная площадь перспективна для добычи россыпного золота, платиноидов, но также имеет признаки наличия и коренного оруденения. Приведенные здесь данные позволяют утверждать, что установленные здесь признаки золото-платиноносности можно аппроксимировать на более широкую площадь, расположенную в зоне сочленения Ангаро-Канского докембрийского выступа с байкало-салаирско-герцинскими сооружениями северо-западных структур Восточного Саяна, перекрытых плитно-синеклизным чехлом мезозойско-кайнозойских толщ восточной части Чулымо-Енисейской впадины. Интересный тип золотого оруденения, генезис и время проявления которого еще не выяснены, при-

урочен к кварц-карбонат-слюдистым метасоматитам и скарноидам в мощной и протяженной зоне смятия и дробления переслаивающихся кристаллических сланцев и карбонатных пород позднего протерозоя Енисейского Кряжа (Геологическое строение, 1988).

Основные черты геологии и минерагении, предопределяющие потенциальную золотоносность района, заключается в следующем. В структурном плане Ангаро-Канский горстовый выступ и смежные с ним (западные) складчато-глыбовые байкало-салаиро-герцинские сооружения северо-запада Восточного Саяна, погружающиеся к северу под плитно-синеклизный чехол ЗСП, разделяются Приенисейским линеamentом древнего и глубинного заложения, простирающегося от Таймыра на севере до оз. Байкал на юге. Помимо субмеридионального Приенисейского структурного шва, пережившего за свою историю целый ряд тектоно-магматических активизаций со сменой растяжения сжатием, в районе присутствуют субширотные региональные разломы типа Нижнеангарского, которые расчленяют цокольные структуры района на мозаику поперечных тектонических блоков с формированием своеобразных структурных узлов. В пределах Кулибинского прогнозного рудного узла Канского зеленокаменного пояса в последние годы установлены пять типов потенциально значимой продуктивной минерализации малосульфидных платинометалльных руд, а также офсетных медь-серебро-палладиевых руд метасоматического происхождения, связанного с дайками габброидов и гранитоидов (Бабинцев, 2021). Их аналоги имеются и в пределах анализируемой зоны и опоискованной Бобровско-Абейской площади (Кравцов, 2018 и др.). Следует учитывать также дополнительную поставку в верхние этажи коры благородных металлов в ходе интенсивных тектономагматических активизаций девона и триаса. Ряд рудопроявлений медно-никелевых и благороднометалльных руд, рассматривается в Восточно-Саянской провинции, в которой промышленно значимые платино-медно-никелевые месторождения и рудопроявления Канской глыбы связаны с мафит ультрамафитовыми интрузиями кингашского комплекса, рудные тела этих месторождений залегают либо непосредственно в пределах интрузии, либо в её приконтактных частях (Бабинцев и др., 2018, 2021; Геологическое строение ..., 1988; Князев, 2004; Чернышов и др., 2012).

Что касается россыпного золота на Бобровско-Абейской площади можно утверждать следующее. После масштабных тектономагматических активизаций в девоне и триасе, в юре в Западно-Сибирском регионе и его обрамлении наступил субплатформенный режим, в ходе которого шло формирование крупнейшего внутриконтинентального морского бассейна. В начале ранней юры здесь зафиксированы значимые приразломные тектонические подвижки с формированием слабо золотоносных базальных конгломератов юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. К концу юры в регионе завершилось формирование крупного морского бассейна с проливами в Арктику, двумя проливами в

сторону Сибирской платформы через Хатангинский прогиб и Рыбинскую впадину и два пролива на юге соединяли это море с Тетисом 2 Центрально-Азиатского пояса (Тургайский и Иртышский). В течение всего мела и большей части палеогена Западно-Сибирский морской бассейн заполнился продуктами размыва мощных кор выветривания, развитых по складчато-глыбовым структурам его обрамления, особенно активно формировавшихся в складчатом байкало-салаирском поясе востока и юго-востока обрамления ЗСП. В ходе этих процессов были эродированы крупные массы археид, байкалит, салаирид и герцинит обрамления морского бассейна с соответствующим накоплением россыпного золота в остаточных корах выветривания. Следующая и завершающая тектоническая активизация складчато-глыбового обрамления ЗСП произошла в конце палеогена-неогена в связи с заложением и развитием кайнозойской Байкальской рифтовой системы. Формирование неогенового рельефа вызвало возобновление размыва остаточных кор выветривания и обусловило новый этап формирования золотоносных россыпей.

В пределах золотоносной Бобровско-Абейской площади этому времени соответствует формирование кирнаевской свиты (N kr) нижнего миоцена. По данным проведенной ГДП-200 данные образования включены в нерасчлененные миоцен-эоплейстоценовые образования (N1-2Kr-IЕкс), с выделением кочковской свиты, перекрывающей кирнаевскую свиту (рис. 1).

На рисунке 1, отложения кирнаевской свиты занимают около 80 %. Они трансгрессивно залегают на разновозрастных докембрийских образованиях Ангаро-Канского горста, байкало-салаирских толщах Восточного Саяна и Хакасского массива, а также перекрывают юрско-меловые толщи чехла ЗСП. Фрагментарно они сохранились на водоразделах рек, а также в тектонических депрессиях. Отложения представлены в основном галечниками с резким преобладанием кварца (70–80 %), эффузивов (20–30 %), кварцитов, гравелистов. Характерна сильная выветренность галек эффузивных и метаморфических пород.

В пределах рассматриваемого участка, концентрации россыпного золота чаще связаны с русловыми, реже с террасовыми четвертичными отложениями песчано-гравийно-галечного состава. Границы золотоносных пластов не выражены и определяются опробованием. Мощность песков по руслам варьирует от 0.5 до 1.5 м. Распределение золота неравномерное с концентрациями от первых десятков мг/м³ до 3 г/м³. Золото локализуется в виде выдержанных «пластов», струй, линз, а также рассредоточенных крупных и мелких гнезд, реже локальных тонких линз. Золото мелкое и среднее – от 0.25 до 2.0 мм (90 %) (Кравцов, 2018). Несмотря на то, что значительные запасы россыпного золота в водотоках отсутствуют, следует отметить тот факт, что при отработке Бобровской россыпи в шлихах повсеместно в большей или меньшей степени присутствуют рудные минералы: пирит, галенит (до сотен зерен), а также оксиды железа, титана и устойчивые к

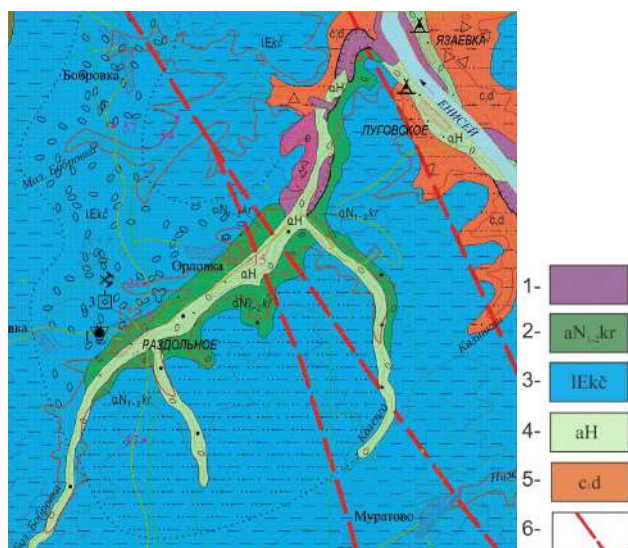


Рис. 1. Обзорная геологическая карта палеоген-четвертичных образований изучаемого района участка недр, масштаб 1:100 000 (составлена на основе геологической карты палеоген-четвертичных образований листа О-46-XXVIII масштаба 1:200 000) [Санжара и др., 1960], где 1 – допалеогеновые отложения; 2 – Кирнаевская свита: аллювиальные галечники, пески ожелезненные, конгломераты и гравелиты железистые, суглинки (до 81 м); 3 – Кочковская свита: озерные отложения, глины коричневые, суглинки, супеси, пески, редко галечники (до 26 м); 4 – аллювиальные отложения поймы, галечники, пески, редко торф (до 15 м); 5 – коллювий и делювий, глыбы, щебень, дресва, суглинки (до 5 м); 6 – предполагаемые тектонические разрывы, активные в четвертичное время.

разрушению минералы метаморфических пород высоких фаций метаморфизма. В золотоносном шлихе нередко отмечаются зерна платиноидов. Местами в коренных породах отмечаются прожилки и гнезда пиритовых или галенитовых скоплений. Подобный минеральный состав шлихов подтверждает предположения предшественников о наличии в пределах описанной зоны коренного благороднометалльного оруденения нескольких генетических типов.

Литература

1. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Типизация платиноносных пикритов северо-запада Канского зеленокаменного пояса (восточный саян) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2018. Т. 329. № 6. С. 118–127.
2. Бабинцев Н.А. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского рудного Узла Канской металлогенической зоны (Восточный Саян). Автореф. дисс. к.г.-м.н. Красноярск, 2021. 27 с.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Алтай, Саяны, Енисейский кряж. Л.: Недра, 1988. 300 с.
4. Дьячков Б.А., Майоров Н.П., Майоров В.Н. Ме-

тоды оценки рудоносности гранитных формаций Калба-Нарымского пояса. Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1991. С. 96–104.

5. Заблоцкий К.А., Еханян А.Г., Смагин А.Н., Кошкин В.Ф., Парначев В.П. Проблемы изучения золотоносности Ангаро-Канского выступа Енисейского Кряжа: Материалы Всероссийской конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Вып. № 3. Т.2. Томск: Томский Государственный Университет, 2002. С. 98–101.
6. Калямкин В.М. Новый взгляд на время и условия формирования террас Енисея // «Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Хакасии», Красноярск НИИ геологии и минерального сырья, 2000. Вып. 5. С. 51–52.
7. Князев В.Н. Геология и условия образования благороднометалльного и медно-никелевого оруденения Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян): дис. к.г.-м.н. Красноярск, 2004. 145 с.
8. Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифуллин С.К. Перспективные медно-никелевые и благороднометалльные формации Канского зеленокаменного пояса // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, СНИИГГиМС, Издательство: 2000. С. 91–98.
9. Кравцов В.В. Геология и перспективы золотоносности зоны сочленения Канского выступа и Чулымо-Енисейской впадины (Красноярский край) / Проблемы геологии и освоения недр: труды XXII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 155-летию со дня рождения академика В.А. Обручева, 135-летию со дня рождения академика М.А. Усова, основателей Сибирской горно-геологической школы и 110-летию первого выпуска горных инженеров в Сибири. В 2-х томах. Том 1 // Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2018. С. 176–178.
10. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлинский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (Южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (11). С. 1689–1704.
11. Сердюк С.С. и др. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Красноярск: Изд-во «Город», 2010. 184 с.
12. Санжара И.А., Владимиров А.И. Геологическая карта СССР, масштаба 1:200000. Енисейская серия. Лист О-46-XXVIII. Красноярск, 1960. 165 с.
13. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск: ЦНТИ, 2012. 132 с.

ДЕВОНСКАЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ СЕРИЯ ТОМЬ-ЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ**О.М. Гринёв, Е.Н. Морозова, А.С. Семиряков, Р.О. Гринёв***Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,
Morozova-KarR97@yandex.ru, alexey.semiyakov@mail.ru*

Впервые для исследуемого района проведена геологическая, минералого-петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика базальтов и риолитов, выполняющих серию грабенов в байкало-салаирском основании Томь-Яйского горста северо-западной части Кузнецкого Алатау. U-Pb методом по цирконам установлены средне-верхнедевонский возраст вулканитов грабенов. Согласно геологическим и геохимическим данным вулканиты представляют собой контрастную генетическую серию, формирующуюся в пределах девонской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, активизированного внутриплитным плюм-рифтогенным режимом, осложненным плюм-рифтогенным воздействием нижнемантийных магм с материалом континентальной земной коры.

Ключевые слова: Кузнецкий Алатау, Колывань-Томская складчатая область, Томь-Яйский горст, девонские грабены, базальты

For the first time for the study area, the geological, mineralogical-petrographic and isotopic-geochemical characteristics of basalts and rhyolites filling a series of grabens in the Baikal-Salair basement of the Tom-Yai horst in the northwestern part of the Kuznetsk Alatau were carried out. The U-Pb method for zircons determined the Middle-Upper Devonian age of graben volcanics. According to geological and geochemical data, volcanics represent a contrasting genetic series that forms within the Devonian continental margin of the Siberian paleocontinent, activated by an intraplate rift-plume regime, complicated by the plume-rhythphogenic effect of lower mantle magmas with continental crustal material.

Keywords: Kuznetsk Alatau, Kolyvan-Tomsk folded area, Tom-Yai horst, Devonian grabens, basalts.

Введение. В зоне сочленения складчатых герцинид Колывань-Томской складчатой области и консолидированных байкало-салаирских структур северо-западной части Кузнецкого Алатау в девоне сформировалась серия грабенов, выполненных в основном базальтами, а также базальтами и риолитами (Врублевский и др., 1987). Исследованию современными методами вулканиты не подвергались, хотя нерешенной проблемой для зоны сочленения разновозрастных складчатых сооружений является вопрос о геодинамическом типе байкало-салаирид Кузнецкого Алатау в девоне, которые представляли собой северную континентальную окраину Сибирского палеоконтинента. В одних источниках предполагается, что зона представляет собой ископаемую зону субдукции, перекрытую Томским надвигом (Кунгурцев и др., 1996; Геодинамика..., 1999), в других считается, что грабены и выполняющие их вулканиты формировались в условиях внутриплитного девонского палеорифта (Парначёв и др., 2010). От решения этого вопроса во многом зависит минерагенический прогноз территории, а также реальный характер взаимоотношений двух крупных разновозрастных региональных структур. Решению данного вопроса посвящена настоящая работа.

Основные черты средне-позднепалеозойской регионально-геологической обстановки зоны сочленения структур. В обобщающих работах (Сурков и др., 1976, 1986; Сурков, Жиро, 1981; Западная..., 2000 и др.) установлено, что крупная Центрально-За-

падносибирская складчатая система герцинид фундамента Западно-Сибирской плиты (ЗСП) развивалась по миогеосинклинальному типу, то есть без полного разрыва додевонской консолидированной коры и формирования офиолитов. Это подтверждается также фундаментальными исследованиями флоры, фауны и палеоландшафтов девон-каменноугольного морского бассейна ЗСП В.Н. Дубатолова и В.И. Краснова (2011) однако в работе (Геодинамика..., 1999 и др.) для Колывань-Томской складчатой области, представляющей южную фронтальную часть Западно-Сибирской складчатой системы герцинид, выделяются островодужный (D_2-C_1), коллизионный (C_2-T_1) и внутриплитный (T_2-Q) этапы развития. Это подразумевает, что Колывань-Томская и Центрально-Западносибирская складчатые системы развивались по эвгеосинклинальному типу и между ними и северной окраиной Сибирского палеоконтинента должна была быть сформирована зона субдукции и активная континентальная окраина Курильского типа. Более того, обозначенные временные рамки не соответствуют масштабным процессам триасового рифтогенеза, сформировавшего крупную Западно-Сибирскую систему рифтов, периферийные части которых проявились в структурах АССО.

Важно так же и то, что в пределах АССО в девоне шло формирование крупной внутриплитной плюм-рифтогенной системы, соответствующей крупной изверженной провинции (КИП). В рамках этой структуры девонские грабены Томь-Яйского

междуречья могут являться северным окончанием западной депрессионной зоны Тувино-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы (Девонские..., 1996; Гринёв, 2007^{1,2}; Grinev et al., 2019; Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021 и др.). Аттестация девонских вулканитов грабенов Томь-Яйского горста должна внести ясность в обозначенной проблеме и определить геодинамический статус северной окраины Сибирского палеоконтинента.

Результаты исследований. Основные черты геологии и состава разрезов грабенов. Изученные грабены располагаются в пределах байкало-салаирского Омутнинского горста, и кулисно расположены по отношению друг к другу, при однотипной меридиональной ориентировке. Отметим, что в работе (Врублевский и др., 1987) грабены выделялись в составе более крупных структур, по этой причине, во избежание путаницы, мы дали им собственные условные наименования. Непосредственно с запада и на границе со складчатыми сооружениями Колывань-Томской складчатой зоны располагается Урбетско-Щербакский грабен, в основной зоне Омутнинского горста, с расположенной в ней зоной офиолитов додевонского байкало-салаирского основания, размещается Китатский грабен, и на восточной периферии горста расположен Ишимский грабен, являющийся частью Усманской синклинали. Отложения грабенов представляют нижнюю часть ранне-среднедевонских вулканогенно-терригенных толщ, перекрываемых верхнедевонскими глинисто-карбонатными толщами площадного развития. В совокупности они представляют по выражению А. Р. Ананьева, лагунно-континентальный девон АССО.

Западный Урбейско-Щербатский грабен имеет протяжённость около 60 км при ширине 6–10 км. Он выполнен сравнительно однородной толщей обильновкрапленных и миндалекаменных базальтовых порфиров, реже их афировых разновидностей и их туфов. Предшественниками возраст вулканитов оценивался как ранний-средний девон, на основании того, что вулканиты перекрываются отложениями лебедянской эффузивно-пирокластической карбонатно-терригенной свиты, датруемой по фауне живетом. Мощность вулканитов грабена оценивается в 1500 м. Они выделены в омутнинскую (митрофановскую) свиту. Наша датировка U-Pb методом по цирконам составила 368 млн лет, что соответствует верхам эйфеля. Учитывая мощность разреза можно предположить, что кроме эйфеля вулканизм мог проявиться и в пределах эмского времени.

В северной части грабена вулканиты превращены в ортосланцы и порфиroidы. В различных частях грабена вулканиты также подвержены наложенным дислокационным преобразованиям и гидротермальному метасоматозу, выразившимся в эпидотизации, альбитизации, окварцевании, карбонатизации и турмалинизации. В этом случае они превращены в metabазальты.

Локально омутнинская свита перекрывается мало-мощной (300 м) лебедянской свитой, представленной

переслаиванием карбонатных, терригенных и ограничено эффузивно-пирокластических пород живетского возраста. Среди вулканитов преобладают туфы, базальты образуют маломощные линзы. Петрографический состав магматитов тождественен омутнинским вулканитам.

Центральный Китатский грабен, заложенный в пределах байкало-салаирской эвгеосинклинальной зоны, также складывается главным образом базальтовыми порфиритами омутнинской свиты. Протяженность его составляет около 30 км при ширине 5–6 км и до полного выклинивания на севере. Однако на юге он срезается по простиранию субширотным разломом, и на севере сливается с восточным Ишимским грабеном и уходит за пределы геолого-съёмочного листа масштаба 1:200 000.

В западном фланге центрального сегмента S-образного Китатского грабена расположено эффузивно-субвулканическое тело риолитов, протяженностью 14–15 км при ширине от 2 км до полного выклинивания на севере. В верхней части разреза риолиты имеют темную вишневую окраску и слоистое строение. В настоящее время они вскрыты на глубину 20–30 м и имеют на свежем сколе серый цвет с иногда вишневым оттенком и массивное иногда флюидальное строение. На космоснимках обнаруживается, что тело риолитов представлено совокупностью перекрывающих друг друга «булкообразных» куполов-наплывов, образовавшихся в следствие выжимания вязкой кислой магмы по множеству приразломных каналов. U-Pb датирование по цирконам позволило определить возраст риолитов в 381,9 млн лет, что соответствует верхам живета.

В северной части грабена вскрыта базальная красноватая алеврито-конгломерато-песчаная красногорская свита с линзами зеленовато-серых базальтовых порфиров и их пирокластики. В других частях изученной площади мощность красногорской свиты достигает 370 м и до полного ее выклинивания по простиранию. Свита залегает с углами от 0 до 30° трансгрессивно на байкало-салаирских образованиях. По аналогии со стратотипом, расположенным в северной части Кузнецкого Алатау, свита дотируется ранним девоном.

В восточной части Омутнинского горста располагается сравнительно крупная **Ишимская грабен-синклиналь**, являющаяся нижним структурным ярусом более крупной Усманской синклинали. Протяженность ее до конца не установлена, она выходит за пределы листа масштаба 1:200 000, а в его пределах протягивается в меридиональном направлении на 52 км при ширине от 10 до 4–5 км. грабен выполнен базальтами омутнинской свиты и трансгрессивно перекрыт лагунно-морским франскими известняками с прослоями аргиллитов мощностью до 1200 м. локально эта известковая толща несогласно перекрывается красноватой мелкообломочной подонинской свитой песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью до 200 м, по всей вероятности, лебедянская свита и верхнедевонские известняки представляют две подсвиты одной свиты.

Таким образом, по имеющимся на сегодня данным основная вспышка базальтового вулканизма припала на эйфель, локальные вспышки происходили в эмсе и завершились в живете, включая образование тела риолитов Китатского грабена.

Петрографически среди базальтов выделены оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разновидности с обильными порфиrowыми вкрапленными хлоритом, халцедоном, цеолитом, эпидотом и кальцитом. Афировые и мелкопорфиrowые разновидности развиты ограничено. Риолиты представлены плагиоклаз-калишпатовыми порфирами с редкими зернами эгирин-авгита и кварц-калишпатовыми порфирами. Вполне возможно, что в разрезе базальтов принимают участие их силлы.

Петрохимически на TAS-диаграммах большая часть фигуративных точек базальтов располагается в полях субщелочных базальтов, гавайитов и муджиритов, несколько точек попадают в поле толеитовых пород – толеитов, андезибазальтов и андезитов, а три пробы попали в поле щелочных тефритов и базанитов. Риолиты образуют довольно компактный рой точек в риолитовом поле. По специфике щелочности базальты в основном относятся к Na группе и частично к K-Na, риолиты являются K-Na образованиями.

Геохимически базальты специализированы на Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba, Zr, а риолиты Ti, Cr, Mn, Cu, Zn, Rb, Zr, Nb, Ba, Pb, Th, U, Sn. У базальтов сумма P3Э составляет от 87,7 г/т до 165,6 г/т, иногда до 752,4 г/т, а у риолитов в пределах 194,2 г/т при доминанте Ce, La, Nd. Часть омутнинских базальтов специализированы на Au и Ag.

Мультиэлементные диаграммы показали, что геохимически базальты близки OIB, но с выраженным Nb-Ta и Ta минимумом, то же самое характерно и для риолитов.

На тройных диаграммах: Th-Hf-Nb породы попадают в поле базальтов деструктивных окраин континентов; на Zr-Nb-Y – в поле вулканических дуг и COX; на La-Y-Nb – в поле, соответствующее известково-щелочным базальтам островных дуг, несмотря на то, что они размещены на консолидированной окраине Сибирского континента.

На диаграмме Конди (Nb/Y-Zr/Y) породы попадают в поле плюмовых источников близких к составу PM и OIB; на диаграмме La/Yb-Zr/Nb) они располагаются по оси La/Yb между реперами OIB и E-MORB, где образуют протяженный шлейф точек по оси Zr/Nb от E-MORB до N-MORB. В литературе подобные ситуации объясняются наложением плюм-рифтогенных образований на литосферно-мантийные, за которые отвечают источники E-MORB до N-MORB.

По-видимому, в нашем случае, вещество пород офиолитов, габбро-диабазов и кембрийских базальтов-андезитов-риолитов эвгеосинклинальной зоны салаирид Омутнинского горста было контаминировано плюмовыми расплавами. Это подтверждается наличием в девонских базальтах и риолитах зерен

цирконов с гораздо более древними датировками, чем девонские.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. 96 с.
2. Гринёв О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: СТУ, 2007. 434 с.
3. Гринёв О.М. Тувинско-Минусинско-Западносибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерагения. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2007. № 299. С. 185–193.
4. Довлатов В., Краснов В.И. Палеоландшафты азиатской части России в среднем палеозое – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. 169 с.
5. Конторович А.Э., Сурков В.С. Западная Сибирь/Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
6. Кунгурцев Л.В., Широких В.А., Оболенский А.А. и др. Геодинамические комплексы Колывань-Томской складчатой зоны и ее положение в структуре Центрально-Западносибирской складчатой области // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 1. С. 71.
7. Парначёв В.П., Вылцан И.А. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1966. 239 с.
8. Парначёв В.П., Парначёв С.В. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска: Материалы к полевой геологической экскурсии: Справочное пособие. – Томск: Томский государственный университет, 2010. 144 с.
9. Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.
10. Сурков В.С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
11. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Геологическое строение Западно-Сибирской плиты. Л.: Наука, 1976. 144 с.
12. Сурков В.С., Трофимук А. А., Жеро О. Г. Мегаконплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
13. Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. Age correlation of Large Igneous Provinces with biotic rises. 31 July 2020.
14. Grinev O. M. Vorontsov A.A., Ernst R. E., Perfilova O.Y. Parameters and classification of the Devon Riftogenic Altay-Sayansky LIP // Тезисы VII Международной конференции. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2019. С.45–46.

15. Vorontsov A.A., Dril S., Komaritsyna T., Yarmalyuk V., Grinev O. M., Perfilova O. Magmatism of the Devonian Altay-Sayan system: geological and geochemical

evidence for diverse plum-lithosphere interactions. // Gondwana Research. 2021. T. 89. С. 193–219.

УДК 551.1/4

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ГОРЯЧЕГО ПОЛЯ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

О.М. Гринёв¹, В.В. Ярмолюк², Р.Э. Эрнст^{1,3}, А.А. Воронцов⁴

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет. Томск, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³Карletonский университет. Оттава, Канада

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Иркутск, Россия

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ: проекты 20-35-932; 20-35-936; 19-05-00300.

Обсуждается проблема выделения в Северной Евразии девонского горячего поля мантии, представленного совокупностью крупных изверженных провинций (КИП), горячих «пятен» и горячих точек плюм-рифтового магматизма. В качестве КИП рассматриваются: Беломорско-Кольская; Припятско-Днепровско-Донецкая; Вилуйская-Сетте-Дабанская КИП кратонов; а также КИП консолидированных складчатых областей: Северо-Казахстанская, Алтае-Саянская, Кедонско-Омолонская и Британская. Выделяются герцинские области складчатости с наложенным на них плюмовым магматизмом – Южный Урал и Рудный Алтай. Производными горячих пятен и точек, вероятно, являются провинции щелочных породы и их крупнейшие массивы – Хибинский, Сыннырский и др.

Ключевые слова: горячее поле мантии, Северная Евразия, КИП, плюм-рифтовый магматизм, девон, палинспастические реконструкции, геодинамические режимы.

The problem of identifying the Devonian hot field of the mantle in Northern Eurasia, represented by a set of large igneous provinces (LIP), hot “spots” and hot spots of plume-rift magmatism, is discussed. The following LIPs are considered: Belomorsk-Kola; Pripyat-Dneprovo-Donetsk (which collectively have been termed the Kola-Dnieper LIP) of the East European craton; Vilyui-Sette-Daban of the Siberian craton; as well as LIP of consolidated folded regions: North Kazakhstan, Altai-Sayan, Kedon-Omolon, and North Atlantic. The Hercynian folding areas with plume magmatism superimposed on them are distinguished – the South Urals and Rudny Altai. The derivatives of hot spots and spots are probably the provinces of alkaline rocks and their largest massifs – Khibiny, Synnyrsky, etc.

Keywords: hot mantle field, Northern Eurasia, LIP, plume-riftogenic magmatism, Devonian, palinspastic reconstructions, geodynamic regimes.

Введение

Девонский тектогенез характеризуется как глобальный и рубежный процесс, обладающий перечнем отличительных черт. Среди важнейших его особенностей значатся: однотипность его эпиконтинентальных структур и формаций, проявленных в масштабах Северной Евразии; активный магматизм с мощной щелочной составляющей; широкое развитие древних красных песчаников (Old Red Sandstone), эвапоритов; трансгрессивно-регрессивный литогенез; заселение суши биотой; появление первых на планете углей и нефтематеринских толщ; массовые вымирания биоты; а также наличие крупных месторождений каменной соли, месторождений Fe, Ti, Pb-Zn-Cu, As-Cu-Ni-Co, Hg-Sb, Mo, Au, Ag, МПГ, РЗЭ, Nb, Ta, P, U, Th, алмазов, барита, флюорита, цеолитов и др.

Процессы эпиконтинентального тектоно-магмоге-

неза, литогенеза и их производных однотипно проявлялись в разных по возрасту и типу региональных структурах Северной Евразии и в довольно узком интервале времени. В целом это D1-C1, а в конкретных регионах их активность продолжалась не более 20–30 млн лет. Долгое время они не получали однозначной геодинамической интерпретации (Тектоника..., 1966 и др.). И только с развитием представлений о континентальном рифтогенезе и плюм-тектонике в последнее 20–25 лет их плюм-рифтовая природа стала вполне очевидной.

При этом важно учитывать, что наряду с эпиконтинентальным тектоногенезом в среднем-позднем палеозое (D-P) в Северной Евразии шло формирование герцинских складчатых областей и поясов, формировавшихся с образованием новой океанической коры и без нее. Формирование крупномасштабных эпиконтинентальных (внутриплитных) и подвижных складчатых

поясов несомненно было предопределено развитием глобальных океанических и континентальных структур среднепалеозойского времени. Кратко рассмотрим особенности палеотектонической обстановки девона при помощи палинспастических реконструкций.

Палинспастические реконструкции девона

К началу девонского этапа развития Земли Северной Евразии, как крупнейшей части будущего суперматерика, не существовало. Вместо этого в приэкваториальной и средней зонах Северного полушария располагалось скопление сближенных материковых глыб Лавренции, Восточной Европы, Сибири, Казахстана и Китая. Эти глыбы испытывали определенные плей-тектонические перемещения и вращения относительно друг друга, но кардинально не меняли своего положения в пределах Панталассы. В Южном же полушарии в приполюсной зоне располагался суперматерик Гондвана, имевший высокое гипсометрическое стояние относительно уровня океана.

Между сближенной группой материков приэкваториальной зоны и приполюсной Гондваной располагался проливообразный спрединговый бассейн Палеотетис, состоявший из Центрально-Азиатского (восточного) и Европейско-Северо-Африканского (западного) сегментов (Golonca, 2020; Karmeid et al, 2020). Ложе Палеотетиса имело сложное строение, обусловленное проявлением байкальского и салаирского этапов развития. Срединговая зона (СОХ) океана осложнялась многочисленными ответвлениями продольного и поперечного характера, а также наличием в ее пределах докембрийских и байкало-салаирских террейнов. Трансформные ответвления от зоны СОХ были направлены главным образом в пределы приэкваториальной группы континентальных глыб.

Наиболее крупной из них была Уральская ветвь, которая на юге (в современных координатах) сливалась со стержневой зоной Палеотетиса, образуя протоструктуру Урало-Монгольского подвижного пояса. Монгольская его составляющая представлена нынешним Центрально-Азиатскими складчатым поясом.

В работах (Добрецов, 2003; Ярмолюк и др. 2003; Гордиенко, Метёлкин, 2019 и др) для Центрально-Азиатского пояса выделяются докембрийские (850 и 730 млн лет) и последующие (ранне-среднеордовикский (485 млн лет); ранне-среднедевонский (360 млн лет); и пермь-триасовый (250 млн лет) этапы развития и закрытия Палеотетиса, установленные U-Pb датированием по цирконам пород, соответствующих террейнов.

Палеомагнитные исследования показывают, что в девоне о. Тайвань располагался недалеко от северного полюса Земли, в координатах 129° в.д. и 23° с.ш. (Гордиенко и др., 1978). Учитывая расположение континентальных глыб приэкваториальной зоны (Torgvíc, Cocks, 2019) относительно о. Тайвань, можно считать, что Палеотетис имел близкое к субмеридиональному простирание, как и СОХ современных океанов. Ос-

ложняющие его ответвления располагались субширот-но или диагонально, формируя тройные сочленения. Крупные этапы перестройки и закрытия палеоокеана, по мнению (Добрецов, 2003; Ярмолюк и др. 2003), связаны с проявлениями суперплюмов на указанных выше рубежах.

Геодинамические режимы герцинид

С современных геотектонических позиций девонская эпоха была представлена крупным спрединговым поясом Палеотетиса с отходящими от него ответвлениями, а также эпиконтинентальными внутриплитными структурами, формируемыми девонским и другими суперплюмами. Наиболее крупные ответвления от СОХ Палеотетиса – Уральский сегмент Урало-Монгольского пояса, развивался по эвгеосинклинальному типу, тогда как Центрально-Западно-Сибирская и Обь-Зайсанская области герцинид формировались по миогеосинклинальному типу. Продолжающая их по простиранию Южно-Монгольская область, сливающаяся с СОХ Палеотетиса, испытывала активный спрединг в девоне с формированием ювенильной коры. В совокупности эти три области герцинид формировали смежный с Уральским Центральнозападносибирско-Южномонгольский пояс. Согласно построениям М.М. Буслова с соавторами (2003), в раннем девоне между Восточно-Европейской и Сибирской платформами и Казахстанской континентальной глыбой располагались спрединговые хребты, сочленяющиеся с Палеотетисом. В миогеосинклинальной Обь-Зайсанской области, в девонско-каменноугольный период Чарский палеорифт, разделявший Сибирь и Казахстан, характеризовался весьма слабым и локально проявленным спредингом, несмотря на его глубокое проникновение в структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. Активный спрединг происходил в Уральском поясе в ордовикское и в девонское время, как показали исследования последних лет. Отсутствие спрединга в Центрально-Западно-Сибирской и Обь-Зайсанской складчатых областях подтверждается исследованиями (Сурков и др. 1985, 2003; Пучков 2000; Западная..., 2000; Дубатов, Краснов, 2011 и др). Эта особенность миогеосинклинальных областей пояса герцинид снимает проблему идентификации их спрединговых и субдукционных зон.

Таким образом, в геодинамическом и структурном плане важнейшую роль в девоне играл Палеотетис и осложняющие его сателлиты, тогда как внутриплитный плюм-рифтогенный магматизм континентальных глыб обрамления палеоокеана имел синхронный, но автономный характер, обусловленный работой горячего поля мантии. Временные интервалы проявления, структуры, формации и минерации у них были резко различными. Следует отметить, что в случае наложения плюмовых производных на структуры складчатых поясов формировались провинции с аномальной минерацией, например Урал и Рудный Алтай.

Плюм-рифтогенные КИП, горячие «пятна» и точки девонского горячего поля мантии

Современные горячие поля мантии Земли: Африканское, Тихоокеанское, Центрально-Азиатское и Тасманское (по Зоненшайну и Кузьмину, 1983) выделены путем оконтуривания площади наиболее плотно расположенных горячих точек океанов и континентов последних 15 млн лет истории Земли. В предлагаемой работе речь идет об оконтуривании палеотипного горячего поля мантии, обрамляющего в девоне Евразийскую периферию Палеотетиса, и выявлении основных черт его внутреннего строения. Горячее поле представлено совокупностью КИП и предполагаемых горячих «пятен» и точек, многие из которых уже фигурируют в таком статусе в литературе, другие, согласно критериям выделения КИП, соответствуют им. В рассматриваемом варианте критериями отбора анализируемых КИП и горячих точек являлись: возраст; наличие регионального парагенезиса «грабен-горст»; проявление субщелочного и щелочного вулканоплутонизма с участием толеитового магматизма с разным их объемным представительством; фациальный и формационный состав магматитов-вулканитов, плутонов, даек щелочно-ультраосновного и щелочно-основного составов с карбонатитами и кимберлитами; наличие крупных и уникальных щелочных плутонов, типа Хибин, Ловозера, Сынныра; наличие минералогических, петро-геохимических и изотопно-геохимических признаков плюмовой природы магматитов.

Начало этой работе положено в публикациях (Гринёв, 2007; Grinev et. al, 2019; Vorontsov et.al., 2021; Ernst et. al., 2019, 2020 и др). Перечисленным критериям соответствует Кольско-Днепровская КИП Восточно-Европейской платформы, Вилуйско-Сетте-Дабанская КИП Сибирской платформы, включая ультракалиевые плутоны Прибайкалья и Западного Алдана (Сыннырский, Якшинский и Сакунский); Северо-Казахстанская КИП (девонский вулканический пояс) и Ишимский комплекс калиевых щелочно-основных пород, Алтае-Саянская КИП и Кузнецко-Алатауская провинция. Обзор их состава и возрастных датировок приведен в работе (Магматические..., 1984). По многим из них имеются и другие более свежие данные по возрасту, составу и минералогии, например, по алмазонасности Вилуйско-Сетте-Дабанской провинции, Восточного Саяна, Зимнего берега и др. По литературным и авторским данным установлена плюмовая компонента в девонских щелочных габброидах Южного Урала и Мугоджар, в базальтах девона Рудного Алтая. В совокупности, перечисленные КИП, щелочные провинции России, а также Британских Островов и Скандинавии, образуют в пределах современных разновозрастных и гетерогенных структур Северной Евразии девонско-раннекарбонный почти непрерывный пояс плюм-рифтогенной природы.

В размещении, структурной приуроченности и времени формирования исследуемых КИП, щелочных провинций и их крупных массивов предполагаемого поля горячей мантии наблюдается ряд отчетливо проявленных закономерностей.

Структурный аспект

Рассмотренные объекты располагаются в Евразийских континентальных структурах, обрамляющих Палеотетис. В пределах кратонов КИП и щелочные провинции приурочены к их краевым частям, где в рифейское время формировались авлакогены (Кольско-Днепровская и Вилуйско-Сетте-Дабанская КИП и их щелочные провинции); Северо-Казахстанская и Алтае-Саянская КИП с их щелочными провинциями располагаются в пределах консолидированных байкало-каледонских массивов с докембрийскими ядрами. Британская и Омолонская КИП представляют собой фрагменты более крупных структур, также приуроченных к консолидированным континентальным массивам, преобразованным мезозойской тектоникой. Южно-Уральско-Мугоджарские щелочно-габброидные и Рудно-Алтайские базальт-риолитовые серии наложены на герцинские складчатые структуры.

Формационный аспект

В пределах кратонов установлен наиболее сложный состав магматитов: толеитовые базальты, траппы, щелочно-основные и щелочно-ультраосновные комплексы с уникальными ультращелочными массивами типа Ловозера, Хибин, Сынныра и полями кимберлитов. Объёмы щелочных пород весьма значительны.

В пределах байкало-каледонских континентальных массивов с докембрийскими ядрами развиты КИП с доминирующими крупными полями вулканитов, представленных толеитами, траппами, преобладающими субщелочными и локально щелочными образованиями К-Na и К типов.

Краевые КИП Британских островов и Омолонского массива характеризуются крупными полями толеитовых, преобладающих субщелочных сиалических эффузивных толщ значительной мощности и локально развитыми щелочными породами.

Возрастной аспект

Наиболее ранними являются КИП и щелочные провинции **Северного Казахстана и Алтае-Саяна**. Грабеновый вулканизм основного, среднего и кислого состава формировался импульсами в раннем девоне, эмсе-эйфеле и начале живета и в конце живета-франна. Ишимские лейцитовые базальты, тефриты, эпидейцитовые порфиры имеют возраст 420-400 млн лет. Алтае-Саянская КИП имеет датировки вулканитов грабенов и прогибов раннего девона в пределах Минусинско-Тувинско-Горноалтайского регионов (лохков, прага, эмс). В Тувино-Минусинской зоне вулканизм прекращается в эмсе и мигрирует в пределы Восточного Саяна и Кузнецко-Горноалтайской зоны, где проявляется в среднем девоне (основной импульс) и частично в верхнем девоне. Возраст щелочных габброидов Кузнецкого Алатау 400-398 млн лет, нефелиновых сиенитов 400,9–387 млн лет.

В пределах **Кольско-Днепровской КИП** установлено 4 ареала развития девонского магматизма под разными наименованиями у разных авторов: 1. Беломорский (Кольский) с продолжительностью вулканизма ~

12 млн лет: вулканы грабен толеитового, субщелочного и щелочного состава, трубки взрыва, кольцевые уникальные комплексы (Ловозеро, Хибин). Возраст вулканитов и плутонов ~ 400 млн лет. Ковдорский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов 400–360 млн лет. 2. Воронежско-Украинский (Днепро-Донецкий): вулканы толеитового, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава, трубки взрыва, небольшие штоки, силлы, дайки. Длительность извержений ~ 12 млн лет. Возраст 380–350 млн лет. 3. Тимано-Печорский ареал: толеитовый, субщелочной вулканизм, продолжительностью ~ 3 млн лет в раннем фране. 4. Волго-Уральский ареал: толеитовый, субщелочной вулканизм, продолжительностью ~ 3 млн лет на границе живета и франа.

Общая продолжительность импульсного магматизма ~ 400–350 млн лет.

Вилуйско-Сетте-Дабанская КИП. Вулканы грабен-рифтов: траппы, субщелочные и щелочные лавы, крупные поля даек основного состава, кимберлитовые поля; щелочно-ультраосновные вулканы, дайки карбонатитов Сетте-Дабана. Наиболее древние датировки магматитов 430–410 млн лет; карбонатитов – 380–310 млн лет; кимберлитов – 370–350 млн лет; пояса даек – 380–310 млн лет. Общая продолжительность импульсного магматизма 410–310 млн лет.

Возраст периферийных по отношению к палеорифту Северо-Байкальской (Сынныр и его сателлиты) и Кодаро-Удоканской (Сакунский и другие плутоны) ультракалийевых провинций составляет для пород их ранних фаз 330–300 млн лет, по минеральным фракциям он изменяется от 350 до 230 млн лет (Калиевый., 1990). Это может свидетельствовать о начале их формирования в позднем девоне – раннем карбоне.

Магматиты рифта Срединной долины и Оркадской впадины Британских островов формировались в два импульса: 1. Ранне-среднедевонский – лавы базальтов, диабазов, трахиты, риолиты, фельзиты, а также интрузивы сиенитов и граносиенитов; 2. Раннекарбонный – вулканоплутоническая ассоциация щелочно-базальтового состава Шотландии: лавы и туфы оливиновых базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов и интрузивно-субвулканические силлы, дайки долеритов, тералитов, а также лакколиты фонолитов и трахитов.

Кедонская КИП Омолонского массива характеризуется преобладанием риолитов, трахириолитов (65–80 %), меньшим количеством дацитов, трахириолитов, трахитов (около 35 %) и еще меньшим развитием базальтов, трахибазальтов (15 %). Начало формирования вулканитов датируется отметкой в 400 млн лет, на послевизейском уровне вулканы отсутствуют. Эволюция составов пород импульсных извержений имеет следующий вид: 1) туфы и лавы основного и среднего составов; 2) кислые лавы, игнимбриты, их туфы; 3) лавы и туфы трахибазальтов и трахиандезитов с прослоями песчаников сводного кедонского разреза, возраст составляет верхний эмс-турнейский интервал

(D₁₋₂-C₁). На периферии Омолонского купола локально развиты лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов.

Основные выводы

С современных позиций отмеченные особенности проявления девонского внутриплитного магматизма Северной Евразии наиболее достоверно могут быть объяснены с позиций проявления в континентальных структурах будущей Северной Евразии горячего поля мантии, представленного КИП, провинциями субщелочных и щелочных пород и горячими точками мантии.

Согласно абсолютным палеогеографическим реконструкциям, изложенным в работах (Кузьмин и др., 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; и др.) это горячее поле мантии может быть обусловлено дрейфом континентальных глыб над Африканским суперплюмом в девоне.

Девонский тектогенез Евразии является наглядным примером параллельного и структурно сопряженного развития разноглубинных плюм-литосферного и плейт-тектонического геодинамических режимов.

Литература

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Т.2. М.: Наука, 1984. 416 с.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. №10 (1–2). С. 49–75.
3. Гордиенко И.В., Метёлкин Д.В., Ветаужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика, 2019. Т.60. №3. С. 318–341.
4. Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
5. Гринёв О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: Изд-во STT, 2007. 434 с.
6. Добрецов Н.Л., Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской складчатой области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т.44. №1–2. С. 5–27.
7. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты азиатской части России в среднем палеозое. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. 169 с.
8. Западная Сибирь // геология и полезные ископаемые России. В 6 томах. Т.2. / гл. ред. В.П. Орлов: ред. 2-ого тома А.Э. Конторович, В.С. Сурков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 447 с.
9. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтовой системы / Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
10. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.

- Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской провинции // Геотектоника. 2011. Т. 45, № 6. С. 3–23.
11. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных процессов // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 153–184.
 12. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / под ред. В.С. Суркова. М.: Недра, 1986. 149 с.
 13. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 200. 146 с.
 14. Пучков В.Н. Плюм – новое слово в геологии Урала // Литосфера, 2018. №4. С. 483–499.
 15. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки Земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты / Материалы конференции «Фундамент и структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». 29 сентября – 2 октября 2008. Тюмень-Новосибирск: СИБНАЦ, 2008. С. 207–210.
 16. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000. М.: Наука, 1966. 486 с.
 17. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / О.Г. Жеро, А.Э. Конторович, В.П. Коробейников, В.Н. Крамник, Л.В. Смирнов, В.С. Сурков (ред.). Новосибирск, 2000.
 18. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003, Т.11. №6. С. 556–586.
 19. Age correlation of large igneous provinces with Devonian biotic crisis. Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. Global and Planetary Change. 2020. T. 185. C. 103097.
 20. Devonian biotic crises and link to LIPs. Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. В книге Large Igneous Provinces Through Earth History: Mantle Plumes, Supercontinents, Climate Change, Metallogeny and Oil-Gas, Planetary Analogues (LIP – 2019). Тезисы VII Международной конференции. 2019. С. 29–30.
 21. Golonca, Karmeid et. al. Global and Planetary Change. 2020. T. 185.
 22. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan system: geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions. Vorontsov A., Dril S., Komaritsyna T., Yarmolyuk V., Ernst R. Grinev O.M., Perfilova O. Gondwana Research. 2021. T.89. pp. 193–219.
 23. Ordovician-Devonian volcanism in the north of the Altai-Sayan folded area (geology, geochemistry, geodynamics) Vorontsov A.A., Perfilova O.Y., Grinev O.M., Dril S., Ernst R.E. В книге Large Igneous Provinces Through Earth History: Mantle Plumes, Supercontinents, Climate Change, Metallogeny and Oil-Gas, Planetary Analogues (LIP – 2019). Тезисы VII Международной конференции. 2019. С. 155–156.
 24. Parameters and classification of the Devon riftogenios Altai-Sayan LIP. Grinev O.M., Vorontsov A.A., Ernst R.E., Perfilova O.Y. В книге Large Igneous Provinces Through Earth History: Mantle Plumes, Supercontinents, Climate Change, Metallogeny and Oil-Gas, Planetary Analogues (LIP – 2019). Тезисы VII Международной конференции. 2019. С. 45–46.
 25. Saralinsky graben – Devonian rift of the Kyznetsk-Minusinsk zone, Altai-Sayan folded area. Grinev O.M., Grinev R.O., Adylbaev R.R., Bogorodov A. A. Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin. Altai-Sayan Region, Siberia. Cep. «GeoGuide» Cham. 2020. C. 66–68.
 26. Torsvic, T.H., Cocks L.R.M. Earth History and Paleogeography. 2019.

УДК: 551.242.11

НОВЕЙШИЕ СДВИГОВО-НАДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Я.М. Гутак

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия, gutakjaroslav@yandex.ru

Статья посвящена рассмотрению геологических процессов на территории Юго-востока Горного Алтая в новейшее время. На основании дешифрирования космических снимков региона реконструированы крупные тектонические покровы, активизированные в четвертичное время. Выделение последних подтверждается данными детального геологического картирования в пределах Акташского рудного поля, которые переосмыслены с учетом новейших геотектонических парадигм. Данные о возрасте новейших подвижек основываются на факте надвигания палеозойских и мезозойских (нижняя-средняя юра) образований на палеоген-неогеновые отложения Курайской и Чуйской впадин. Время формирования

этих впадин соответствует началу процессов горизонтального сдвижения Курайско-Улаганского покрова произошедших в палеогене. Горизонтальное перемещение этого блока продолжалось до начала голоцена (если справедливо отождествление валунно-глинистых отложений, перекрывающих неогеновые отложения Курайской впадины, с мореной плейстоценового оледенения). Современные тектонические подвижки в юго-восточной части Горного Алтая унаследуют мезозойские, хотя и имеют по сравнению с ними значительно меньшие амплитуды перемещений.

Ключевые слова: тектоника, Горный Алтай, сдвиг, надвиг, четвертичный период

The article considers geological processes on South-East of Mountain Altai in recent times. Based on interpretation of space images of the region, large tectonic nappes, being activated in the Quaternary time, have been reconstructed. Identification of the latter is confirmed by the data of detailed geological mapping within the Aktash ore field, which have been reconsidered in the light of the latest geotectonic paradigms. Data on the age of the recent shifts are based on the fact of the Paleozoic and Mesozoic (the Lower-Middle Jurassic) formations thrust on the Paleogene-Neogene deposits of the Kurai and Chuya depressions. The time of these depressions formation corresponds to the beginning of the processes of horizontal displacement of the Kurai-Ulagan nappe that occurred in the Paleogene. Horizontal movement of this block continued until the beginning of the Holocene (if identification of boulder-argillaceous deposits overlying the Neogene deposits of the Kurai depression with the Pleistocene glaciation moraine is correct). Recent tectonic movements in the southeastern part of Mountain Altai will inherit the Mesozoic ones, although they have much smaller displacement amplitudes in comparison.

Keywords: tectonics, Gorny Altai, strike-slip, thrust, Quaternary

В последнее время территория Алтае-Саянской складчатой области рассматривается как коллаж разновозрастных террейнов (Буслов, 1992, Гусев, 1994). Становление современной геологической структуры региона произошло во время мезозойской тектономагматической активизации Монголо-Охотского подвижного пояса и в основном завершилось в начале мелового периода (Гутак, 2021). Конец мезозоя ознаменовался некоторой стабилизацией региона с формированием на обширных территориях выровненного пенеплена на возвышенностях (Курайский хребет) и кор выветривания в понижениях рельефа (южная часть Чуйской впадины). В то же время уже первые исследователи Горного Алтая отмечали очевидную молодость рельефа в юго-восточной части региона и наличие здесь новейших разрывных деформаций надвигового типа (Кузнецов, Мухин, 1936; Сперанский, 1937; Аксарин, 1938). Документальное подтверждение наличия там четвертичных надвигов было получено при проведении детальных геологоразведочных работ в пределах Акташского рудного поля (Курайская рудная зона) в начале шестидесятых годов прошлого века (Бондаренко, 1976). Тогда, при проведении в районе Акташского месторождения киновари детальных поисково-съёмочных работ геологами Акташской геологоразведочной партии Курайской экспедиции зафиксирован факт надвигания пакета пластин палеозойских пород на плейстоценовые ледниковые отложения в рч. Акташ (канавы), скважинах 328 (правый борт рч. Акташ), 24 и 28 (Баратальский участок). В скважине 328 вскрываются (возрастное и свитное членение разреза приведено в соответствие с легендой геологической карты Курайской рудной зоны) (Гусев, Бедарев, Гутак и др., 1993):

0–12 м – современные делювиальные отложения;

12–42 м – темно серые плитчатые известняки (тыдтуеркская свита, венд-нижний кембрий);

42–74 м – песчаники, алевролиты, с прослойками органогенных известняков (аккаинская свита, франкский ярус верхний девон);

74–102 м – углистые алевролиты, аргиллиты, мелкозернистые песчаники (кызылташская свита, верхний карбон);

102–110 м – темно серые плитчатые известняки (тыдтуеркская свита, венд-нижний кембрий);

110–220 м – морена (плейстоцен)

220–283 м – бурые глины, пески (туеркская свита, неоген) на 245 м. зафиксировано наличие растительных остатков;

283–345 м – темно-серые мраморизованные известняки (баратальская свита, венд).

В приведенном разрезе фиксируется не просто обратная последовательность слоев, а опрокинутая последовательность тектонических пластин: – венд-нижнекембрийской, позднедевонской, позднекаменноугольной и снова венд-нижнекембрийской. И если это так, то мы имеем дело с неоднократными проявлениями в районе горизонтальных перемещений (по меньшей мере – шесть). В южном направлении мощности верхнепалеозойских пластин уменьшаются до полного выклинивания в районе верховий рч. Баратал (здесь в скважинах 24 и 28 зафиксировано надвигание песчаников курайской свиты верхнего кембрия на ледниковые отложения плейстоцена). Далее на юг они снова появляются в разрезе левого борта р. Курайка (рудопоявление Уланду). Детальное изучение пакета только девонских тектонических пластин в пределах Акташского рудного поля (Гутак, 1989) показало, присутствие вулканогенно-осадочных образований нижнего девона (корумкешу-ская свита), пестроцветных терригенных отложений живетского яруса среднего девона (узунталская свита) и терригенно-карбонатных отложений франского яруса верхнего девона (аккаинская свита). Вся перечисленная выше последовательность девонских свит характеризует разрез Курайского прогиба, который на большей своей части поглощен под поверхностью Курайско-Улаганского шарьяжа в эпоху мезозойской активизации.

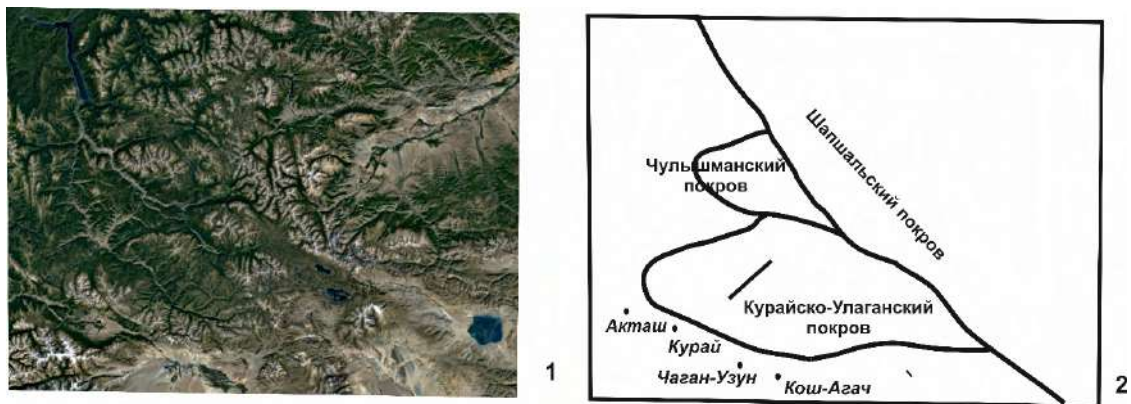


Рис.1. Современные надвиговые структуры Юго-Восточного Горного Алтая.
1 – деталь космоснимка территории Юго-Востока Горного Алтая; 2 – предполагаемые границы современных тектонических покровов (стрелкой показано направление движения тектонических пластин)

Примечательно, что четвертичный надвиг не унаследует ранее существовавшие сдвиги, а формирует свою новую плоскость, которая, хотя и сближена с более ранними мезозойскими надвигами Южным и Акташским, но существует автономно. Более того, новейшая активизация, дополнив существовавший ранее пакет тектонических покровов, сделала его узнаваемым, особенно на космоснимках.

Последние в настоящее время доступны для изучения и позволяют исследователю оценить огромные территории. В нашем случае использован снимок юго-восточной части Горного Алтая из Google карты. Его дешифрирование позволило наметить крупные тектонические покровы, активизированные в четвертичное время (рис.1). С востока на запад выделены Шапшальский, Чулышманский и Курайско-Улаганский шарьяжи с пакетами девонских, каменноугольных и юрских тектонических пластин в основании. Из перечисленных структур наиболее изучена южная фронтальная часть Курайско-Улаганского покрова, где закономерно сочетаются сдвиговые и надвиговые составляющие.

Данные о возрасте новейших подвижек основываются на факте надвигания палеозойских и мезозойских (нижняя-средняя юра) образований на палеоген-неогеновые отложения Курайской и Чуйской впадин. Время формирования этих впадин соответствует началу процессов горизонтального сдвижения Курайско-Улаганского покрова произошедших в палеогене. Горизонтальное перемещение этого блока продолжалось до начала голоцена (если справедливо отождествление валунно-глинистых отложений, перекрывающих неогеновые отложения Курайской впадины, с мореной плейстоценового оледенения). Горизонтальная амплитуда перемещений только за постплейстоценовую эпоху в этом случае составила, судя по данным скважины 328, более 200 м (Бондаренко, 1976).

Простирание четвертичного надвига в южной части Курайско-Улаганского шарьяжа не совпадает с простиранием мезозойских перемещений, что указывает на изменения направлений надвиговых напряжений в южных румбах. Четвертичный надвиг полого сечет бо-

лее древние тектонические нарушения. В бассейне рч. Акташ он расположен гипсометрически ниже и южнее мезозойских надвигов (Акташского и Южного). Далее, в направлении к Чаган-Узуну четвертичный надвиг пересекает мезозойские нарушения и проходит уже выше и севернее последних (район Чаган-Узунского месторождения киновари и Чуйского месторождения бурых углей). Это указывает на несколько большие углы залегания надвиговой поверхности четвертичного надвига. Вместе с тем следует понимать, что современные тектонические подвижки в юго-восточной части Горного Алтая все же унаследуют мезозойские, хотя и имеют по сравнению с ними значительно меньшие амплитуды перемещений.

Литература

1. Аксарин А.В. Чуйский буроугольный район в Юго-Восточном Алтае // Вестник Зап.-Сиб. геол. упр. 1938, № 4. С. 41–69.
2. Бондаренко Н.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере акташских структур Горного Алтая) // Тр. инст. геол и геоф. 1976. Вып. 267. 118 с.
3. Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1992. 92 с.
4. Гусев Н.И. Террейновая структура Курайской зоны в Горном Алтае // Геодинамика южной Сибири. Томск, 1994. С. 36–37.
5. Гусев Н.И., Бедарев Н.П., Гутак Я.М., Пономарев А.Л., Русанов Г.Г., Киселев Е.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае / Отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площадей масштаба 1:50000, проведенного в 1983–1991 гг. в Курайской рудной зоне Горного Алтая: листы М-45-56-В,Г; - 68-А. Малоенисейск, 1991.
6. Гутак Я.М. Девонские отложения Акташского рудного поля (Горный Алтай) // Сов. геол. 1989. № 1. С. 60–61.
7. Гутак Я.М. Становление структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (мезозой-

- ский этап) // Геосферные исследования. 2021. №1. С. 123–129.
8. Кузнецов В.А., Мухин А.С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае // Вестник ЗСГРТ. 1936. № 1. С. 16–23.
9. Сперанский Б.Ф. Основные моменты кайнозойской истории на Алтае // Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937. № 5. С. 50–66.

УДК 550.343/344

ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИЙ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА

В.И. Джурик, Е.В. Брыжак, С.П. Серебренников, А.Ю. Ескин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия, dzhurik@crust.irk.ru

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

Представлены результаты исследований по вопросам изучения динамики сейсмического состояния территорий криолитозоны под действием природных и техногенных факторов. На основе использования комплекса средств инженерной геофизики и сейсмологии, предложены подходы и реализована технология построения карт-схем районирования параметров сейсмических воздействий, с учетом деградации мерзлоты, на примере крупной геологической структуры Байкальской сейсмической зоны и участка строительства промышленного объекта в северной Монголии.

Ключевые слова: Монголо-Сибирский регион, сейсмические воздействия, максимальные ускорения, криолитозона, Муйская впадина, Бурэнханский ГОК

The results of studies on the dynamics of the seismic state of permafrost territories under the influence of natural and man-made factors are presented. Based on the use of a complex of engineering geophysics and seismology tools, approaches have been proposed and a technology has been implemented for constructing maps-schemes of zoning parameters of seismic effects, taking into account the degradation of permafrost, using the example of a large geological structure of the Baikal seismic zone and the construction site of an industrial facility in northern Mongolia.

Keywords: Mongolian-Siberian region, seismic effects, maximum accelerations, permafrost, Muya basin, Burenkhansky ore processing plant

Представляются результаты исследований, выполненных по вопросам изучения динамики сейсмического состояния территорий криолитозоны на примере. Муйской впадины Байкальской сейсмической зоны и участка строительства промышленного объекта, расположенного на территории северной Монголии. Уникальными природными особенностями для этих территории, являются сочетание распространения вечномёрзлых грунтов и проявлений землетрясений с интенсивностью в 8, 9 и более баллов (Геокриологическая..., 1961; Геология..., 1985).

Анализ имеющихся сейсмогеологических материалов и количественные данные о последних сильных землетрясениях указывают на современную высокую сейсмическую активность исследуемых территорий в настоящее время. В геокриологическом направлении они находятся в областях распространения вечной мерзлоты и характеризуется степенью ее прерывистости, которая определяется температурой грунтов. Кратко их анализ в сейсмокриологическом направлении представляется поэтапно для выбранных участков, с учетом дальнейшего выявления общих закономерностей изменения сейсмических воздействий при деградации мерзлоты.

Результаты реализации выбранного подхода к прогнозу основных показателей сейсмического состояния выбранных территорий в пределах криолитозоны Монголо-Сибирского региона при деградации мерзлоты представлены поэтапно на рисунках 1 и 2. Основные из них акселерограммы, спектры, частотные характеристики и их параметры.

Муйская впадина вытянута с запада на восток на 130 км, ширина ее достигает 40–45 км. Основная часть долины охвачена сплошной мерзлотой мощностью более 100 метров с температурой от -1,5°C до -5°C. В обрамляющих впадины горных сооружениях мощность мерзлой толщ может достигать 500 и более метров с температурой до -6°C и ниже (Джурик и др., 2003). Сейсмичность впадины согласно общему сейсмическому районированию (ОСР-2015) оценивается в 9 баллов (карта А).

Расчеты акселерограмм сильных землетрясений проведены при использовании разработанной методики и программы расчетов колебаний на поверхности и во внутренних точках среды (Методическое..., 1976). При расчетах динамических параметров мерзлого и водонасыщенного состояния грунтов использовались полученные нами амплитудно-частотные характери-

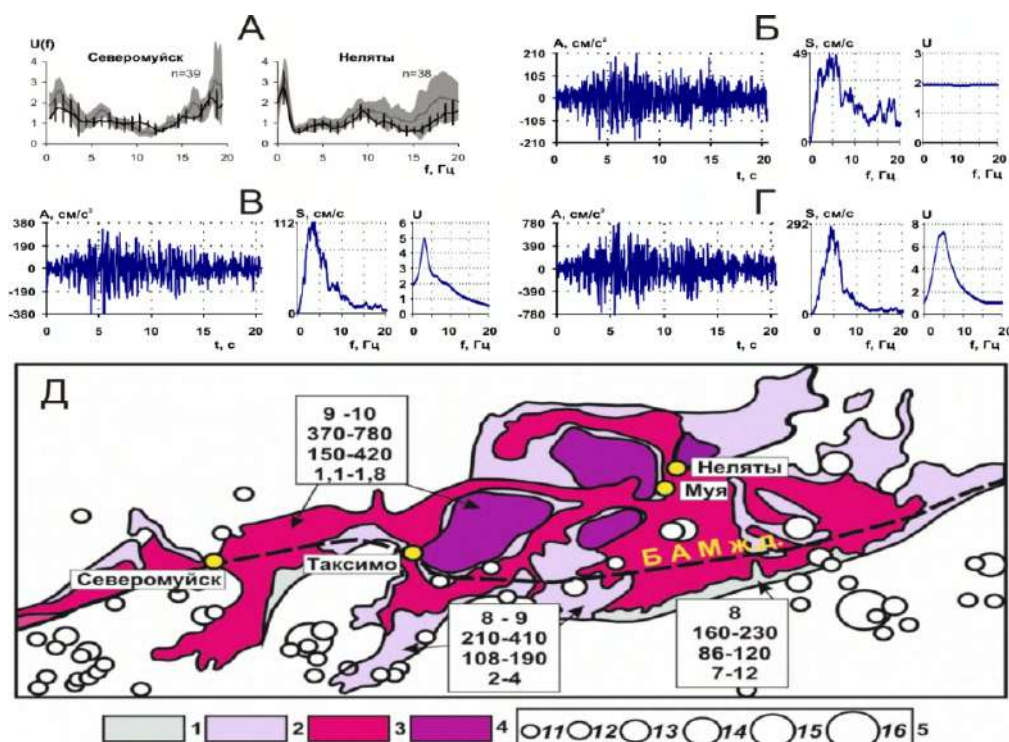


Рис. 1. Реализации прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты на примере Муйской впадины (БСЗ).

А – частотные характеристики использованных землетрясений; Б, В и Г – расчетные акселерограммы для грунтов I, II, и III категорий; Д – карта-схема: 1–4 основные комплексы осадочных пород, 5 – энергетический класс землетрясений. В квадратах сверху вниз соответственно: сейсмическая опасность в баллах, максимальные ускорения для горизонтальной компоненты в $\text{см}/\text{с}^2$, максимальные ускорения для вертикальной компоненты в $\text{см}/\text{с}^2$, резонансные частоты в Гц (слева – естественное состояние, справа – прогнозируемое).

стики (рис. 1 А). Далее, рассчитывался спектр «эталонного» сигнала, соответствующего установленной исходной сейсмичности и проводился расчет спектра колебаний прогнозируемого сильного землетрясения на поверхности исследуемой толщи грунта, представленной сейсмогрунтовой моделью (Джурик и др., 2015).

Для решения поставленных задач были отобраны землетрясения, зарегистрированные сейсмостанциями Байкальского филиала ГС СО РАН «Северомуйск» и «Неляты» (рис. 2 А). В число отобранных записей вошли землетрясения с энергетическим классом >9 и эпицентральной расстоянием до 300 км. Последнее зависело от магнитуды зарегистрированных землетрясений. Общее количество обработанных трех компонентных записей ускорений равно 77.

Для окончательного решения задачи восстановления акселерограмм прогнозируемых сильных землетрясений использовался алгоритм, в основу которого положено быстрое преобразование Фурье. Для этого использовались и полученные ранее результаты исследований в этом направлении (Джурик и др., 2020). Область применения этого подхода при анализе полученных нами экспериментальных материалов – поведение слоев мерзлых грунтов с температурой близкой к нулю и водонасыщенных. Примеры реализации расчетов по изло-

женной методики представлены на рисунке 1 (Б, В, Г): для твердомерзлых и коренных пород (Б – грунты I категории), для средних грунтов (В – грунты II категории) и рыхлых водонасыщенных (Г – грунты III категории).

В итоге для естественного (мерзлого) состояния грунтов впадина разделяется на участки 8–9 баллов (рис. 1Д), а максимальные ускорения колебаний грунтов будут находиться в пределах от 160 до 370 $\text{см}/\text{с}^2$ для максимальной горизонтальной компоненты и от 86 до 150 $\text{см}/\text{с}^2$ для вертикальной компоненты. Для прогнозируемого талого состояния она разделяется на участки от 8 до 10 баллов, а максимальные ускорения будут лежать в пределах от 230 до 780 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты NS и от 120 до 420 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты Z.

Участок Бурэнханского ГОКа (рис. 2) расположен в северном районе Монголии и примыкает к озеру Хупсугул в районе пос. Бурэнхан (в 18 км к западу от г. Мурэн). Занимает относительно ровную межгорную впадину площадью около 16 км^2 . Мощность мерзлых грунтов достигает 20–25 м, но чаще она не выходит за пределы 10 м. Общая мощность рыхлых и разрушенных коренных пород не превышает 30 м, температура мерзлого грунта находится в пределах $-0,1$ – -2°C , криогенная структура грунтов массивная, слоистая, сетчатая. Исходная сейсмичность территории 8 баллов. Ранее было показано, что в Прихубсугулье землетря-

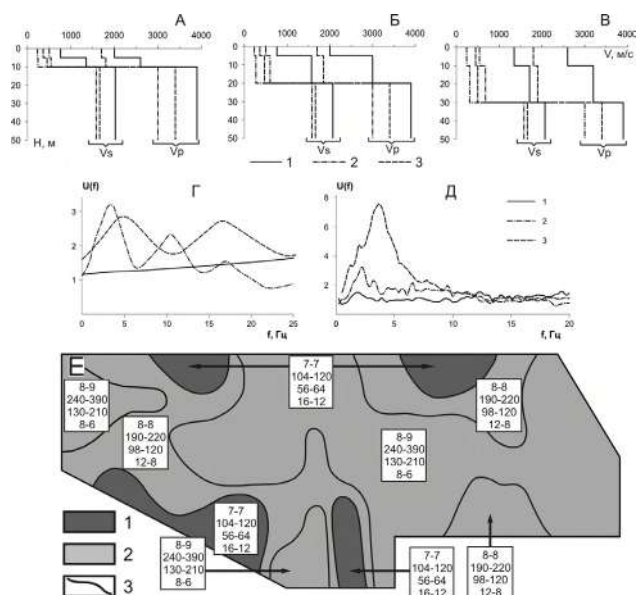


Рис. 2. Реализация прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты на примере Бурэнханского ГОКа (Монголия) БСЗ).

А, Б, В – Наиболее вероятные сейсмические модели для 10, 20, и 30 метровой мощности рыхлых грунтов – соответственно (1 – коренные или мерзлые, 2 – воздушно-сухие, 3 – водонасыщенные); Г, Д – амплитудно-частотные характеристики грунтов для модели В (Г – расчетные, Д – экспериментальные); Е – карта-схема: 1 – коренные эталонные породы, 2 – рыхлые мерзлые грунты, 3 – граница зон с различными расчетными параметрами сейсмических воздействий; в квадратах сверху вниз то же что и на рис. 1.

сения с $M=6,5$ вероятны с периодом в 75 лет [Сейсмо-тектоника..., 1993].

Сводные данные по расчетам, проведенным в соответствии с принятой методикой для первого участка показывают (рис. 2), что участок строительства Бурэнханского ГОКа, при принятой исходной сейсмичности равной 8 баллам, для естественного состояния грунтов разделяется на участки 7–8 баллов, максимальные ускорения колебаний грунтов будут находиться в пределах от 104 до 240 см/с^2 для максимальной горизонтальной компоненты и от 56 до 130 см/с^2 для вертикальной компоненты. Для прогнозируемого талого состояния он разделяется на участки от 7 до 9 баллов и максимальные ускорения будут лежать в пределах от 120 до 390 см/с^2 для компоненты NS и от 64 до 210 см/с^2 для компоненты Z. Основные максимумы частотных характеристик при оттаивании мерзлоты, для рассматриваемых территорий в большинстве случаев смещаются в сторону низких частот

(рис. 1 Б и В).

Указанные интервалы изменений основных параметров сейсмических воздействий характеризуют динамику сейсмического состояния при оттаивании мерзлоты. Карты, при реализации предложенной методики расчетов, могут составляться и на фиксированные моменты времени, связанные с периодами эксплуатации проектируемых и строящихся гражданских и промышленных сооружений.

В итоге в работе обобщаются ранее проведенные исследования и полученные новые данные от анализа проявления сейсмичности, до реализации прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты на примере конкретных территорий, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах Байкало-Монгольского региона. Представленные карты-схемы могут являться основой изучения пространственно-временной неоднородности поведения криолитозоны при температурных, техногенных и сейсмических нагрузках.

Литература

1. Геокриологическая карта МНР. Масштаб 1:1 500 000. /Под редакцией С.Ю. Пармузина. Уланбаатар: ГУГК МНР, 1981.
2. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология. Новосибирск: наука, 1985. 190 с
3. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. Динамика сейсмического риска при температурных изменениях в криолитозоне. Криосфера Земли. №4. Т.№9. 2003. С. 37–40.
4. Джурик В.И., Брыжак Е.В., Серебренников С.П., Ескин А.Ю. Динамика спектрального состава колебаний приповерхностного слоя годовых вариаций температур при землетрясениях в Байкальском регионе // Геология и геофизика, №8, 2020. С. 1136–1146.
5. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Изучение динамических характеристик землетрясений Байкальской рифтовой зоны с целью формирования исходных сейсмических сигналов //Вулканология и сейсмология, 2015, № 5, С. 1–11.
6. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М., Наука, 1988, 280 с.
7. ОСР-2015. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. «Строительство в сейсмических районах» (СП 14.13330.2011).
8. Сейсмо-тектоника и сейсмичность Прихубсугулья. Новосибирск: наука 1993. 180 с.

ГЕОКИМАТИЧЕСКИЙ ВОЛНОВОЙ ПРИНЦИП ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАНЕТНЫХ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ, ОРГАНИЗАЦИИ ЗЕМНЫХ ЭНЕРГО-МАССОПОТОКОВ И ОБРАЗОВАНИЯ ЛУНЫ

В.А. Епифанов¹, В.А. Минин²

¹АО «СНИИГГиМС», АО «Росгеология», Новосибирск, Россия

²ИГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

Отмечено отсутствие в науках о Земле новых глобальных общепризнанных теорий. Акцентируется внимание на опубликованной 60 лет назад в СССР космологической модели академика В.А. Амбарцумяна, в настоящее время оформившейся в «парадигму Амбарцумяна-Белозёрова» (ПАБ). Показано, что в рамках ПАБ принципиально иными, чем общепринятые, являются представления об образовании космических тел и эволюции их вещественного состава, и в частности, о нейтронном составе и баро-плазменном состоянии ядерных зон Земли. Обращено внимание на множественные признаки важной роли киматики и «геометрии тетраэдра» в структурной организации околосолнечного и земного пространств и взрывных процессах с образованием Луны, спутников планет и поясов астероидов. На примере преобразований земной поверхности в зонах влияния рифт-рамповых систем (авлакогенов) показаны следствия активной эмиссии нейтронного ядра, вызванной киматическими влияниями и обусловленной ходом вращений Земли.

Ключевые слова: парадигма, нейтронное ядро, орбитальные вращения, геокиматика, Луна

The absence of new global generally accepted theories in the Earth sciences is noted. The emphasis is placed on the cosmological model of academician Ambartsumyan published 60 years ago in the USSR, which has now taken shape in the “Ambartsumyan-Belozerozov paradigm” (ABP). It is shown that the ideas about the formation of cosmic bodies and the evolution of their material composition, and in particular, about the neutron composition and the bar-plasma state of the Earth’s nuclear zones within the ABP are fundamentally different from the generally accepted ones. The attention is paid to multiple signs of the important role of cymatics and “tetrahedron geometry” in the structural organization of near-solar and terrestrial spaces and explosive processes with the formation of the Moon, satellites of planets and asteroid belts. Using the example of the Earth’s surface transformations in the influence zones of rift-ramp systems (aulacogens), consequences of active neutron core emission caused by cymatic influences and driven by the course of the Earth rotations are shown.

Keywords: paradigm, neutron nucleus, orbital rotations, geocymatics, Moon

*Посвящается Николаю Андреевичу Макаренко,
курировавшему перипетию студенческой жизни одного из авторов*

Из обзора материалов, представленных на Генеральной Ассамблее Европейского союза наук о Земле (EGU-2019), с которыми детально ознакомился один из ее участников (Шмакин, 2020), цитированием особо выделим два принципиально важных момента.

По докладу австрийско-германских исследователей им было отмечено: «Авторы, опираясь на концепцию парадигм и научных революций Куна и Лакатоса, указывают, что новые теории порождаются не объемом новых данных, а новыми идеями... геология переживает скорее кризис, чем пик своего развития... *Новых глобальных теорий в “мейнстриме” геологии, несмотря на все возрастающий информационный поток, нет практически уже 100 лет (считая со времен А. Вегенера)...*» (Шмакин, 2020, с. 242).

Отметим, «мейнстрим» (главный поток, основное течение) в русской действительности обозначает основное и руководящее, модное и довлеющее направление.

И далее: «Из бесед со многими зарубежными авторами можно сделать печальный вывод о непонимании

ими самой возможности спорить с «постулатами» и вообще с положениями господствующих парадигм...! Для большинства не только такая критика, но и сама мысль о ее возможности по своему ужасу подобна ереси в глазах средневекового европейца» (там же, с. 243–244). Все выделения шрифтом – наши.

Это цитирование отображает и реальное состояние дел в нашем научном «официозе». Не обсуждая причин этого, заметим – в «запасниках» отечественной науки имеется целый ряд прежних и новых глобальных идей, гипотез и парадигм, по силе аргументации и качеству обоснования не уступающих упомянутым «модным и руководящим» теориям.

Для нас очевидно, что «краеугольным камнем» всех основных геологических моделей в науках о Земле являются базовые представления о механизме формирования планет Солнечной системы (СС) и в целом об образовании и эволюции Вселенной, для которой в настоящее время общепринята модель «Большого Взрыва». Хотя существует и ряд иных.

Современная «официальная» наука-геология «твёр-

до стоит» на представлениях о формировании галактик, звёзд и планет со спутниками из некой насыщенной газом космической пыли, и лишь в гипотезах её образования допускается расхождение мнений.

При этом уже 60 лет назад существовала «школа академика Амбарцумяна», в которой образование Вселенной представлено как многоступенчатое взрывное рождение галактик и звезд и было дано обоснование существования «протозвезд» (нейтронных звезд) в виде высоко гравитирующих и не излучающих свет сгустков материи (Амбарцумян, 1960). Предлагалась и модель планетогенеза – тоже как взрыв-выброс, и последующее быстрое (астрономически) «выгорание» звездного вещества. Ход эволюции вещества при этом рассматривался как последовательное преобразование элементарных частиц в сложные физико-химические соединения при распаде звёздного ядра и постепенном остывании тел.

После смерти Академика его «школа» быстро перестала существовать.

Однако полвека спустя эти идеи возродились на новом и современном фактическом материале и с новых позиций в виде «Концепции» были изложены И.М. Белозёровым – доктором физ.-мат. наук, кандидатом технических наук, выпускником Томского Политехнического института, воспитанным в недрах Минсредмаша СССР, Росатома и ОАО «ТВЭЛ», физиком-ядерщиком с 50-летним стажем практической работы. В соответствии с ней «твёрдое ядро» Земли состоит из нейтронно-гиперонного «керна», исторгнутого нейтронно-барионной звездой Протосолнцем, а «жидкое» ядро – из нуклонно-гелиевого «бульона» – нейтронно-протонно-гелиевой плазмы (Белозёров, 2008).

В тезисном виде основные положения Концепции можно передать такой цитатой:

«...в условиях переизбытка свободных нейтронов, а также сверхвысоких давлений и температур, реализуемых, в частности, как при взрывном или постепенном разрушении материнской нейтронно-барионной звезды на ее поверхности, так и при постепенном расширении и охлаждении ее фрагментов – отдельных звезд (солнц) и их рассеянных в пространстве элементов (позднее – остывающих планет, их спутников, астероидов и т.д.) в условиях уже «нейтронно-протонного (т.е. нуклонного) бульона», переизбытка энергии, выделяемой в ограниченном объеме при массовом разложении нейтронов и интенсивного разуплотнения вещества, сопровождаемого еще большим увеличением давления, протоны (ядра атомов водорода) вкупе со своими двойниками – нейтронами являются «кирпичиками» для экзотермического процесса синтеза уже не только гелия, но и всевозможных (как стабильных, так и радиоактивных) изотопов всех возможных химических элементов» (Белозёров, 2008, с. 46).

Подобные космологические взгляды предложено назвать «Парадигма Амбарцумяна-Белозёрова» (ПАБ), и относить к ней научные разработки, основанные на представлениях о изначально звёздном, а ныне баро-

плазменном состоянии ядра Земли (Епифанов, 2020 а).

В рамках ПАБ мы считаем допустимым также указать, что жизнь Вселенной, как и каждого составляющего её фрактала, существует внутри двух главных событий-процессов. Они определяются понятиями: взрыва с «направленным в бесконечность» расширением и превращением материи в вещество, и коллапса – «потенциально бесконечного» гравитационного сжатия прошедшего эволюционный путь вещества в объединяющихся «чёрных дырах». Иными словами – **Вселенная пульсирует**, возрождаясь внезапным взрывом и вновь «умирая» в конце каждого цикла существования.

А «первый акт творения Вселенной» – «Большой Взрыв» начинается в виде «Большого Фейерверка» (Епифанов, 2016), в процессе которого Праматерия, представленная некой «нейтронной гиперзвездой», разлетается, дробясь на части, которые тоже распадаются и, в свою очередь, порождают более мелкие осколки. Возникает Вселенская структура-фрактал, состоящая из сообществ галактик, каждая из которых включает группы звёзд, а каждая звёздная система порождает планеты, имеющие спутники и кометно-астероидные пояса, образующиеся в результате взрывных разрушений крупных тел (Амбарцумян, 1960; Белозёров, 2008; Белозеров, Мезенцев, Минин, 2011; Епифанов, 2016, 2020 а, б).

Эволюция изначально сверхсжатого нейтронного вещества через ядерно-физическое, а затем физико-химическое и химическое состояния, в органо-биологические виды, хотя и длится около полутора десятков миллиардов лет, до конца реализуется не во всех случаях. И это тоже следует из общей идеи-концепции ПАБ, полагающей в рамках единых законов и правил физического мира существование большого разнообразия частных вариантов «жизни и смерти» мелких частичек «Большого Фейерверка».

Для верного понимания законов мироустройства важно выявить *реальные правила* общей организованности СС, о которой знали ещё в Древнем Мире, и которая была вновь оригинально раскрыта в конце XVII века в работах Иоганна Кеплера (рис. 1).

Кеплеровскому распределению планетных тел за 400 лет существования модели было посвящено множество литературы, и много этой информации можно найти в интернете.

Следует обратить внимание на связь обоих поясов астероидов и внутренней сферы Солнца с геометрической фигурой тетраэдра. Тетраэдр (по Кеплеру) может быть описан снаружи орбиты Марса и вписан внутри пути Юпитера, орбита которого, в свою очередь, охватывается кубом-гексаэдром. Таким образом, пространство между Марсом и Юпитером может быть условно названо «зоной геометрии тетраэдра». Оболочка Солнца тоже снаружи описывается кубом-гексаэдром, а это, исходя из логики чередования правильных фигур, позволяет ожидать и внутри него наличие зоны геометрии тетраэдра.



Рис. 3. Механизм-схема (А) и признаки-следы (Б, В) взрывной деструкции литосферы в начале геологического этапа эволюции Земли при наложении одного из электромагнитных резонансных векторов на один из векторов энергомассопотока акустической системы (Епифанов, 2020 б, рис. 4)



Рис. 4. Вид моделируемого механизма образования Луны со стороны Северного полюса Земли. А – киматическая фигура, образованная на песке при частоте 432 Гц; Б – ЭМ-фронт на фотографии фотонного излучения солнечного света; В – положение праматерика Артемиды относительно блока 3-лучевого массива континентальной коры на 4 – лепестковой развёртке с Северным полюсом в вершине

подробно рассмотрены в нашем докладе о «загадках тетраэдра».

В дополнение к рисунку 3, представляющему модель с Южного полюса планеты, она на рисунке 4 отображена и со стороны Северного полюса (рис. 4 в), а в акватории Тихого океана изображен выброшенный за пределы Земли расплавно-корковый блок, названный нами Артемидой по сюжету мифа Древней Греции (Епифанов, 2020 б). Как видно из рисунка, при наложении на четырёхлучевую киматическую фигуру (А) фронта светового ЭМ-излучения гексагональной формы (Б) совпасть может только одна 2-векторная ось. И на оси этой находятся и палеоконтинент Артемиды (В), и древнейшие на планете геологические объекты – уникальный Витватерсранд и «астропроблема» Вредефорт, которые располагаются строго антиподально Гавайским островам. Вулканы этой «горячей точки» планеты до сих пор ещё периодически извергают воспламеняющийся глубинный водород.

Таким образом, данные рисунков 3 и 4 позволяют сделать вывод о том, что взрывной выброс земного вещества из недр планеты мог произойти при наложении колебательных контуров с двумя разными системами векторов, соотносимых с симметриями тетраэдра и гексаэдра. Было показано, что в момент взрывного выброса уже начался «геологический» этап эволюции планеты и сфера праматерии, обладая первичной

корой, не излучала энергии в Космос. В теле планеты создавалось внутреннее перенапряжение (Епифанов, 2020 б).

В наших модельных построениях образование Пояса Астероидов представляется как полное взрывное разрушение планетного тела Астерон, прошедшего значительный путь своей звёздной эволюции. Гибель планеты уже в этап начала формирования твёрдой оболочки фиксируется составом астероидов, значительная часть которых содержит углерод, элемент, характерный для внешних планетных тел, «обогащенных» метаном.

В рамках наших концептуальных представлений подобные взрывные процессы проявляются в недрах всех крупных планетных тел, на финальных этапах термоядерного синтеза химического вещества, и именно они ответственны за образование спутников.

Возможно, что для Астерона (Фаэтона) взрывная ситуация усугубилась показанной на рисунках 1 и 2 гексатетраэдрической «геометрией пространства» его орбиты, и мощное разрушение тела обусловлено совпадением сразу нескольких энергомассопотоков, вектора которых подобны в структурах гексатетраэдра и тетраэдра Рёло (см. рис. 2 а, б).

И не исключено, что именно геометрия гексатетраэдра является наиболее неустойчивой и энергетически уязвимой комбинацией форм. Реальная причина этого нам пока не ясна.

Однако, если роль существующих в недрах планет колебательных контуров так важна, то волны колебаний должны массово отражаться в морфологии поверхностных структур Земли. Этот вопрос рассматривается нами в докладе о киматической организованности геосферы. Ниже приводятся материалы тему эту дополняющие и развивающие (рис. 5, 6).

Очевидно, что структурная организованность, помимо форм, выраженных в строении геолого-географической оболочки Земли, должна быть проявлена и в связанных с геокиматикой закономерностях (глобальных и частных) размещения современного вулканизма, сейсмически активных зон, а также месторождений различных типов и видов полезных ископаемых как на континентах, так и в океанах.

В акватории Тихого океана – месте «рождения» Луны-Артемиды – структурная организованность четко проявляется в характере кольцевого размещения вулканизма «Тихоокеанского огненного пояса» (рис. 5 а), а также в расположении месторождений нефти, явно связанных с этими кольцевыми структурами (КС), и иногда приуроченных к сейсмическим поясам. Закономерно, что и эти КС (рис. 5 б) имеют диаметры в значениях чисел гармоничных рядов, оценённых в оборотах частоты-432 в докладе по геокиматике.

Отметим, что диаметр главной кольцевой структуры, контролирующей вулканизм на севере Тихого океана, равен 10 800 км, что составляет четверть периметра нашей планеты. И Луна тоже в 4 раза меньше Земли. Радиус большого кольца на рисунке 5 б (6 480 км) на 108 км больше среднего радиуса Земли, что указывает на потерю планетой в прошлом части объёма и о проявлении музыкальной гармонии в киматике-432 (Епифанов, 2020 б).

Не менее наглядно гармония тона-432 проявилась и в континентальной Сибири.

На геологическую подложку (Геокарта..., 1999) выносились разного вида полезные ископаемые и массивы глубинных щелочно-ультраосновных породных

комплексов (Епифанов, 2019, 2020 в) которые удачно вписались в ранее выявленный вид организации кольцевых структур Сибирской алмазоносной провинции (рис. 6), названный «алгоритм Лотос» (Епифанов, Гесс, Снегирёв, 2010).

На рисунке 7 приведено сопоставление формы-контура алгоритма «Лотос» (А, Б) с двухторовой галактической структурой (В) и киматической структурой-432 (Г). Внешнее подобие форм очевидно, а его реальная причина – тема будущих исследований.

Заметим: «Новая теория галактической геометрии» (Новый взгляд..., 2021), полагая, что вращение спиральных галактик управляется динамично текущими энергетическими полями с геометрией двойного тора, нацелена дать объяснения и сферическому гало, и формированию в плоском диске галактик спиральных рукавов, и скорости их вращения.

И, наконец, укажем, что в рамках ПАБ очередное начало распада нейтронного твёрдого ядра Земли запускает на её поверхности целый ряд природных явлений и событий, обусловленных: а – изменениями напряжённости ЭМ-поля планеты, связанными с усилением потока электронов, совместно с протонами образующихся в ходе распада; б – движением к земной поверхности потоков сверхподвижных протонов, которые, являясь ядрами водорода (ионизированным водородом) выполняют работу по трансмутации химических элементов в мантии, а в литосфере в ионно-атомной форме осуществляют гидрогенизацию – серпентинизацию верхнемантийных пород и образование кремнегидроксильных групп (тетраэдров) в кристаллическом фундаменте земной коры.

Локальная серпентинизация приводит к увеличению объёма мантийно-литосферных блоков, подъёму территорий и оживлению (или образованию) рифтовых структур. Рост объёмов наблюдается и в слагающих фундаменты платформ силикатных породах при замене кремнекислородных радикалов на кремнегидроксильные группы.

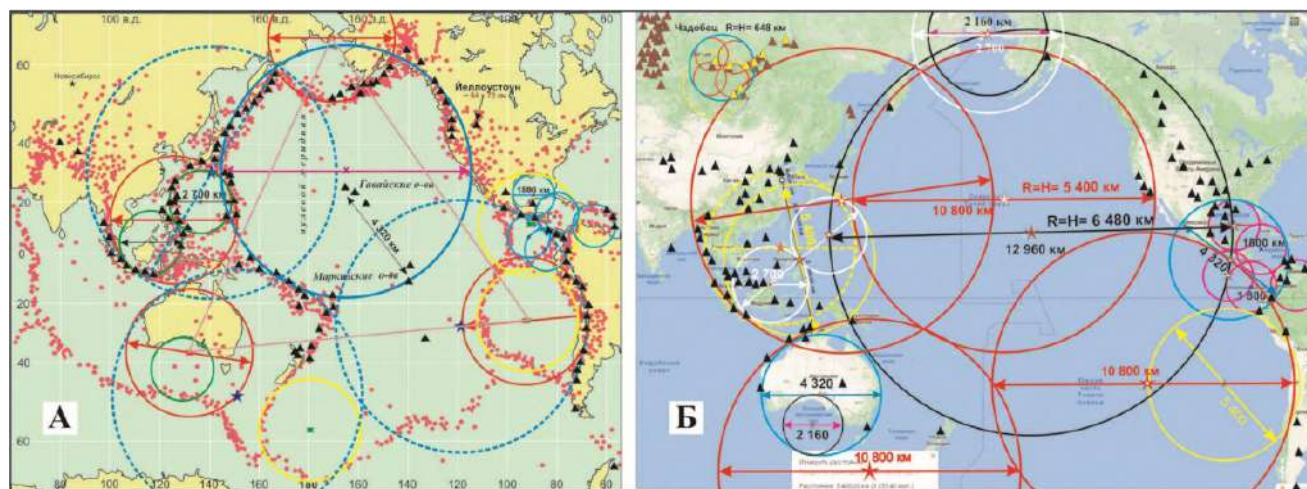


Рис. 5. Структурная гармонично-кольцевая организованность расположения вулканизма и очагов землетрясений (А) и месторождений нефти (Б) в Азиатско-Тихоокеанском регионе (Епифанов, 2020в, рис. 4)

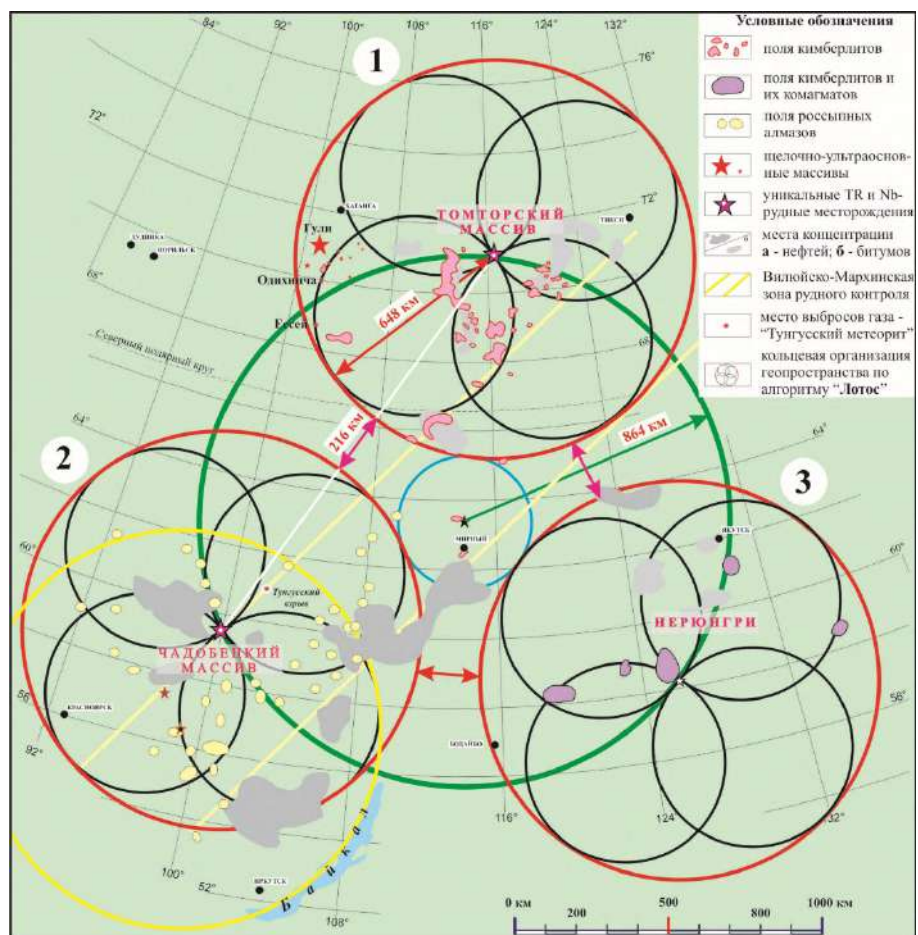


Рис. 6. Структурная организованность размещения глубинных пород и месторождений нефти, битумов, коренных алмазов и россыпных полей в геопространстве Сибирской платформы, выделенная по алгоритму «Лотос» на основе кольцевого расположения наиболее крупных щелочно-ультраосновных массивов Прианабарья и полей кимберлитов. Радиусы структур соответствуют глубинам залегания формирующих структуры очагов и равны численным значениям, кратным длительности галактического года – 216 млн лет.

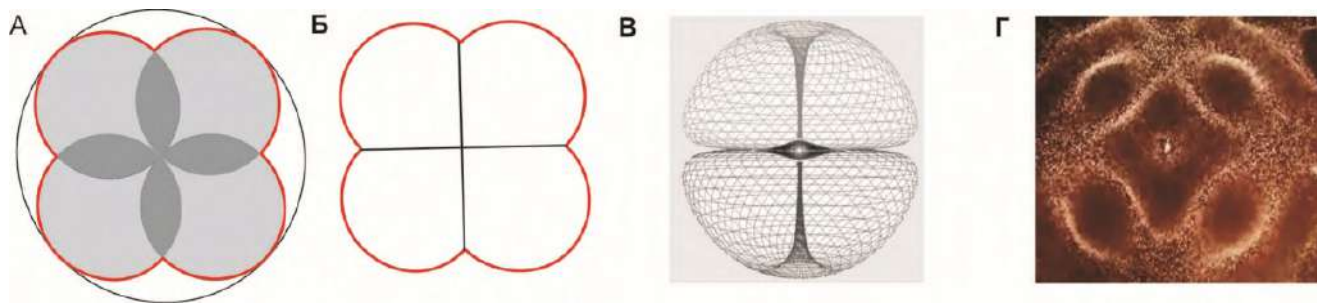


Рис. 7. Порожденные климатикой структуры: А, Б – ансамбль КС – «Лотос», контролирующий разные виды полезных ископаемых Сибирской платформы, и внешний его рудоносный контур; В – двухторовая структура вращения галактик; Г – климатический рисунок частоты 432 Гц в песчаной матрице

В этой связи отметим, что на Восточно-Европейской платформе образование новейших поднятий связывают с формированием водных минералов, разуплотняющих породы коры и увеличивающих объём при локальном подтоке мантийного флюида и общем поднятии докембрийской литосферы (Артюшков, Чехович, 2015).

А, как было отмечено в нашем докладе о «загадках тетраэдра», поликонденсация двух гидроксильных групп приводит к образованию кварца и воды. В результате массовой водородной продувки будет образовано много кварцевого песка и воды, которая создаст аномально высокие давления в пластах на границе фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла,

в т.ч. в пределах рифт-рамповых систем, часто содержащих мощные толщи каменной соли. В докладе о соляных диапирах и оазисах нами было отмечено, что в несоленой горячей воде кристаллы соли могут быть согнуты даже пальцами, и поэтому в присутствии такой воды соль становится исключительно пластична и приобретает способность отжиматься кверху, перенося с собой глубинные породы.

Итак, эмиссия свободных нейтронов из внутреннего «твердого» ядра Земли вызывает, в т. ч. оживление рифт-рамповых систем в потоках протонированного водорода, что сопровождается ростом активности соляной тектоники, а следом и напорного проявления разных типов литоэлевации, которым был посвящён отдельный доклад. И естественно, что в такие периоды «новейшей тектоники» в разные фазы и стадии её активности начинают разрушаться напорные залежи газов, извергаться гидровулканы с затоплением обширных территорий (локальными Потопами) и ростом акваторий внутренних морей. Резко изменяются ландшафты, вплоть до образования песчаных пустынь и солончаков, меняются биоценозы, растут горные ледники и образуются крупные болотные системы.

Активизация же земного ядра обусловлена влиянием Космоса через наведение стоячих волн в контуре планеты и проявления в её недрах законов киматики и её геометрии.

Литература

1. Амбарцумян В.А. Научные труды. Т. 2. Ереван: Изд-во АН Армянской ССР, 1960. 361 с.
2. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий // Докл. АН, 2016. Т. 466. № 2. С. 188–192.
3. Белозёров И.М. Природа глазами физика / «Альтернативная энергетика и экология (ISJAEЕ)». Международный научный журнал. 2008. № 12 (68). С. 8–58.
4. Белозёров И.М., Мезенцев Л.Н., Минин В.А. и др. Земля – активный источник нейтронов и водорода // Современное состояние наук о Земле: Матер. Междунар. конф. памяти В.Е.Хаина. М.: Изд-во геол. ф-т МГУ, 2011. С. 211–215.
5. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000 / Гл. ред. Малич Н.С.– СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
6. Епифанов В.А. Космогонические и структурные версии состава земного ядра // Тез. докл. Всеросс. конф. 5-е Кудрявцевские Чтения: Формулирование современного варианта теории глубинного абиогенно-мантийного происхождения нефти и газа: (Москва, ЦГЭ, 2016 а) <http://conference.deepoil.ru/index.php/materials?start=7>
7. Епифанов В.А. Петрологически-рудная специализация глубинных пород рифт-рамповых систем как свидетельство глубинного образования углеводородов // Тез. докл. Всеросс. конф. 7-е Кудрявцевские Чтения: От гипотезы органического происхождения нефти и компромиссов полигенеза к научной теории неорганического происхождения нефти. М., ЦГЭ, 2019 г. – <http://conference.deepoil.ru>
8. Епифанов В.А. Планетогенез и синтез химических элементов в рамках научных представлений «парадигмы Амбарцумяна-Белозёрова» // Тез. докл. Всеросс. конф. 8-е Кудрявцевские Чтения: От эмпирического обобщения к научному прогнозу: к созданию методологии прогнозирования нефтегазоносности и количественной оценки ресурсного потенциала недр. – Москва, ЦГЭ, 2020 а. – <http://conference.deepoil.ru>
9. Епифанов В.А. Геохимическое рождение Луны как этап эволюции планеты Земля из «звездного вещества» // Тез. докл. Всеросс. конф. 8-е Кудрявцевские Чтения: От эмпирического обобщения к научному прогнозу: к созданию методологии прогнозирования нефтегазоносности и количественной оценки ресурсного потенциала недр. М., ЦГЭ, 2020 б. – <http://conference.deepoil.ru>
10. Епифанов В.А. Глобальный глубинный кольцевой контроль в размещении современного вулканизма и нефтяных месторождений // Тез. докл. Всеросс. конф. 8-е Кудрявцевские Чтения: От эмпирического обобщения к научному прогнозу: к созданию методологии прогнозирования нефтегазоносности и количественной оценки ресурсного потенциала недр. М., ЦГЭ, 2020 в. – <http://conference.deepoil.ru>
11. Епифанов В.А., Гесс Л.В., Снегирев О.В. Признаки фрактально-кольцевой организации геосферы алмазоносных территорий Сибирской алмазоносной провинции // Геология и минерагения Сибири: Сб. науч. тр. Новосибирск: СНИИГТиМС, 2010. С. 76–85.
12. Новый взгляд на форму галактик <https://zen.yandex.ru/media/id/607ad44a59e7da2c43762ec1/novyi-vzgliad-na-formu-galaktik-teper-mojnozabyt-pro-vydumannuiu-temnuu-materiiu-60aa6178ba5f78568656d522>
13. Шмакин В.Б. Пути и кризисы геологического знания на Ассамблее EGU 2019 г. // Система «Планета Земля»: 75 лет Победы в Великой Отечественной войне 1941-1945 гг. М.: ЛЕНАНД, 2020. С. 238–247.

НОВАЯ ВЕРСИЯ ТЕКТОНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СУЩЕСТВЕННО КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ МЕТАКОМПЛЕКСОВ НА РУБЕЖАХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ АССО (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)

В.А. Зыбин

СНИИГГиМС, Новосибирск, Россия

Материалом для данного доклада являются основные результаты и выводы по многолетним крупномасштабным геологосъемочным работам и регулярно чередующимся с ними тематическим исследованиям по составлению легенд к ГК-50, 200, литолого-палеогеографического атласа, а также участия в составлении региональных и межрегиональных схем корреляции стратиграфических комплексов АССО позднего докембрия – раннего палеозоя. Широко распространенные в центральной части Алтая (Бийско-Катунская СФЗ) существенно кремнисто-карбонатные, карбонатно-обломочные, олистостромовые и терригенно-обломочные составы формируются последовательно в условиях шельфа и в области активного склона его к открытому более глубоководному бассейну, причём состав каждого последующего комплекса зависит от предыдущего. Кратко обосновываются выводы по поводу прогнозов на поиски углеводородов.

Ключевые слова: стратиграфия, рифей, венд, шельф, углеводороды, Алтай.

The basis for this report is the main results and conclusions on long-term large-scale geological survey work and regularly alternating thematic studies on the compilation of legends for GK-50, 200, a lithological-paleogeographic atlas, as well as participation in the compilation of regional and interregional correlation schemes of ASSO stratigraphic complexes of the late Precambrian – Early Paleozoic. Widespread in the central part of Altai (Biisk-Katunskaya SFZ), essentially siliceous-carbonate, carbonate-clastic, olistostrome and terrigenous-clastic compositions are formed sequentially in the conditions of the shelf and in the area of its active slope to an open deeper basin, and the composition of each subsequent complex depends on the previous one. Conclusions on forecasts for hydrocarbon prospects are briefly substantiated.

Keywords: stratigraphy, Riphean, Vendian, shelf, hydrocarbons, Altai.

Актуальность поставленной задачи вызвана рядом проблем по изучению указанных образований (т.е. их стратиграфии и корреляции выделяемых подразделений внутри региона и местом их в межрегиональных схемах). Последнее мы считаем необходимым в связи их идентичности (в существенной мере) с подобными образованиями, широко развитых на окраинах Сибирской платформы (Хабаров, 1985, Стратиграфическая схема, 2012), где в последние десятилетия прошлого века выявлены крупнейшие газонефтяные провинции. Углеводородные месторождения постепенно распространяются и в пределы восточной части АССО. Автор изучил большое количество работ по Алтаю, однако каких-либо прогнозов или спецработ по углеводородам не выявил. Но имеются существенные перспективы на открытие месторождений углеводородов в смежных районах в Кузбассе, причём в его южной части. К тому же Министерством геологии и Охраны недр в 2001 г. издано распоряжение о расширении работ по поискам нефтегазовых месторождений в Западной Сибири.

Детально изучив большое количество участков (рис.) по материалам предшественников и в натуре, автор пришёл к выводу о том, что изучение геологии позднего докембрия Алтая находится в предкризисном состоянии. Практически на каждом втором участке нет полноценной и согласованной характеристики почти для всех выделяемых на участке стратиграфи-

ческих подразделений: состав, мощности, возраст, взаимоотношения свит у каждого геолога или палеонтолога свои. А количество исследователей по каждому участку в большинстве составляет от 5 до 10 человек (не исключено и более – на участке Эдиган автору известно 15 исследователей).

Нередко при детальных исследованиях участков и при обобщении их на региональных геологических картах и схемах возникают противоречивые взгляды, касающиеся «тесной связи» резко различающихся по условиям их формирования и контурам их распространения, начиная с образца конкретной породы отдельного обнажения, заканчивая региональным «слоем» или «горизонтом». В итоге одними геологами объясняется этот «процесс» или «явление» фациальными изменениями (Краевский и др., 1984), другими – «пакетами тектонических пластин» (Беляев, 1989), а третьими – олистостромами (Зыбин, 1985; Киселев, 1988; и др.). Таким образом периодически подводя результаты проведённых работ коллективами разных геологических организаций на Всесоюзном (1979 г.), Всероссийском (2012 г.) или региональных совещаниях принимаются «общие» региональные и межрегиональные стратиграфические корреляционные схемы, утверждённые МСК. В частности, они являются обязательными для проведения работ производственными организациями. Сопоставляя межрегиональные корреляционные схемы вышеуказанных

совещаний, нетрудно убедиться, что они составлены под влиянием существующих идеологических воззрений на общегеологические процессы, т.е. первая – геосинклинальной («фиксистской»), вторая – тектоники литосферных плит («мобилистской») парадигм. Основные отличия заключаются в существенном «омоложении» возраста всех стратиграфических подразделений во второй схеме. В ней многие частные колонки, особенно в нижних частях, не охарактеризованы существующей микробиотой, а между отдельными свитами (сериями) разделены нередко существенными перерывами, продолжительность которых со смежными колонками (зонами) разная. В левой части современной схемы вместо белкинского горизонта указаны западно-сибирский горизонт (возраст его не указан, но от венда отделён) и кембрийский устькундатский горизонт.

Предложенная версия автора базируется на основе стратиграфической схемы, детально подготовленной и обоснованной к рассмотрению её на Всесоюзном совещании в 1979 году и коллоквиумов 1977-1978 гг. (Решения, 1983) и комплексного изучения указанных участков на рис., а также доступных для автора фактического материала предшественников, исследующих в первую очередь территорию Бийско-Катунской СФЗ и смежных регионов, материалов по юго-западной окраине Сибирской платформы (СП) и юго-восточной периферии Западно-Сибирской плиты (ЗСП), северо-западной части Монголии и Урала. Структурные особенности, история тектонического развития, литолого-палеогеографические характеристики указанных регионов (пояса) на позднем докембрии – раннем палеозое мало чем отличаются друг от друга.

Более того, во-первых, биота и возрастные уровни АССО изучались на основе фактического материала Урала и СП. Однако существуют специфические особенности некоторых стратиграфических подразделений, например, в отдельных зонах Алтая и смежных регионах, обусловленные глубинными процессами. Вдоль глубинных разломов и их узлах пересечения как в фундаменте, так и унаследованных от его блокового развития структур, возникают специфические условия их развития на других уровнях (срезах).

Для Алтайских структур позднего докембрия подтверждается выделение 3-х уровней, обоснованных в 1979 г. (Решения, 1983) и очень близки к этим уровням их состава и возраста, однако они отделены друг от друга существенными перерывами, характеризующиеся переотложением и «перетасовкой», в основном, подстилающим их литотипов.

Во-вторых, на каждом уровне отмечаются специфические черты существенно кремнисто-карбонатных образований, которые по первичности их образования являются запретными за исключением их переотложения или тектонической «перетасовки». Таковыми являются: для баратальского уровня, состоящего из двух частей свит или подсвит, темно-серый облик пород, в основном мраморизованных «битуми-

нозных» известняков, содержащих редкую микробиоту невландиево-камазиевого типа; известняки разнообразно ритмично переслаивающиеся с прерывистыми тонкими слоями и линзочками силицилитов, иногда микрослоистыми. Редко встречаются линзы доломитов, возможно, метасоматическими и значительно более, особенно на тектонической границе, метасоматическими кварцитами. Широкое распространение баратальской серии на Баратальском, Эсконгинском, Чепошском, Сарасинском (кыркылинская свита) и Серврокатунском участках (Рис. 1).

Мощность отложений данного уровня в пределах 2000 м.

Вторым уровнем, распространенным практически на всех участках, является существенно доломитовый: доломиты, известняковые доломиты, реже известняки и обломочные разности. Характерной особенностью является их узорчатая текстура, существенный набор строматолито-микрофитолитовой органики. Образуют крупные линзы и содержат довольно крупный строматолито-микрофитолитовый комплекс венда. Относится к сосновской свите (Решения, 1983). По своему строению очень близка к рифообразной постройке арбанак-овская свита, залегаемая выше кыркылинской свиты баратальской серии с тектоническим контактом.

Гирлянда мелких рифов доломит-строматолитового типа обнажена в правобережье р. Катунь, междуречье р.р. Чечкиш-Еланда. Здесь закартирован «чешуйчатый» надвиг. В нижней пластине обнажается, вероятно, эсконгинская свита с крупной олистолитой баратальской серии, а сверху по склону – манжерокская вулканическая свита с «ксенолитами» известняков и доломитов, на которой с тектоническим контактом залегают рифы строматолит-микрофитолит-доломитового типа. Вдоль русла р. Салах во всех пластинах М.В, Степановой собрана и определена микробиота. Возраст рифов она определяет западно-сибирским горизонтом венда (Степанова, 1970).

На Баратальском участке этому уровню соответствует 3-я толща баратальской серии с значительным перерывом на последней, и характеризуется карбонатными брекчиями, доломитовыми песчаниками и калькаренидами. Ближе к основанию включает в свой состав олистостромы и баратальского состава олистолиты, очень распространены мелкие кварц-карбонатные желваки. Мощность толщи (названной М.Ф. Романенко в 1965 г. куркурексой) около 1500 м.

Из пород брекчиевидного состава второй половины разреза толщи отобрана проба на абсолютный возраст. Получено определение возраста Рв-Рв методом 598 ± 25 (Постников и др., 2010)

И наконец, 3-ий уровень, широко развитый на площади катунской зоны – эсконгинская «мусорная» олистостромового состава, содержащая водоросли *Eriphyton* Sp. и *Protospongia*. Свита охарактеризована многими геологами (Зыбин, 1998 и др.).

Поскольку на территории Алтая специализированных работ на УВ нет, но общие предварительные

**Рис. ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОГО КАРБОНАТНОГО ШЕЛЬФА В
ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО (СОСТАВИЛ В.А. ЗЫБИН)**

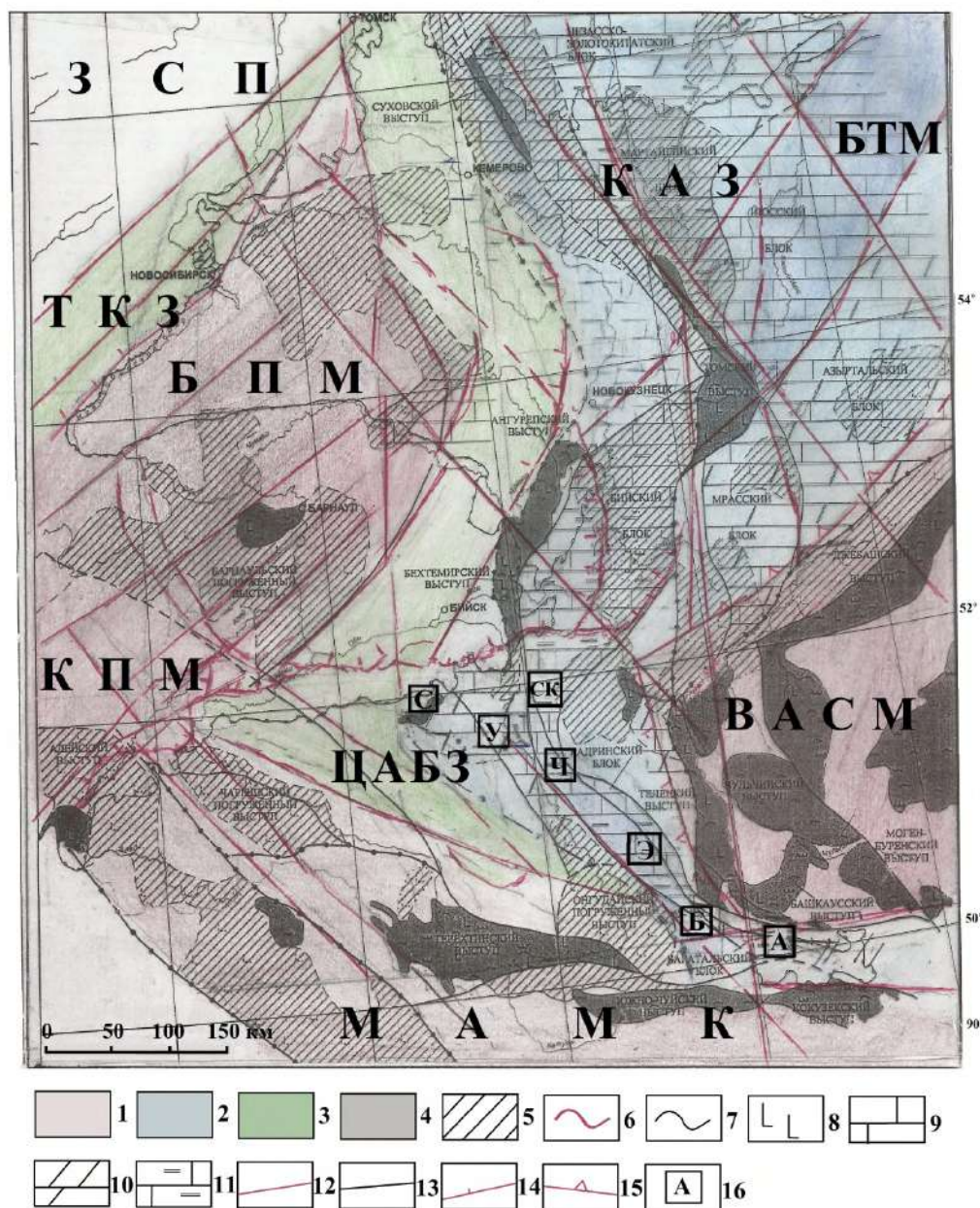


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема позднедокембрийского шельфа в пределах Западной части АССО

1 – Региональные структуры фундамента: БПМ – Барнаульский погруженный массив, КПМ – Кулундинский погруженный массив, БТМ – Батеневский погруженный массив, ВАСМ – Восточно-Алтайский срединный массив, МАМК – Монголо-Алтайский микроконтинент, ЦАБЗ – Центральнo-Алтайская блоковая зона), ЗСП – Западно-Сибирская плита; 2-3 – западная окраина Западно-Сибирского рифей-вендского существенно карбонатного шельфа: 2 – шельф с расчлененным фундаментом, 3 – крутой склон шельфа, переходящий в глубоководный бассейн; 4 – выходы метаморфических мегакомплексов на современную поверхность; 5 – то же погруженные под более поздними образованиями базальтоидного состава; 6-8 – формационный состав метаморфического фундамента: 6 – в основном амфиболито-гранито-гнейсовый, 7 – зеленосланцевый, 8 – базальтоидный; 9-11 – шельфовые фации: 9 – существенно известняковые, 10 – доломитовые (в том числе рифовые, олистостромовые), 11 – кремнисто-известняковые; 12-15 – глубинные разломы, установленные разными геофизическими методами, полевыми наблюдениями и АФС: 12 – сейсмическими, 13 – гравиткой, магниткой, АФС, 14 – надвиги (современные), 15 – ступенчатый разлом и его направление; 16 – полигоны, участки: А – Арыджанский, Б – Баратальский, Э – Эсконгинский, Ч – Чепошский, У – Устюбинский, С – Северо-Катунский.

структурно-геологические и литолого-палеогеографические условия благоприятные, к тому же коррелируемые с южно-восточной периферией СП и её ближайшего обрамления не исключается получить прямые доказательства на положительный результат, но после проведения предварительных исследований, отработанных на СП, а также решить проблемные вопросы по геологическому строению позднего докембрия – раннего палеозоя на Алтае.

Литература

1. Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. Геология Еландинской структуры Катунского антиклинория Горного Алтая // Геология и геофизика, 1989. № 3. С. 21–28.
2. Зыбин В.А. Расчленение и корреляция карбонатных отложений докембрия Горного Алтая / Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 1998. С. 80–81.
3. Киселев Е.А. Нижнекембрийские олистостромы отложения в западном обрамлении Баратальского выступа // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая (Тезисы докладов к конференции) Барнаул, 1988. С. 14–16.
4. Краевский Б.Г., Зейферт Л.Л., Ершов А.Д., Краевская Н.И. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск, ИГиГ, 1984. С. 94–112.
5. Постников А.А. Баратальская серия (свита) Курайской зоны Горного Алтая: тектонически совмещенные разновозрастные карбонатные породы / А.А. Постников, М.М. Буслов, А.А. Терлеев, Д.А. Токарев, Ю.Н. Тесаков, В.Н. Дубатов // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного совещания 10–12 ноября 2010 г. Томск: 2010. С. 185–187.
6. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системы Средней Сибири. 1979 г., Ч. I (верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 215с.
7. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области [Схема и пояснительная записка, принятая Решением Всероссийским совещанием в 2013 г.] / Б.Г. Краевский, А.А. Терлеев, А.А. Постников, О.В. Сосновская, Г.Н. Багмет // Геология и минерально-сырьевые ресурсы. Новосибирск: СНИИГГиМС, №2 (10). 2012. С. 3–22.
8. Степанова М.В. Палеонтологическая характеристика верхнего докембрия и нижнего кембрия некоторых карбонатных разрезов Горного Алтая / Материалы к научно-методической конференции. Новокузнецк. 1970. С. 49–51.
9. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика позднекембрийских рифогенных формаций. Новосибирск: Наука Сибирское отделение. 1985. 127 с.

УДК 550.831+551.212+552.163 (571.15)

ЦИКЛИЧНОЕ РАЗВИТИЕ ГЛУБИННЫХ МАФИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ИХ РОЛЬ В ПАЛЕОГЕОСТРУКТУРНОМ РАЙОНИРОВАНИИ

В.А. Зыбин

СНИИГГиМС, Новосибирск, Россия

Изучив и проанализировав обширный геофизико-геологический материал Алтая и западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) на древнейших геологических срезах и обобщив их на оригинальных палеоструктурных, иногда совмещенных с палеовулкано-литостратиграфическими схемами, на основе которых составлены геолого-тектонические схемы и карты древнего фундамента и фанерозойских срезов, автор подтверждает унаследованную связь структур метаморфического фундамента с последующим циклическим развитием геоструктур фанерозоя и мезозоя.

Ключевые слова: вулканизм, метамегакомплекс, глубокий разлом, мафиты, плюм, циклы, Алтай, АССО.

Having studied and analyzed the vast geophysical and geological material of Altai and the western part of the Altai-Sayan folded region (ASSO) on the most ancient geological sections and having summarized them on the original paleostructural, sometimes combined with paleovolcano-lithostratigraphic schemes, on the basis of which geological and ancient tectonic maps were compiled for the ancient basement and Phanerozoic sections, the author confirms the inherited relationship between the structures of the metamorphic basement with the subsequent cyclical development of the Phanerozoic and Mesozoic geoststructures.

Keywords: volcanism, meta-complex, deep fault, mafic, plume, cycles, Altai, ASSO.

Методы геотектонического районирования, также как и построение структурно-тектонических карт для территорий Алтая и АССО очень разнообразны.

Построения и выводы автора базируются на монографическом изучении подготовленного к публикации эталона уймонского существенно метамафитового и теректинского парасланцевого комплексов юга Теректинского выступа и ранее изученных раннепалеозойских, в основном, базальтовых комплексов Алтая (Зыбин, 2006, 2008, 2012).

При исследовании использовалось комплексное изучение дистанционных материалов как предполное, так и полевая заверка и привязка на местности по МАКС основных результатов их интерпретации крупномасштабной съемки. Сейсмический материал на Горном Алтае отсутствует, кроме интерполяции сеймики по гравитационным градиентным аномалиям, выполненных геофизиками СНИИГГиМСа (Атлас, 1995), дополненные автором результатами сейсмических работ из статей (Лукина, 1996; и другие). Обработанный материал с учетом полевых исследований, автор использовал для построения серии по срезам типа показанных на рис. 1, 2 и т.п., которые стали основой для составления палеотектонических карт.

Глубинные разломы 4-х основных направлений и образующие линейные глубинные зоны (рис. 1), ранее относимые к «эвгеосинклинальным», разделяют существенно «миогосинклинальные» блоки, вмещающие крупные гранитоидные массивы. При этом самые древние указанные типы структур унаследуются последующими циклами и подобными структурами. Это хорошо устанавливается достаточно полными исследованиями автором петротипов салаирских базальтовых вулканитов, указанных выше монографий.

Вулканизм других циклов отражен в ряде атласов, в том числе по работам крупномасштабного геокартирования и тематических исследований по западной части АССО, обобщенных в коллективных работах (Атлас, 2000; и другие).

Метаморфиты большинства выступов Алтая при геокартировании ГК-50, -200 визуально расчленяются на два мегакомплекса: плагиогранито-амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевые (1) и зеленокаменные metabазальтово-зеленосланцевые (2), часто объединяемые с зелено-парасланцевыми (3). По степени метаморфизма первые (1), как правило, классифицируются эпидот-амфиболитовой фацией редко содержащие гранатовые амфиболиты и гранито-гнейсы, эклогиты гранулитовой фации (балтырганский комплекс).

Зеленокаменные и паразеленосланцевые (1, 3) относятся к хлоритовой фации. Однако ряд геологов два последних комплекса юга Теректинского выступа считают «продуктом» диафтореза первого.

А.И. Родыгин в своих работах широко характеризует процессы порфириобластеза, диафтореза, бластомилонитизации и т.п. характерными для большинства комплексов, и другие проявления динамометаморфизма (Родыгин, 2001).

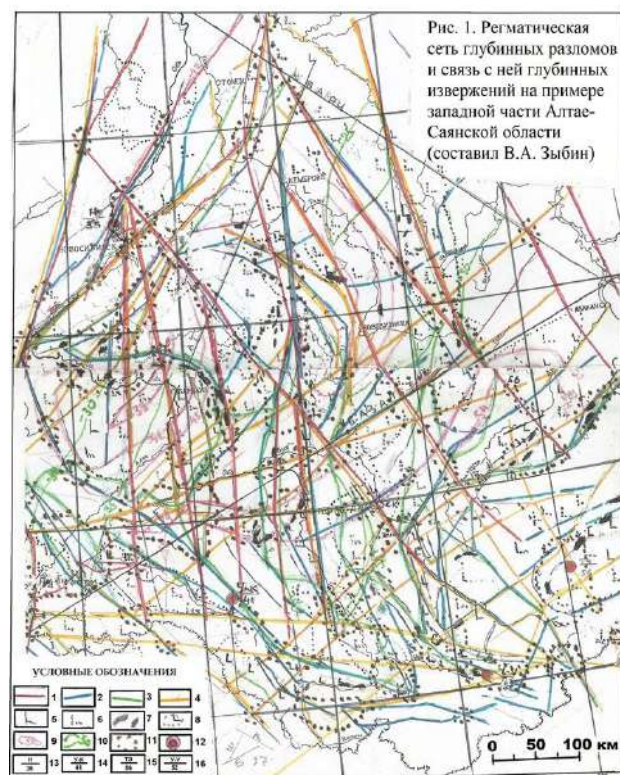


Рис. 1. Регматическая сеть глубинных разломов и связь с ней глубинных извержений на примере западной части Алтае-Саянской области.

- 1 – сеймика, 2 – гравика, 3 – аэромагнетика, 4 – аэрофотоснимки (высотные и космические), 5-6 – интерпретация по гравиметрии мафитовых образований: 5 – достоверных, 6 – перекрытых (предполагаемых), 7 – выходы ультрабазитов (вне масштаба), 8 – предполагаемые контуры базальтов, 9-10 – фрагменты изолиний поверхности слоёв и их глубин (в км): 9 – Мохоровичича, 10 – базальтового слоя, 11 – контуры узлов пересечений и соприкосновения зон глубинных разломов, перспективных на поиски рудопроявлений, 12 – местоположение метеостанции, 13-16 – их наименования (числитель) и вычисленная глубина (в км – знаменатель): Н – Новосибирск (13), У-К – Усть-Кан (14), Тэ – Тэлли (15), Ч-У – Чаган-Узун (16).

По материалам автора на площади Теректинского полигона и некоторых других участках (выступах) подтверждается вышеизложенная стадийность развития выделяемых мегакомплексов. Более того, в процессе проведенных в 1987–88 г.г. АФГК на юге Теректинского выступа нами закартирован Кайтанакский дайковый пояс с существенным распространением «роёв» даек и малых тел очень разнообразного состава (от гипербазитов до кислого состава). По составу «рои» распространены неравномерно и в основном двух направлений – субмеридионального и субширотного, и очень различно затронутые метаморфизмом.

При изучении пород уймонского metabазальтового мегакомплекса в шлифах с отчетливо выраженной порфириобластовой структурой в порфириобластах альбит-олигоклазового состава близкой к округлой формы

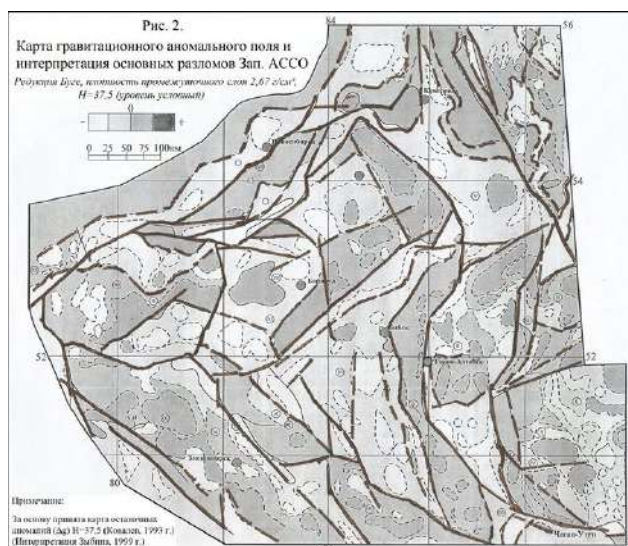


Рис. 2. Карта гравитационного аномального поля и интерпретация основных разломов Зап. АССО

выявлены микроскладки (плойчатость) по «распылению» темноцветов (возможно, магнититовой пыли). Эти порфириобласты или «очки» рассечены трещинами, выполненные кварц-альбит-актинолит-глаукофановым минеральным составом. За пределами «очка» они обрамляют его, распределяясь затем вдоль сланцеватости. При этом форма «очков» не нарушена, а основная масса пород сложена близким составом минералов, заполняющих трещины. Эти факты, «подтвержденные» определениями абсолютного возраста, распределения которых на диаграммах по количеству сближенных датировок (пики) совпадают или близки с возрастом выделяемых ранее циклами: байкалидами, салаиридами, каледонидами и герценидами.

Самыми молодым (девонским) возрастом отмечаются датировки по глаукофану.

В докладе показано, что вулканизм каждого цикла проявляется на западе АССО, в основном в 2 этапа в каждом цикле, сближенных по возрасту, одними палеовулканическими структурами и некоторыми особенностями. Однако на широко распространенных «дискриминационных» кривых, определяющих геодинамические обстановки по ТЛП, т.е. одни кривые характеризуют обстановки океанических островов и СОХ, а другие – островные дуги, на наших примерах поэтапному (или стадийному) развитию отвечают последовательности извержения вулканизма и связанных с ними «роёв» даек.

Анализируя ряд литолого-палеогеографических карт и схем (Атлас, 2000; 1995 и др.), на основе крупнейших обобщений материалов по магматическим и метаморфическим комплексам АССО (корреляция, 2000) и своих монографических исследований (протерозойского и раннепалеозойского вулканизма (Зыбин, 2006, 2008, 2012 и др.) и графических посрезовых по-

строений геолого-структурных карт, нельзя не обратить внимание на отражение на геохронологических срезах региональных купольных (сводовых) структур, отчётливо разграниченных линейными глубинными разломами. Последние на протяжении всей истории развития земной коры регионов формировали их регматическую сеть (рис. 1). Вдоль основных разрывов в коре раньше выделялись линейные «эвгеосинклинальные», затем рифтогенные зоны, разделяющие в первую очередь крупные блоки, выступы и близкие к изометричной форме структуры, сложенные в основном терригенно-осадочными толщами и гранитоидными массивами («миогесинклинали»).

Напрашивается вывод о связи глубинных зон, в развитии которых основную роль играют ультрамафит-мафитовые извержения. Их можно отнести к основным структурным элементам крупнейших изверженных провинций (КИП) в параметрах АССО, которые последовательно и циклично развивались по схеме: образование подкорового (или мантийного) плюма – формирование сводовых поднятий – глубинных разломов и зон основных направлений согласно регматической решётки – пульсационное воздействие энергетических сил нижних сфер литосферы и порционное проталкивание магмы к поверхности Земли.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических и структурных карт Центральной части Евразии (горноскладчатые регионы западной части АССО) / С.П. Шокальский, В.А. Зыбин, Л.Л. Зейферт [и др.] / Новокузнецк, ФГУП «Запсибгеолсъемка», 2000. КФ ФГУ «ТФГИ по СФО».
2. Атлас палеотектонических и геопалеоландшафтных карт нефтегазоносных провинций Сибири / Редактор В.С. Сурков. Новосибирск: СНИИГГиМС. Женева, 1995.
3. Зыбин В.А. Эталон усть-семирского комплекса порфириновых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай) // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 278 с.
4. Зыбин В.А. Эталон манжерокского базальт-трахибазальтового комплекса (Горный Алтай) // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. 163 с.
5. Зыбин В.А. Петротип каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай) // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. 116 с.
6. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Гл. редактор А.Ф. Морозов, С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, С.М. Борисов [и др.]. Новосибирск: СО РАН филиал «ГЕО», 2000. 187 с.
7. Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая / Геология и геофизика №11. 1996. С. 71–74.
8. Родыгин А.И. Динамометаморфические горные породы. / А.И. Родыгин // Томск: Изд-во ТГУ, 2001. 356 с.

ФЛЮИДОТЕКТОНИКА КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОСКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Г.Д. Исаев

ООО НИЦ «Сибгеонафт», Новосибирск, Россия, sibgeonft@mail.ru

На основе наблюдения литологических и тектонических признаков, процессов метасоматоза и разуплотнения в керне при документации меловых, юрских и палеозойских разрезов делается вывод о глубинных источниках углеводородов и о главной роли флюидотектонических процессов в формировании местоскоплений нефти и газа. Новые методы исследования вещества в ориентированных керне и шлифах, микро- и макротекстур и дислокаций, особенностей флюидонасыщенности коллекторов и новообразованного пустотного пространства дают возможность представить не только фациальные и флюидные модели месторождений, но и составить прогнозные карты по рациональной их разработке. Построение флюидотектонических моделей и схем – это прямой выход на конкретный и точный прогноз залежей УВ.

Ключевые слова: литология, тектоника, метасоматоз, источники углеводородов

Based on the observation of lithological and tectonic features, the processes of metasomatism and decompaction in the core, when documenting the Cretaceous, Jurassic and Paleozoic sections, a conclusion is made about the deep sources of hydrocarbons and the main role of fluidotectonic processes in the formation of oil and gas deposits. New methods of studying matter in oriented cores and grinds, micro- and macrotextures and dislocations, features of fluid saturation of collectors and newly formed void space make it possible to present not only facial and fluid models of deposits, but also to make prognosis maps for their rational exploitation. The construction of fluid tectonic models and schemes is a direct method to a specific and accurate prognosis of hydrocarbon deposits.

Keywords: lithology, tectonics, metasomatism, sources of hydrocarbons

Западно-Сибирская провинция стратифицируется на несколько нефтегазоносных этажей. Из них автором изучено три: меловой (неокомский), юрский и палеозойский. В пределах мелового этажа исследовано 97 скважин. Детально изученным является разрез скв. Восточно-Медвежьей-5018, где имеются признаки тектонической деформации (в текстурах), но отсутствует разуплотнение пород, их преобразование и элементы УВ- фильтрации. В разрезах Олимпийского участка (изучено 27 скв.) флюидотектонические признаки (смятие, трещиноватость, зеркала скольжения, зоны дробления, новообразованные пористость и вторичные минералы, следы УВ-фильтрации) распространены в полной мере (Исаев и др., 2016). Особенно в продуктивных пластах. Они наблюдались не только в керне, но и в пришлифовках, и в шлифах. Интенсивность их развития позволяет диагностировать высокопроницаемые улучшенные коллекторы. В фациальных и сейсмолитофациальных моделях, например, пласта Ач₁₅, такие зоны приурочены к песчаникам глубоководных конусов выноса. При документации баженовской свиты и ачимовской толщи оказалось, что флюидотектонические признаки (Исаев и др., 2006, Исаев, 2008) есть и там, но отличаются они друг от друга ориентировкой в пространстве. Литофациальные модели ачимовской толщи (пластов Ач) с закономерным распределением флюидотектонических признаков могут быть основой для прогнозных построений. В южной части Уренгоя по поверхности Ачимовского клиноформного комплекса автором прослежены флюидотектонические зоны, пересекающие все пласты Ач

(Исаев, Канарейкин, Конаныхин, 2006). Причём, скважины в пределах этих зон отличались повышенной дебитностью. Именно такие карты с фиксацией всех закономерностей развития флюидотектоники, разных типов коллекторов и особенностей УВ- фильтрации по вертикали (в разных пластах) и по латерали (по площади и региону) можно рассматривать в качестве прогнозных. Причем прогноз залежей УВ может быть как локальным (в пределах одной площади), так и региональным.

В юрском продуктивном этаже автором исследовано 126 скважин. В керне скважин Ватъеганского месторождения (59 скв.) фиксировалось и описывалось крайнее разнообразие наложенных процессов минераллообразования, признаки микродислокаций и смятия (изгибы слюды и кристаллов), процессов битуминизации, углефикации и аргиллизации, трещиноватости и пустотного пространства разного типа. Особенно значимым оказалось изучение анизотропии продуктивности на ориентированном керне и шлифах. Это позволило построить региональную модель УВ-фильтрации Ватъеганского месторождения (Исаев, Краснощекова, Меркулов и др., 2019). На Схему оптимизации разработки вынесены не только все особенности углеводородной миграции по вертикали и внутри пластов, но и фациальные и коллекторские их свойства, а также особенности флюидотектонического преобразования пород в высокодебитных зонах.

Юрские пласты Тевлинско-Русскинского месторождения изучены автором по данным 52 скважин. Субвертикальная трещиноватость и зоны разуплотне-

ния фиксировались в разрезах по типу выхода керна, в шлифовках и шлифах. На ориентированном керне и в шлифах наблюдались все особенности развития и положения в пространстве флюидотектонических признаков: наложенных процессов минералообразования, новообразованной ориентированной пористости и трещиноватости, следов нефти и углеродистого материала. Развитие вторичных процессов преобразования так велико, что некоторые объекты можно рассматривать как «метасоматиты» и интерпретировать в качестве юрских нафтидоплюмов. С учетом фациальных моделей юрских пластов (Ю0-Ю2) особенности распространения флюидотектонических признаков в регионе были положены в основу построения Схемы оптимальной разработки Тевлинско-Русскинского месторождения. Главные в этой Схеме типы коллекторов по добычным характеристикам и особенности технологии воздействия на пласты с целью интенсификации притоков.

Анализ сейсмических материалов позволяет составить представление о морфологии и положении в пространстве зон флюидомиграции или флюидотектонических зон. Это демонстрируется на примере изучения (совместно с Б. А. Канарейкиным) Восточно-Терельского участка в районе Пур-Тазовского междуречья (Исаев, Канарейкин, Конаныхин, 2006). Анализ материалов доказывает субвертикальный характер этих зон и причудливо-столбообразную их форму. Это позволяет прогнозировать флюидно-переработанные и разуплотненные участки на всех стратиграфических уровнях: от поверхности палеозоя до мела.

В палеозое автором исследовано достаточно большое количество месторождений (Запивалов, Исаев, 2011, Исаев, 2010). Здесь представлены материалы по известному Малоичскому месторождению нефти, в частности по скважине 107 с дебитом 100 м³ в сутки. Керна этой скважины исследовался автором не только на предмет фаций и возраста, но и как объект мощного флюидотектонического воздействия на карбонатные породы палеозоя (живетского яруса). Интенсивность процессов преобразования пород на порядок сильнее, чем для юрских и неокотских продуктивных пластов. Это различные типы закрытой и открытой трещиноватости, кальцитизации и доломитизации, окварцевания и «нафтидизации» (вторичного перераспределения углеродистого материала). Новообразованное пустотное пространство (трещиноватость и ориентированная пористость) достигает максимума в зоне наибольшего развития флюидотектонических признаков (к забою скважины). Эту часть разреза 107 скважины можно интерпретировать как объект с активной эмиграцией углеводородов (нафтидоплюм). Такие объекты с различной степенью реализации углеводородного потенциала широко распространены в палеозое Западной Сибири. И здесь важным представляется не только их выявление в конкретных разрезах, но и определение возраста самого процесса эмиграции УВ.

Многоэтажность или многоярусность распределения залежей УВ на границе палеозоя и мезозоя и комплекс флюидотектонической деформации и переработки в единых разрезах (вскрывших и то, и то) позволяют сделать вывод о широко распространенных процессах углеводородной миграции из палеозоя в чехольный комплекс отложений. Морфология же этих процессов выявляется по сейсмическим данным (Исаев, 2010, Исаев, Канарейкин, Урасинов и др., 2006) и демонстрируется здесь на примере центральной части Сильгинской СФЗ (Исаев, Канарейкин, 2000). Первоочередными объектами для бурения или доизучения являются участки с развитием сейсмоаномалий (СЗД), вскрытых скважинами и подтвержденных присутствием максимума флюидотектонических признаков.

Выводы. К флюидотектонике следует относить процессы, которые влияют на изменение геометрии и пространственного положения сегментов литосферы, мощности стратон и перераспределения вещества в литифицированном состоянии, образование современной складчатости, локальных поднятий, зон растяжения и сверхуплотнения, дислокаций и трещиноватости с разрывом сплошности и без него.

Флюидотектонические зоны или ЗФМ диагностируются в керне и в шлифах (Исаев, Ван, Предтеченская и др., 2006, Исаев, Дорогиницкая, Смакограй, 2013) по интенсивности развития новообразованных минералов - гидрослюда, карбоната, хлорита, пирита, кварца, альбита, каолинита, лейкоксена, вторичных битумоидов, остаточного углеродистого материала и ОВ, вторичных процессов углефикации и аргиллизации.

Морфология ЗФМ, проводящих УВ-флюиды от нафтидоплюмов в зоны скоплений, резко отличаются от обычных тектонических нарушений плоскостного типа. Это локализованные цилиндрические, рукавообразные артерии трещинной проницаемости (Запивалов, Исаев, 2011, Исаев, Канарейкин, 2000). В палеозое они имеют чаще субвертикальную ориентировку, а в мезозое, ближе к поверхности, самую разнообразную – до субгоризонтальной.

Новые методы исследования продуктивных пород, раскрывающие особенности распределения УВ в шлифах, штуфах, ориентированном керне помогают определить направление генеральной миграции флюидов в региональном плане (Исаев, Краснощекова, Меркулов и др., 2010). Состав и зональность вторичного минералообразования в продуктивных пластах, признаки микро- и макротектонических деформаций и характер вновьобразованного пустотного пространства дают возможность выявить и проследить наиболее перспективные высокодебитные зоны.

Построение флюидотектонических моделей – прямой выход на конкретный, локальный и точный прогноз скоплений УВ, подводящих транспортных артерий и зон генерации УВ-флюидов. Для построения таких карт необходимы высокоточная гравика, магнитка, 3Д сейсмика, а самое главное – современные методы изучения вещества – керны скважин.

Литература

1. Запивалов Н.П., Исаев Г.Д. Современная геофлюидодинамика и нефтегазоносность фанерозоя Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2011, № 2. С.38–42.
2. Исаев Г.Д. Влияние зон флюидомиграции в стратиграфических разрезах на перераспределение углеводородов // Нефтяное хозяйство. 2010, № 1. С.30–33.
3. Исаев Г.Д., Бородин В.Н., Невоструев Э.Г., Волостнов В.Д. Роль флюидотектоники в образовании коллекторов и местоскоплений углеводородов (на примере юга ЯНАО) // Вестник ТГУ. 2006, № 89. С. 30–38.
4. Исаев Г.Д., Ван А.В., Предтеченская Е.А., Кроха В.А. Фациальный и тектонический контроль эффективных коллекторов в юрском комплексе отложений // Вестник ТГУ. 2006, № 89. С. 7–12.
5. Исаев Г.Д., Дорогиницкая Л.М., Смакограй А.В. К методике изучения трещинных резервуаров нефти по керну скважин // Нефть, газ, новации. 2013, № 2. С. 32.
6. Исаев Г.Д., Канарейкин Б.А. Палеотектонический анализ и прогноз зон флюидомиграции из палеозоя в мезозой в пределах центральной части Сильгинской структурно-фациальной зоны // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Томск: ТПУ, 2000. С. 57–60.
7. Исаев Г.Д., Канарейкин Б.А., Конаныхин Г.А. Сейсмогеологическая модель пласта Ач3-4 на юге Уренгойского мегабассейна // Вестник ТГУ. 2006, № 89. С. 23–29.
8. Исаев Г.Д., Канарейкин Б.А., Урасинов Б.Л., Кроха В.А., Крекнин С.Г. Перспективы нефтегазоносности добаженского комплекса отложений Пур-Тазовского междуречья // Вестник ТГУ. 2006, № 89. С. 45–56.
9. Исаев Г.Д., Краснощекова Л.А., Меркулов В.П., Волостнов В.Д., Романов Ю.К. Методика исследования анизотропии юрских пластов на примере Ватганского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010, № 10. С. 37–43.
10. Исаев Г.Д., Невоструев Э.Г., Аухатов Я.Г., Микуленко И.К. Сейсмофациальная модель Ачимовского клиноформного комплекса Олимпийского участка (ЯНАО) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Симферополь: «ЧерноморПРЕСС», 2016. С. 137–139.
11. Исаев Г.Д. Глубинная дегазация – первопричина всех флюидотектонических и УВ-миграционных процессов в земной коре // Дегазация Земли: гео-динамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 188–190.

УДК 551.89

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И ПРОВЕДЕННОГО ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.И. Кашдан¹, В.С. Шейнкман², В.П. Парначев³

¹Группа палеогляциологических исследований, Монреаль, Канада

²Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

³Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, research@circuscity.com

Работа выполнена при поддержке ресурсов по госзаданию 0296-2021-0012.

Проведено палеогляциологическое моделирование в западном секторе Арктики и выявлено, что по сравнению с прежними моделями в районе Скандинавии древний ледник был вдвое меньших размеров, и его толщина составляла около 1 км. Его воздействие на Баренцево море было очень ограниченным, а в Карском море могли только локально существовать отдельные ледники на его островах. Соответственно ограниченным было и влияние ледниковой нагрузки на земную кору и в сибирском секторе Арктики оно не было существенным фактором неотектоники.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, Арктика, палеогляциологическое моделирование, неотектоника

Paleoglaciological simulations was carried out for the western sector of the Arctic. It was revealed that, compared to previous models in the Spitsbergen-Scandinavian region, the paleo ice sheet was half the size, and its thickness was about 1 km. The impact of the ice sheets on the Barents Sea was minimal, and in the Kara Sea, individual glaciers on its islands could only locally exist. Accordingly, the influence of the glacial load on the earth's crust was also limited, and in the Siberian sector of the Arctic, it was not a significant factor of neotectonics.

Keywords: Late Pleistocene, Arctic, paleoglaciological modeling, neotectonics

Использование в геологических исследованиях устаревающих концепций развития четвертичных процессов в районе Баренцева и Карского морей ведет к ошибочной оценке обстановок в этом регионе. С другой стороны, создание новых концепций вызывает острые дискуссии. Тем не менее, возвращаться к данной проблеме на новом уровне знаний, по мере их появления, это насущная для данного региона научно-практическая задача. К ее решению подключились и авторы, фокусируя внимание, прежде всего, на формировании воздействия на регион текущего из Скандинавии ледника и его роли в возможной активизации тектонических процессов в данном регионе.

Поверхность дна Баренцева моря представляют собой сложно построенный ансамбль положительных и отрицательных макроформ рельефа с незавершенными тектоническими комплексами (Мусатов, 1996). Предыдущие реконструкции обстановок (Denton, Hughes, 1981; Grosswald, 1988; Patton et. al., 2015) в районе Шпицберген – Баренцево море показывали полное покрытие ледниковым льдом толщиной 2,5 км Баренцевоморского шельфа и соответствующее его влияние на тектонические процессы вследствие меняющейся нагрузки на земную кору.

Теоретическое обоснование этого ледникового щита основано на двух предположениях о ледниковой среде. Во-первых, Баренцево море должно быть покрыто постоянным морским льдом, который утолщался бы из-за относительно низкой скорости таяния, и захватывал бы прибрежную зону и формировал, в итоге, шельфовый ледник (Hughes et. al., 2016). По мере утолщения плавучего льда он должен был опускаться на дно Баренцева моря. Второе предположение – ранее 20 тыс. л. н. было достаточное количество твердых осадков для запуска ледникового цикла в ранге геологического времени и образования в конечном итоге мощного покровного оледенения наподобие Гренландского ледникового щита (Denton, Hughes, 1981).

Однако эти предположения противоречат закон палеогляциологического развития региона. По данным (Шейнкман и др., 2017; 2020) восточная часть западного сектора Арктического бассейна не могла полностью промерзнуть на большую глубину, а в работе (Siebert, Dowdeswell, 1995) на основе палеогляциологического моделирования показано, что в северо-западной части Баренцева моря ранее 20-18 тыс. л. н. ледниковый щит имел значительно меньшие размеры.

Так или иначе, сегодня не имеется репрезентативных данных для оценки обоснованности отмеченных предположений для ситуации в позднем квартере. Соответственно – и для обоснования связи тектоники с предполагаемыми ледниковыми покровами. Следовательно, чтобы определить возможные параметры ледникового покрова, включая шельфовые ледники и прилегающие массивы морского льда, необходимы новые подходы, в том числе – повторное моделирование ситуации на основе новых баз данных, таких, например, как DATED-1 (Hughes et. al., 2016), или “Co-

glasovannoe analyticheskoe reshenie Meltwater Pulse 1A” (Lin et. al., 2021).

Авторы использовали решения задач представляемой работы продольно-связанную одномерную модель ледяного потока (интегрированную по глубине), и на данном этапе ими проведено моделирование по профилям в Баренцевом море и на юге архипелага Новая Земля в Печорском море. Такой подход позволяет вычислить скорость изменения толщины льда в соответствии с законом сохранения массы (Кашдан, Шейнкман, 2021). Для создания динамической равновесной геометрии льда и полей скорости льда модель ледяного потока была запущена по режиму с шагом 1000-летней ритмики, которая была инициализирована с использованием современных данных о геометрии льда в условиях климата со среднегодовой температурой -15°C в районе шельфа ледника, а также -17°C в районе ледниковых куполов со среднегодовыми осадками 300 мм на ледниковых шельфах и 200 мм в зоне питания ледникового щита (Pelto et. al., 1990).

Наша модель является пока предварительной и построена с постоянными входными данными, представляющими ситуацию с условным максимумом толщины ледникового щита, характеризующую климатическую обстановку на поверхности ледника и геологическую ситуацию на ложе ледника. Прогон модели заканчивается, когда достигается равновесие в отношении баланса массы ледникового щита и квазистабильное состояние ледникового шельфа (Sergienko, Wingham, 2019).

Предыдущие реконструкции, предсказывающие полное оледенение Баренцевоморского шельфа, показывают (Denton, Hughes, 1981; Grosswald, 1988), что центр оледенения находился над центральной частью Баренцева моря (Schytt et. al., 1968). В нашей реконструкции, центр определялся с учётом изостатического поднятия и направлений движений ледниковых потоков, полученных на основе петрографического и морфологического анализа псефитового материала, геофизических и гидроакустических данных (Lubinski et. al., 1996; Крылов и др., 2020; Чикирёв и др., 2021). Высота прошлых береговых линий над нынешним уровнем моря является важным ограничением для объемов прошлых ледниковых щитов, и имеет решающее значение для ограничения местоположения максимальной изостатической нагрузки, а также относительного времени дегляциации. На сегодня имеется достаточное количество данных абсолютного возраста и высоты береговой линии на Шпицбергене, Земле Конга Карла, Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. На основе этих данных был определен район относительно максимальной нагрузки ледникового щита на подстилающую поверхность в позднем плейстоцене, и он охватывает северную часть Баренцева моря и восточную часть архипелага Шпицбергена (Forman et. al., 2004).

Модель ледникового щита с покрытым им шельфом и откалывающимися айсбергами изначально иницировалась и запускалась с помощью метода Монте

Карло (Кашдан, Шейнкман, 2021) при определенных климатических и геологических граничных условиях, указывающих на условия максимума ледникового покрова. Прокрутка модели шла до тех пор, пока не достигалась квазистабильность в отношении баланса массы. Ледниковый щит достигал квазиустойчивого состояния на разных этапах с определенным подводным рельефом Баренцева моря в течение времени, заданного при моделировании ледниковых потоков. Временной интервал для компьютерного моделирования составлял от интерстадиала на рубеже ~28,8 тыс. л. н. ~ 18 тыс. л. н. – начала фазы неустойчивости ледника. Ледниковый щит имел центральный купол ближе к архипелагу Шпицберген в верховьях Зюйдкапского желоба и небольшие ледниковые купола как ледораздел в верховьях Медвежинский желоба (рис. 1).

В предыдущих работах (Siegert, Dowdeswell, 1995) мощность льда на основе палеогляциологического моделирования была оценена в 1,9–2,2 км. Наше моделирование предварительно показало что, когда субаэральная поверхность использовалась в качестве начального входа данных поверхности дна ледника, образовавшийся ледниковый щит 20–18 тыс. л. н. имел простой параболический профиль с максимальной толщиной вдвое меньше – 0,9–1,2 км. Ледяной щит растекался от центрального купола основными ледниковыми потоками в пределах желобов Медвежинский и Зюйдкапский, и относительно небольшими потоками на северной и восточной окраине Баренцева моря и локальными быстрыми потоками на западе, по типу потока по впадине Квейтехол вблизи о. Медвежий. Также было определено, что на юге архипелага Новая Земля и в Печорском заливе ледники были небольшие – их длина на шельфе составляла около 50 км, с зоной распространения айсберговых осадков шириной около 150 км, что подтверждается геологическими данными (Чикирёв и др., 2021). Отсюда вытекает вывод, что и влияние нагрузки ледника на земную кору в западном секторе Арктики в прежних моделях преувеличено, а активизацию неотектонических процессов в этом регионе целесообразней связывать с развитием срединно-океанического хребта Гаккеля (Шейнкман и др., 2020).

Таким образом, применение неверных подходов при оценке четвертичной обстановки дна морей Баренцева и Карского ведет к ошибочным оценкам рисков геологических опасностей. Текущие и предстоящие сейсмические и литологические исследования в районе морей Баренцева и Карского, в их северной части рядом с Землей Франца-Иосифа и в районе островов Белый – Виктория, в южных областях Северной Земли дадут возможность анализировать ситуацию более точно. Несмотря на это, предварительное палеогляциологическое моделирование сделанное авторами уже показывает, что Баренцевский ледниковый щит был небольшой, а ледники в Карском море были локально приурочены к островам.

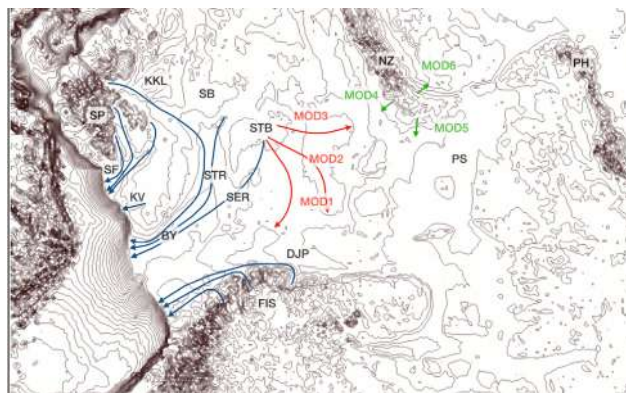


Рис. 1. Основные линии ледниковых потоков при моделировании MOD1-6 в МИС2.

Изолинии нанесены каждые 100 м, Скандинавский полуостров (FIS), Шпицберген (SP), Пай-Хой (PK), Новая Земля (NZ), Печорское море (PS), Медвежий желоб (BY), Зюйдкапский желоб (SF), впадина Джупренна (DJP), впадина Квейтехол (KV), впадина Центральная Банкрена (SER), впадина Стор Банкрена (SB), Земля Конга Карла (KKL), поднятие Стор Банки (SB), поднятие Центральной Банки (STB)

Литература

1. Кашдан А. И., Шейнкман В.С. Моделирование МИС2 ледового потока Евразийского ледникового щита в секторе Баренцева моря: первое сравнение результатов численной модели и геологических данных // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя в бореальных регионах: Материалы научной онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2021. С. 286–290.
2. Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. No 3. С. 381–395.
3. Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря - современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. 2007. Выпуск 5(39), С. 72–79.
4. Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.
5. Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства
6. внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады Академии наук. 2017. Том 477. № 4. С. 480–484.
7. Шейнкман В. С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Том 494. № 1. С. 82–86.

8. Чирикёв И. В. и др. Литологическая характеристика современных осадков юго-западной части шельфа Карского моря // Вестник МГТУ. 2021. Т. 24, No 1. С. 131–141. DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-1-131-141>.
9. Denton G.H., Hughes, T.J. The Last Great Ice Sheets. New York: Wiley, 1981. 484 pp.
10. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson, O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. No 23(11-13), pp. 1391–1434.
11. Grosswald M.G. An Antarctic-style ice sheet in the northern hemisphere: toward a new glacial theory // Polar Geogr. Geol. 1988. No 12. pp. 239–267.
12. Hughes A. L., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S., Mangerud J., Svendsen, J. I. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. No 45 (1). pp. 1–45.
13. Kurjanski B., Rea B.R., Spagnolo M., Winsborrow M., Cornwell D. G., Andreassen K., Howell J. Morphological evidence for marine ice stream shutdown, central Barents Sea // Marine Geology. 2019. No 414, pp. 64–76.
14. Lin Y., Hibbert F. D., Whitehouse P. L., Woodroffe S. A., Purcell A., Shennan I., Bradley S. L. A reconciled solution of Meltwater Pulse 1A sources using sea-level fingerprinting // Nature communications. 2021. 12(1), 1–11.
15. Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S. L., Lehman S. J., Herlihy F. A., Miller G. H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // Boreas. 1996. Vol. 25, pp. 89–100.
16. Patton H., Andreassen K., Bjarnadóttir L. R., Dowdeswell J. A., Winsborrow M. C., Noormets, R., Hubbard, A. Geophysical constraints on the dynamics and retreat of the Barents Sea ice sheet as a paleobenchmark for models of marine ice sheet deglaciation // Reviews of Geophysics. 2015. No 53(4), pp. 1051–1098.
17. Pelto M. S., Higgins S. M., Hughes T. J., Fastook J. L. Modeling mass-balance changes during a glaciation cycle // Annals of Glaciology. 1990. No 14. pp. 238–241.
18. Siegert M.J., Dowdeswell, J.A. Modelling ice sheet sensitivity to Late Weichselian environments in the Svalbard-Barents Sea region // J. Quat. Sci. 1995. No 10. pp. 33–43.
19. Sergienko O., Wingham D. Grounding line stability in a regime of low driving and basal stresses // Journal of Glaciology. 2019. 65(253), 833–849. doi:10.1017/jog.2019.53
20. Schytt V., Hoppe G., Blake Jr. W., Grosswald M.G. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic: A preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966 // International Association of Scientific Hydrology, General Assembly in Bern 1967, 1968. No 79, pp. 207–216.

УДК 551.24.03

ПРИЧИНЫ ИНЕРЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ВЕЩЕСТВА ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

М.Н. Коржнев¹, В.В. Покалюк²

¹*Институт телекоммуникаций и глобального информационного пространства НАН Украины, Киев, Украина*

²*Института геохимии окружающей среды НАН Украины, Киев, Украина*

Инерционные силы действуют на отдельные части нашей планеты при изменениях ее ротационного режима. Под их действие попадают части Земли, наиболее удаленные от оси ее вращения. Это астеносфера и блоки литосферы на некотором удалении от полюсов. Твердая оболочка мантии ниже астеносферы реагирует на изменения ротационного режима как единое твердое тело и может проскальзывать относительно жидкого внешнего ядра в западном или восточном направлении. Нарушение твердой оболочки мантии возникли при формировании Луны в результате столкновения Земли с космическим телом достаточно больших размеров (Wichman, Schults, 1989). Столкновение было причиной нарушений оболочки мантии, которые могут быть объединены в геометрическую фигуру, напоминающую тетраэдр. Эти нарушения существуют до настоящего времени и периодически служат каналами разгрузки разогретого вещества из глубинных частей мантии – суперплюмами. Такое предположение подтверждается расположением в мантии зон разогретого более пластичного вещества на глубине около 2300 км на востоке Тихого океана у островов Галапагос, в Южной Африке, в районе Маршалловых островов в Тихом океане и на Севере Атлантики. Они, вероятно, соответствуют местам схождения глобальных нарушений оболочки мантии в вершинах тетраэдра. Большинство этих зон представлены сближенными «островками» разогретого вещества, что может объясняться его восточным инерционным перемещением в мантии при уменьшении скорости вращения Земли.

Ключевые слова: инерционные силы, мантия, астеносфера, субдукция, эдукция, плюм

Inertial forces act on individual parts of our planet when its rotational regime changes. The parts of the Earth that are most distant from the axis of its rotation fall under their action. These are the asthenosphere and blocks of the lithosphere at some distance from the poles. The hard shell of the mantle below the asthenosphere reacts to changes in the rotational regime as a single solid body and can slip relative to the liquid outer core in a westward or eastward direction. The disruption of the hard shell of the mantle arose during the formation of the Moon as a result of the collision of the Earth with a cosmic body of a sufficiently large size (Wichman and Schults, 1989). The collision caused the disruption of the mantle shell, which can be combined into a geometric figure resembling a tetrahedron. These disturbances exist to this day and periodically serve as channels for the discharge of heated matter from the deep parts of the mantle – superplumes. This assumption is confirmed by the location in the mantle of zones of heated more plastic matter at a depth of about 2300 km in the east of the Pacific Ocean near the Galapagos Islands, in South Africa, in the Marshall Islands in the Pacific Ocean and in the North Atlantic. They probably correspond to the places of convergence of global disturbances of the mantle shell at the tops of the tetrahedron. Most of these zones are represented by contiguous “islands” of heated matter, which can be explained by its eastern inertial movement in the mantle with a decrease in the Earth’s rotation speed.

Keywords: inertial forces, mantle, asthenosphere, subduction, eduction, plume

Определяющими для тектонических движений являются: 1 – взаимовлияние масс нашей галактики и Солнечной системы, находящихся в постоянном движении; 2 – инерционные силы, действующие на отдельные части нашей планеты, при изменениях ее ротационного режима; 3 – дифференциация Земли на оболочки, которая продолжается.

Возникновение на поверхности Земли морфологических форм, имеющих центрально-зональную симметрию, имеет ротационно-пульсационную природу (Устинова и др., 2007). Внешнее воздействие масс галактики (ее центра, Солнца, Земли, Луны и др.) вызывает вращательно-поступательное движение геологических структуры земной коры, которые находятся в постоянном развитии. Волновая природа этого движения обуславливает пульсационный характер изменения размеров структур и их элементов (Тишкин, 2007). Структуры различных типов с характерными размерами и скоростями деформации имеют собственные периоды резонансного возбуждения, в конце концов приводит к синхронно-асинхронного проявления природных процессов.

Инерционные силы, действующие на отдельные части нашей планеты, при изменениях ее ротационного режима. Под действие таких сил попадают преимущественно части Земли, наиболее удаленные от оси ее вращения. Это относится, прежде всего, к астеносфере и блокам литосферы на некотором удалении от полюсов. Твердая оболочка мантии ниже астеносферы реагирует на изменения ротационного режима, скорее всего, как единое твердое тело и может проскальзывать относительно жидкого внешнего ядра в западном или восточном направлении. В современный период она, по данным наблюдений орбит искусственных спутников, проскальзывает (движется) в восточном направлении (Ферронский, 2009).

Инерционное движение астеносферы и твердых верхних оболочек детально рассмотрено В.П. Филатьевым (Филатьев, 2007), который доказывает, что их результирующее направление меняться от широтного в области экватора к меридионального в области полюсов через все промежуточные направления. Такая картина наблюдается в области формирования окраинных

морей Азиатского континента. Подобный механизм их образования не вследствие субдукции, а эдукции – выдвигания коры из-под континента астеносферными потоками с отрывом их частей в виде островных дуг, доказывался и ранее (Чудинов, 1986). Основная масса астеносферных потоков в условиях торможения вращения Земли, перемещается из-под Евразийского и Австралийского континентов на восток, под плиту Тихого океана. Они прорываются в зону Атлантического океана в виде двух относительно узких астеносферных потоков между северным и южным американским континентами, а также между Южной Америкой и Антарктидой (Шеменда, Грохольский, 1986). К этому следует добавить, что в тихоокеанском сегменте под воздействием сил инерции океаническая кора перемещается под Северную Америку вместе со срединно-океаническим хребтом. Если бы такие силы на неё не действовали, такое было бы невозможно.

Инерционные перемещения астеносферы могли происходить при изменениях климата с перераспределением массы воды на поверхности планеты относительно оси ее вращения с уменьшением массы воды в мировом океане и сосредоточивалась на полюсах при оледенениях или наоборот – с увеличением этой массы при потеплении климата, а также при изменении объема планеты за счет постоянного поступления космического материала в разных формах или вероятного синтеза ряда химических элементов под воздействием высокоэнергетических частиц космического излучения.

Разделение на блоки первичной земной коры, которая была выплавлена на заключительной стадии аккреции Земли, было обусловлено сетью регматических глубинных разломов, которая возникла при увеличении скорости вращения Земли и полярном сжатии. В дальнейшей геологической истории при изменении ротационного режима планеты эти разломы подновлялись, реже могли формироваться новые глубинные разломы. Литосферные блоки могли перемещаться потоками астеносферы и под их влиянием испытать вращения в горизонтальной, а в некоторых случаях и в вертикальной плоскости. Для таких блоков это могло происходить как отдельно – в большинстве случаев в условиях растяжения, так и в составе более крупных блоков

или сегментов континентальной земной коры, когда доминировали тектонические условия сжатия. Любое смещение блоков земной коры относительно друг друга в любых тектонических условиях приводило на их границах к возникновению достаточно мощных зон пластического течения и сдвиговых деформаций. С зонами крупных сдвигов и подъемом мантийных плюмов в местах пересечения глубинных разломов связано формирование поверхностных впадин, которые получили название пулл-апартов (pull apart basins) и в которых обычно проявляется гравитационная тектоника (Коржнев, 2017; Занкевич, Покалюк, 2020).

Земная кора и мантия (включая корни континентов) Южного полушария повернуты по отношению ядра Земли, а также коры и мантии северного полушария, на $22,5^\circ$ – 30° к востоку, но надо учитывать, что кора и мантия Северного полушария не является скрученными относительно ядра Земли (Фёдоров, 2007). Это, на наш взгляд, может объясняться значительно большей массой астеносферы в Южном полушарии и ее большим перемещением на восток в результате действия сил инерции при изменении ротационного режима планеты.

Поверхность Тихого океана составляет 32,4 % поверхности Земли, обуславливает ее глобальную асимметрию, которая характерна для планет земной группы и Луны.

Высокая точность спутниковых наблюдений на сегодня позволяет уверенно говорить о том, что в современную эпоху подтверждается дрейф центра масс Земли вдоль полярной оси на север со скоростью $\sim 5.20 \pm 0.38$ мм / год. Некоторые ученые выдвигают предположение, что центр масс ядра Земли по отношению к мантийной системе координат осуществляет возрастной полярный дрейф на север со скоростью 26.2 ± 2.5 мм / год (Разницин, Баркин, 2009). Движимое ядро оказывает непосредственное гравитационное воздействие на все слои и оболочки Земли, деформируя и нарушая их.

Был сделан численный, статистический анализ упорядоченности планетарной сети линеаментов путем их сравнения с тем или иным выбранным типом упорядо-

ченности, одним из выводов которого был тот, что внутри мантии в структуре ее подошвы и во внутренней структуре наилучшим образом отражается симметрия тетраэдра (Беспрозванный и др., 1994).

Нарушение твердой достаточно мощной оболочки мантии ниже астеносферы, масса которой составляет 67% массы всей Земли, могли возникнуть еще на поздних стадиях ее аккреции при формировании Луны в результате столкновения Земли с космическим телом достаточно больших размеров (Wichman, Schults, 1989). Дефлюидизация участка мантии в место этого столкновения могла привести к потере ее способности генерировать кору и было причиной возникновения глобальной асимметрии планеты с разделением на единый континент Пангею и океан Панталассу (Хаин, 2003). Вероятно, это столкновение было также причиной нарушений оболочки мантии, которые могут быть объединены в геометрическую фигуру, напоминающую тетраэдр. Эти нарушения существуют до настоящего времени и периодически служат каналами разгрузки разогретого вещества из глубинных частей мантии – суперплюмами (Superplumes ..., 2007). Такое предположение подтверждается расположением в мантии зон разогретого более пластичного вещества (рис. 1). Такие зоны на глубине около 2300 км на востоке Тихого океана у островов Галапагос (1), в Южной Африке (2), в районе Маршалловых островов в Тихом океане (3) и на Севере Атлантики (4), вероятно, соответствуют местам схождения глобальных нарушений оболочки мантии в вершинах тетраэдра. Большинство этих зон представлены сближенными «островками» разогретого вещества, что может объясняться его восточным инерционным перемещением в мантии при уменьшении скорости вращения Земли. Наиболее характерно такое перемещение для зон Тихого океана, расположенных на экваторе.

Внутреннее твердое ядро, которое отделено от оболочки мантии жидким внешним ядром, меньше его по массе примерно в 40 раз и во столько же раз слабее притягивается к скоплениям вещества и космических тел в галактике, но сила этого притяжения разная вследствие разницы их масс и расстояния до них. Простые расче-

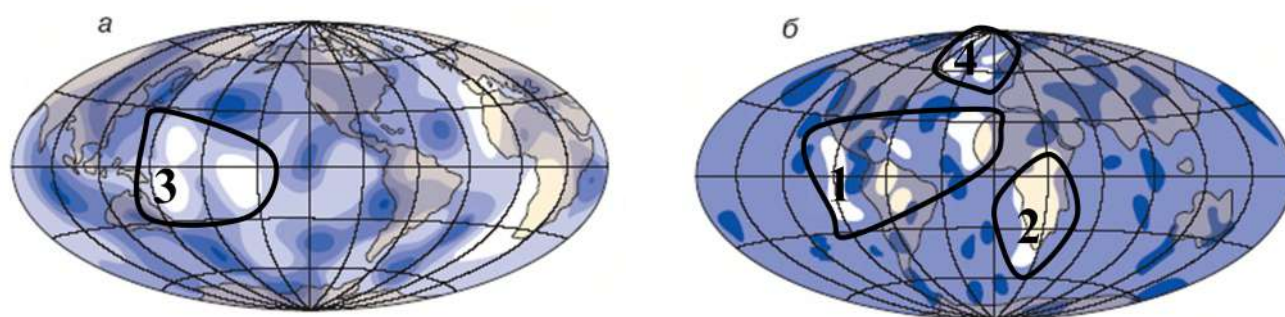


Рис. 1. Глубинные неоднородности у Тихоокеанскому та Индо-Атлантическому сегментах Земли, выявленные сейсмическими методами (Пуцаровский, 2000). Белый цвет – ареалы пониженных сейсмических волн с нумерацией авторов, темный – повышенных.

а – Тихоокеанский сегмент (Su W. et al., 1994), глубина 2350 км; б – Индо-Атлантический сегмент (Grand S. et al., 1997) глубина 2300 км.

ты показывают, что оно притягивается к массам центра галактики в ~ 108 раз слабее, а к Луне в ~ 102 раз сильнее, чем к Солнцу. Векторы силы этого притяжения все время находятся с некоторыми отклонениями почти в плоскости эклиптики, и оно с определенной периодичностью может усиливаться или ослабляться.

При движении Земли в составе солнечной системы по эллиптической орбите, в наиболее удаленной от центра галактики точке апогалактия ее внутреннее ядро слабее притягивается как к массам этого центра, так и к Луне и Солнцу, вследствие увеличения расстояния до них в условиях меньшего потенциала гравитационного поля и уменьшает его отклонение от оси вращения планеты. Это создает условия для уменьшения интенсивности конвекции во внешнем жидком ядре. Кроме того, скорость вращения планеты вокруг оси при движении от перигалактию к апогалактию с одной стороны должна постоянно увеличиваться в силу необходимости сохранения момента инерции, а с другой общее расширение планеты в условиях уменьшения гравитационного потенциала и постоянного наращивания ее массы, наоборот, должно приводить к уменьшению скорости вращения Земли. Эти две тенденции, в значительной степени, по-видимому, уравновешивают друг друга.

В точке перигалактия внутреннее ядро Земли, в силу уменьшения ее расстояния до Луны и Солнца, наоборот сильнее притягивается к этим космическим массам и усиливает его отклонения от оси вращения планеты, что обуславливает усиление конвекции во внешнем ядре и активизацию всех каналов в мантии. Полярному сжатию планеты, за счет постоянного отклонения внутреннего ядра от оси ее вращения под влиянием Луны и Солнца, противостоит экваториальное сжатие за счет уменьшения скорости вращения Земли при уменьшении расстояния от них. Это период крупнейших тектонических напряжений во внешних оболочках планеты.

На протяжении всей геологической истории твердая оболочка мантии наращивалась, наиболее вероятно, как с внешней стороны – со стороны астеносферного слоя, так и снизу – со стороны внешнего ядра. Наращивание внутреннего ядра шло более медленно, его масса не так, как в современный период, отличалась от массы мантийной оболочки. Наиболее активным местом поступления вещества из ядра был канал, образовавшийся в мантии на месте мегаимпакта, где был океан. Это обуславливало существование единого континента в течение архея и всей предыдущей истории планеты. В дальнейшем он распадался и формировался снова.

Литература

1. Беспрозванный П.А., Бородзич Э.В., Буш В.А. Численный анализ упорядоченности планетарной сети линеаментов // Изв. РАН. Физика Земли.

1994. № 1. С. 57–65
2. Занкевич Б.А., Покалюк В.В. О структуре Черноморского бассейна как иерархической системе мегапулл-апартов // Тектоника и стратиграфия, 2020, вып. 47. С. 5–29.
3. Коржнев М.Н. Геотектоническая основа геолого-геофизических моделей формирования Черноморского нефтегазоносного бассейна // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2017, №1. С. 20–32.
4. Пущаровский Ю.М. Главная структурная асимметрия Земли // Соросовский образовательный журнал, Т.6, № 10. 2000. С. 54–65.
5. Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и северный дрейф ядра Земли // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2009. С. 246–250.
6. Тишкин Б.М. Подобие и процесс поступательно-вращательного движения структур // Ротационные процессы в геологии и физике. М., 2007. С. 297–317.
7. Устинова В.Н., Устинов В.Г., Васильев С.В. Роль ротационных сил в формировании структур центрального типа // Ротационные процессы в геологии и физике. М., 2007. С. 287–296.
8. Фёдоров А.Е. Симметрия в строении Земли и скрученность полушарий // Ротационные процессы в геологии и физике. М., 2007. С. 319–339.
9. Ферронский В.И. (2009) Природа прецессии, нутации и вариаций потенциала силового поля Земли на основе спутниковых данных / Электронный научный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ» 537 / <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles>
10. Филатьев В.П. Влияние ротационных эффектов на тектонику планеты (на примере зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану) // Ротационные процессы в геологии и физике. М., 2007. С. 341–360.
11. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
12. Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1986. 248 с.
13. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-Антильского региона // Геотектоника, 1986, № 1. С. 84–85.
14. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. / Eds. D.A. Yuen, Sh. Maruyama, Shi. Karato, B.F. Windley. The Netherland: Springer. 2007. 569 p.
15. Wichman R. W., Schults P.H. Sequence and mechanism of deformation around the Hellas and Isidis impact basins on Mars // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 12. pp. 17356–17357

МЕЖГЕОСФЕРНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НА ПЛОЩАДИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УЗЛОВ СЕВЕРАРУССКОЙ ПЛИТЫ НА УРОВНЕ ЛИТОСФЕРА-БИОСФЕРА-АТМОСФЕРА

Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова, Е.В. Полякова, А.Л. Минеев

*Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н.П. Лаврова УрО РАН, Архангельск, Россия, kutinov@fciarctic.ru*

Исследование выполнено в ходе выполнения государственного задания ФГБУН ФИЦКИА РАН № гос. регистрации АААА-А18-118012390305-7; а также при финансовой поддержке РФФИ проект № 18-05-60024.

Проведено исследование влияния тектонических узлов на состояние компонентов окружающей среды. В состав исследований входили теоретический анализ материалов, цифровое моделирование рельефа, мониторинговые наблюдения для изучения характеристик абиогенных и биогенных процессов в тектонических узлах. Узлы пересечения тектонических нарушений являются источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля и параметры барического поля. В сочетании с подтоком флюидов и глубинных газов они создают локальные аномальные участки, влияющие на состояние окружающей среды. Таким образом, в районах тектонических узлов формируются участки с аномальными характеристиками свойств окружающей среды

Ключевые слова: Тектонические узлы, покомпонентные модели, север Русской плиты

A study of the effects of tectonic nodes on environmental components has been carried out. The studies included: theoretical analysis of materials, digital relief modeling, monitoring observations to study the characteristics of abiogen and biogenic processes in tectonic nodes. Nodes of the intersection of tectonic disturbances are also sources of induced vortex currents, changing the overall picture of geomagnetic and parameters of baroque fields. Combined with the flow of fluids and deep gases, they create local anomalous areas that affect the environment. Thus, in areas of tectonic nodes are formed areas with abnormal characteristics of environmental properties.

Keywords: Tectonic nodes, component-by-component models, North of the Russian plate

В формировании режимов и динамики взаимодействия литосферы, атмосферы и ионосферы значительную роль играют разломно-блоковые структуры земной коры, в первую очередь разрывные нарушения. Одними из основных структур литосферы являются тектонические узлы, обеспечивающие не только подток глубинных флюидов и газов, но и изменения компонентов окружающей среды в гидросфере, биосфере и атмосфере. С ними также связано образование месторождений эндогенного гидротермального генезиса и, по мнению некоторых авторов, углеводородов (Губерман, Пиковский, 2018), характер дневного рельефа и, частично структура и свойства растительного покрова (Кутинов и др., 2020, а).

Нами было проведено исследование 18 тектонических узлов севера Русской плиты на примере Архангельской области и созданы модели межгеосферного взаимодействия тектонических узлов на уровнях: мантия – литосфера (рис. 1); фундамент–осадочный чехол–современный рельеф; литосфера–атмосфера.

В состав исследований входили: теоретический анализ материалов, цифровое моделирование рельефа кровли фундамента и поверхности современного рельефа, мониторинговые наблюдения количественных характеристик абиогенных (электромагнитная эмиссия, атмосферное давление, подток глубинных газов, скорость выпадения осадков и т.п.) и биогенных процессов

(структура и состав растительного покрова, содержание химических элементов в почвах и растительности) в тектонических узлах. Для уточнения глубинного строения узлов привлекались данные сейсмотомографии по территории Канадской алмазоносной провинции, т.к. она вместе с Архангельской алмазоносной провинцией входила в единую мегапровинцию (Милашев, 1990).

Анализ полученных результатов позволяет утверждать, что тектонические узлы (надпорядковые и 1-го порядка) имеют глубинность (прослеживаемость «корней») до 400 км, и отражаются в пониженных значениях температуры в литосфере и, частично, астеносфере с глубины, как минимум, 200 км и практически до дневной поверхности (Полякова и др., 2019); в значениях теплового потока; в структуре потенциальных полей; в строении поверхности Мохо и кристаллического фундамента; в мощности слоев земной коры; в современном геодинамическом режиме, в макросейсмическом поле, дегазации и ионизации атмосферы (рис. 1). Строение тектонических узлов имеет фрактально-подобную (древовидную) структуру, схожую со структурой адвективных поднятий и диапиров мантийных астенолитов).

На уровне фундамент–осадочный чехол–современный рельеф тектонические узлы выделяются как сквозные структуры, но с угасанием амплитуды слагающих их тектонических нарушений вверх по разрезу

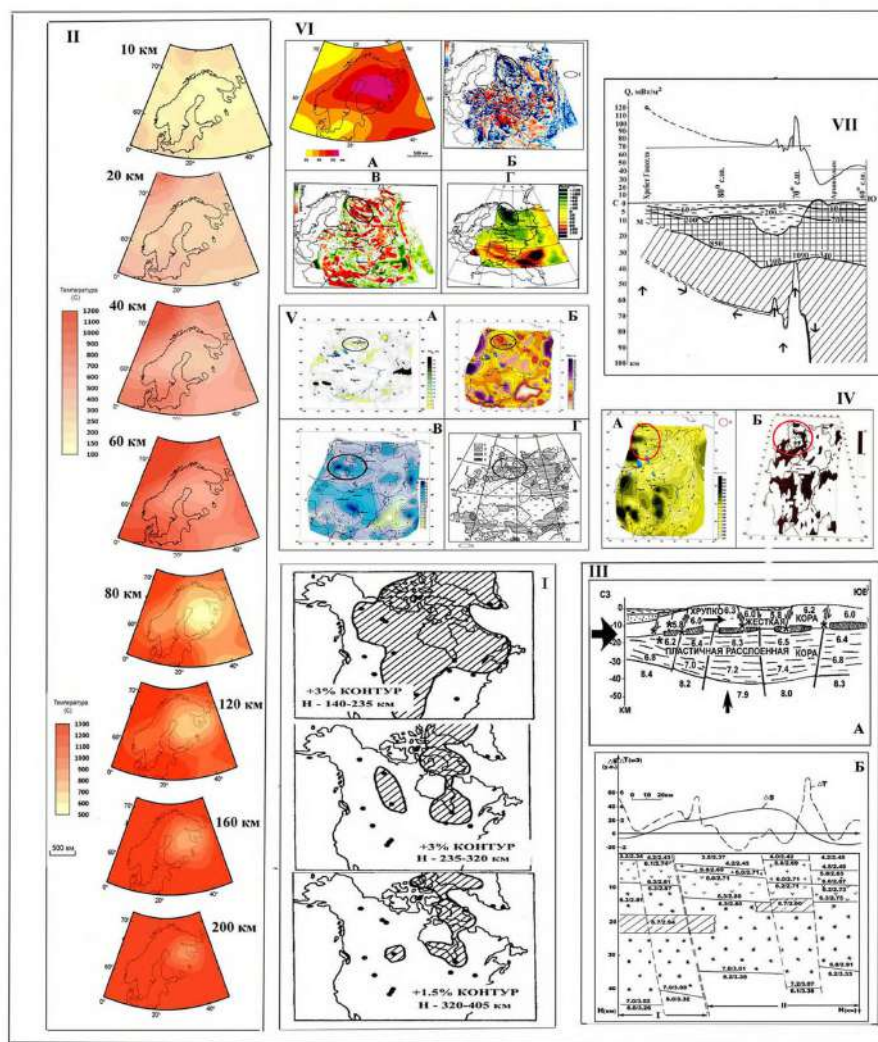


Рис. 1. Модель тектонического узла на уровне «мантия-литосфера» (Кутинов и др., 2019):

I – возмущенные скорости поперечных сейсмических волн согласно томографической инверсии сейсмических волн (провинция Саскачеван, Канада) (Лехи, Тэйлор, 1997); II – термическая модель литосферы региона (Глазнев, 2003); III – строение земной коры Балтийского щита и прилегающих территорий (Кутинов, Чистова, 2016): А – модель современной динамики земной коры Балтийского щита; Б – фрагмент разреза по профилю ГСЗ № 3; IV – отражение тектонического узла в структуре поверхности Мохо: А – карта глубины залегания поверхности Мохо Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (Юдахин и др., 2003); Б – карта «резкости» границы Мохо ВЕП (Юдахин и др., 2003); V – отражение тектонического узла в строении земной коры: А – карта мощности нижнего слоя земной коры ВЕП [25]; Б – карта мощности среднего слоя (Юдахин и др., 2003); В – карта мощности нижнего слоя (Юдахин и др., 2003); Г – скорость Р-волн на поверхности Мохо (Юдахин и др., 2003). I – «след» тектонического узла; VI – Отражение тектонического узла в характере потенциальных полей: А – глубина изотермы Кюри (Глазнев, 2003); Б – карта аномального магнитного поля, нТ (Юдахин и др., 2003); В – карта аномалий силы тяжести в редукции Буге, мгал (Юдахин и др., 2003); Г – глубинные аномалии силы тяжести ВЕП (Юдахин и др., 2003). I – «след» тектонического узла; VII – геолого-геофизический разрез литосферы по 400 в.д. (хр. Гаккеля – Архангельск) (Шварцман, 2001)

до первых (8–10) метров. На уровне фундамента узлы характеризуются высокой блоковой делимостью, повышенной сейсмичностью и аномальными значениями теплового поля (Кутинов Чистова, 2016).

В осадочном чехле по ним наблюдается подъём глубинных минерализованных вод венда, обогащенных глубинными газами. Узлы тектонических нарушений имеют сложную структуру проводимости и являются источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля, что

подтверждается повышенными значениями электромагнитной эмиссии (Ларкина и др., 1988) и частотой грозовых разрядов (Кутинов и др., 2020, б).

В верхней части разреза наблюдаются палеодолины сложного строения с глубиной вреза до 200 м, являющиеся своего рода «гидрогеологическими окнами» интенсивного водообмена, сопровождающиеся процессами просадки и заболачивания территории.

В результате постоянного измерений атмосферного давления (2009–2021 гг.) над тектоническими узлами

установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Минимумы характеризуются повышением значений в центре и понижением на периферии, что обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков: жидкие осадки в центре тектонических узлов выпадают значительно реже, а их количество на 26–38 % меньше, чем на периферии. Такая же картина наблюдается и в динамике снежного покрова. В результате на площади тектонических узлов изменяется структура растительного покрова, содержание химических элементов в почве и листовном покрове (Кутинов и др., 2020, а).

Анализ отклика литосферы на геомагнитные возмущения показал наличие связи между деформационными полями в тектонических узлах и компонентами геомагнитных вариаций (Кутинов, Чистова, 2004). Причем электромагнитная эмиссия достигает высоты более 600 км (Ларкина и др., 1988).

В целом, здесь еще с докембрия сформировались вертикальные стволы структуры энерго-массопереноса с аномальными свойствами среды, находящиеся в колебательном режиме (чередование растяжения–сжатия).

Суммируя вышеизложенное, следует отметить, что надпорядковые тектонические узлы и узлы 1-го порядка имеют глубинность до 400 км и более, и отражаются в пониженных значениях температуры в литосфере, с глубины, как минимум, 200 км и практически до дневной поверхности; в значениях теплового потока; в структуре потенциальных полей; в строении поверхности Мохо и кристаллического фундамента; в мощности нижнего, среднего и верхнего слоя земной коры; в современном геодинамическом режиме, что отражается в макросейсмическом поле, структуре современного рельефа, дегазации и ионизации атмосферы до высоты более 600 км (рис. 1).

Литература

1. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КАЭМ, 2003. 244 с.
2. Губерман Ш.А., Пиковский Ю.И. Опыт локального прогнозирования крупных месторождений нефти и газа на основе глубинной концепции их происхождения // Итоги первой пятилетки Кудрявцевских Чтений: от теории неорганического происхождения к практике поисков глубинной нефти. 6-е Кудрявцевские Чтения. Материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа. М.: ЦГЭ. 2018.
3. Кутинов Ю.Г. Чистова З.Б. Архангельская алмазодносная провинция на мелкомасштабных геологических, тектонических и геофизических картах // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2016. Т. 11. Вып. 1: Система планеты Земля. http://www.j-spacetime.com/actual%20content/t11v1/2227-9490e-aprov_r_e-ast11-1. 2016.12. php
4. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазодносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Неверов Н.А. Новые данные о влиянии тектонических узлов на состояние окружающей среды на севере Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 5. С. 12–24.(а)
6. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24). <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art8>
7. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты). Пенза: научн.-изд. центр «Социосфера». 2020. 378 с. (б)
8. Ларкина В. И., Мигулин В. В., Сергеева Н. Г., Сеппин Б.В. Электромагнитное излучение над глубинными разломами литосферы по измерениям на спутнике //ДАН. 1998. Т. 300. № 6. С. 814–818.
9. Лехи К., Тэйлор Р. Влияние глубинной структуры региона Гленни на алмазы в кимберлитах Саскачевана //Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2. С. 451–460.
10. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
11. Полякова Е. В., Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Минеев А. Л. Опыт применения цифрового моделирования для выявления наследования структур фундамента в современном рельефе севера Русской плиты //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 75–83.
12. Шварцман Ю.Г. Тепловое состояние литосферы и новейшие измерения климата на Европейском Севере // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2001, С. 130–154.
13. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 2003. 299 с.

МОНИТОРИНГ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ МЕТОДОМ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

С.Ю. Малышков, В.Ф. Гордеев, В.И. Поливач

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН), Томск, Россия,
msergey@imces.ru*

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8.

Приводятся результаты тестирования метода естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) для контроля напряженно-деформированного состояния горных пород в регионе с низким уровнем литосферной составляющей поля. Показано, что карты аномалий ЕИЭМПЗ хорошо отражают динамику склоновых экзогенных процессов и метод применим для прогноза активизации оползней, в том числе, в местах с низким уровнем региональной сейсмичности.

Ключевые слова: естественное импульсное электромагнитное поле Земли, напряженно-деформированное состояние горных пород, литосфера, динамика склоновых экзогенных процессов.

The results of testing the method of the natural pulsed electromagnetic field of the Earth (NPEMFE) to control the stress-strain state of rock in the region with a low level of the lithospheric component of the field are presented. It is shown that the maps of NPEMFE's anomalies well reflect the dynamics of the slope exogenous processes and the method is applicable to predict the activation of landslides, including places with a low level of regional seismicity.

Keywords: natural pulsed electromagnetic field of the Earth, stress-strain state of rocks, lithosphere, dynamics of slope exogenous processes.

Метод естественного импульсного электромагнитного поля (ЕИЭМПЗ) для геофизической разведки, инженерно-геологических изысканий и мониторинга напряженно-деформированного состояния (НДС) горных пород (ГП) основан на явлении электромагнитной эмиссии – способности диэлектрических материалов излучать электромагнитные сигналы при воздействии на них. Существует множество причин излучения импульсного электромагнитного поля диэлектриками. Но в основном, электромагнитная эмиссия ГП в условиях их естественного залегания возникает в процессе образования и релаксации зарядов на плоскостях трещин при изменении напряженного состояния массива, как при изменении его сплошности, так и при разрыве, заполненных электролитом капилляров в результате механоэлектрических преобразований под действием деформационных волн из нижней мантии [Малышков; Малышков, 2009], приливных сил, микросейсмических колебаний, ветровой и техногенной нагрузки. В переменном поле напряжений (сжатие – растяжение) породы, содержащие минералы-диэлектрики, благодаря механоэлектрическим преобразованиям, излучают электромагнитные импульсы, интенсивность и амплитудно-частотный состав которых определяется их структурными, прочностными и деформационными свойствами. Наблюдения за процессом электромагнитного излучения позволяет контролировать НДС горного массива.

Ранее нами был описан регистратор ЕИЭМПЗ (Шталин и др., 2012), и метод инженерно-геологиче-

ских изысканий (Способ..., 2011), позволяющий оценивать НДС ГП и прогнозировать срыв оползней. Но все работы до настоящего времени велись в сейсмически активных регионах с высоким уровнем литосферной составляющей ЕИЭМПЗ. В 2019 - 2021 годах апробирование метода проводилось в условиях с отсутствием региональной сейсмичности (Западно-сибирская равнина). В рамках проверки алгоритмов прогноза нарушения устойчивости грунтов по параметрам импульсных электромагнитных полей были проведены площадные измерения на оползнях в районе Лагерного сада в черте г.Томска. Оползни, выбранные для мониторинга длительное время изучались по заказу администрации г. Томска сторонними организациями и в настоящее время хорошо описаны (Заключение..., 2018). В результате изысканий было выявлено 22 оползня, участки подверженные процессам струйчатой эрозии, гидрогеологические компоненты, эрозионные уступы, трещины. Процессы связанные с проседанием почвы в результате вымывания грунтов являются основной причиной деформаций зданий в пределах территории прилегающей к оползневой зоне Лагерного сада. Территория, выбранная для экспедиционных исследований характеризуется сложными геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями третьей категории. Тектонические нарушения имеют зоны дробления от 1,5–3м до 8–20м. Кора выветривания мел-палеогенового возраста на выбранных для исследований участках сложена белыми и светло-серыми каолинизированными глинами и синими суглинками от



Рис.1. Карта аномалий ЕИЭМПЗ

тугопластичной до полутвердой консистенции с включением органического вещества от 5,9 до 7,1 %. Данные грунты способны переходить из устойчивого твердого состояния в природных условиях в пластичное или текучее состояние при техногенном повышении влажности на 3–5%. Таким образом, самой вероятной причиной схода участков грунта в нашем городе является техногенная нагрузка на геологическую среду, а с ростом города, нагрузка все время увеличивается, поэтому проблема изучения и прогнозирования оползней становится все более актуальной. На склоне несколько десятков лет проводятся противооползневые мероприятия и в настоящее время оползни квалифицируются, как стабилизированные, но инженерные службы города ведут мониторинг противооползневых сооружений и состояния грунтов в пределах защищаемой территории.

Измерения пространственно-временных вариаций ЕИЭМПЗ проводились в двух взаимоперпендикулярных направлениях ориентации приемных антенн по профилям проложенным вдоль пешеходных дорожек обустроенных по склону. Профили выбраны таким образом, чтобы пересечь большую часть тел известных оползней. Расстояние между пикетами 15м. Общее количество пикетов по двум профилям составило 260 штук. Время измерения на каждом пикете 2 минуты. Вариационный регистратор был установлен в месте, не затронутом экзогенными процессами в восточной части исследуемой территории. Методика выделения пространственных вариаций ЕИЭМПЗ с применением вариационных регистраторов описана в работе [Malyshkov et al., 2015].

Аномалии в структуре ЕИЭМПЗ путем расчета модуля вектора относительной интенсивности ЕИЭМПЗ по каналам С-Ю и З-В наложены на ситуационный план участка (рис. 1). Проведенные исследования показали, что грунты на участках склона на котором были проведены противооползневые мероприятия на-

ходятся в устойчивом состоянии. НДС, отличное от равновесного, наблюдается лишь на юго-восточном участке площади исследований, на котором не проводилось выполаживание и водоотведение.

Этот участок (выделен красной рамкой на космоснимке с ресурса Google Earth) (рис.2) имеет признаки активного оползня, а именно: оползневые уступы, заболоченность, «пьяный» лес, взбугренность ландшафта, разрушенное здание. Он был выбран для мониторинга ЕИЭМПЗ в режиме посещений.

В 2019 году при картировании аномалий ЕИЭМПЗ было выделено 2 участка с положительными отклонениями в северо-восточной и юго-западной части площади. Аномалии связаны с нахождением горных пород в состоянии растяжения. Северо-восточная аномалия характеризует оползень как слабоактивный, юго-западная связана с подмытием рекой берегового укрепления. В центре площади исследований ГП находятся в состоянии сжатия. Отличия пространственных вариаций от фоновых значений незначительны.

За два года геоморфологических исследований на выбранном в 2019 году участке значимых изменений рельефа не произошло. Также, в интервале времени с августа 2019 по май 2021 г не зафиксировано значительных изменений на картах аномалий ЕИЭМПЗ (рис. 3 а, б) наблюдаемой площади. Исключение составляет лишь то, что вдоль берегового укрепления экзогенные склоновые процессы прекратились, грунты стабилизировались. Однако при измерениях в середине лета в 2021 году, в северо - восточной части площади измерений были обнаружены трещины закола. И, несмотря на то, что на большей части исследуемой площади динамика ЕИЭМПЗ была незначительная, положительная аномалия в структуре ЕИЭМПЗ в северо – восточной части исследуемой территории, которая была интерпретирована нами, как напряжение растяжения в 2019 г., после разгрузки сместилась ниже по телу оползня

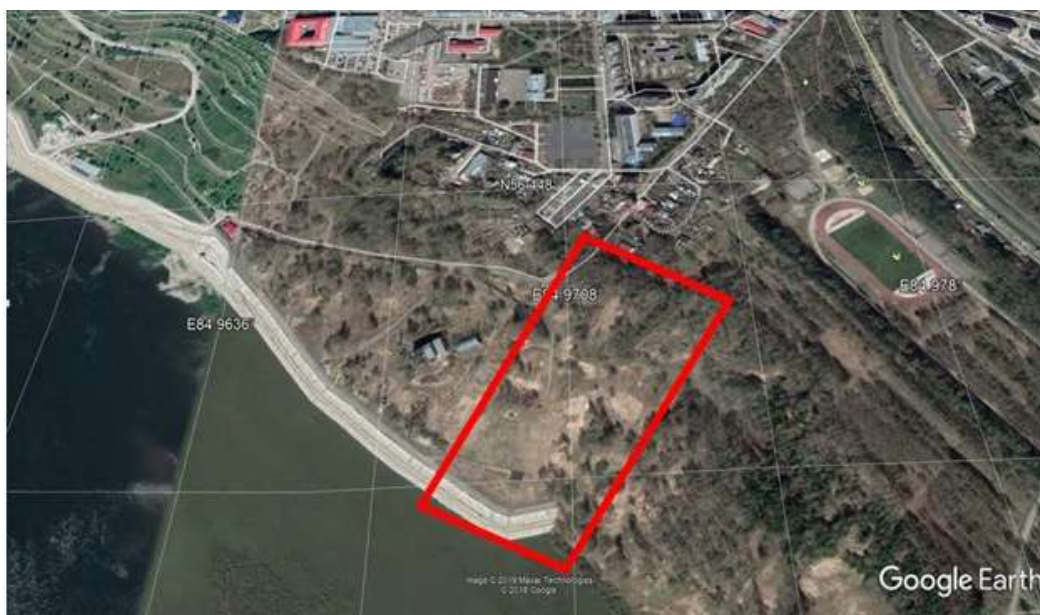


Рис.2. Место проведение площадных исследований (выделено красным)

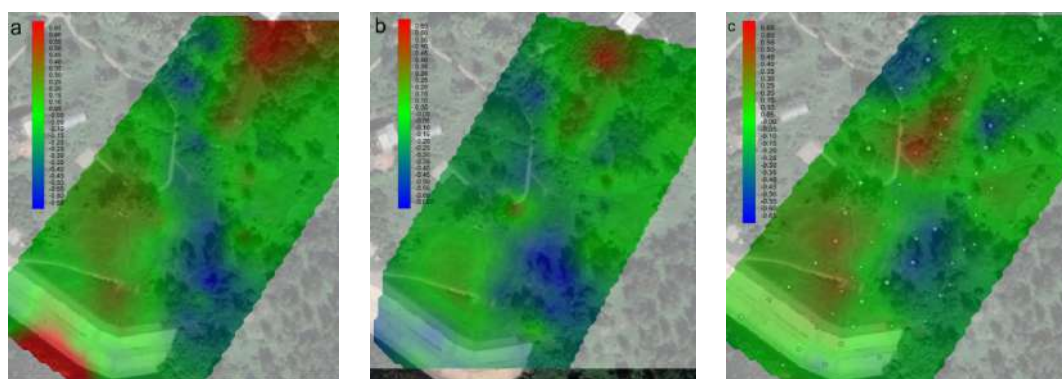


Рис.3. Карты аномалий ЕИЭМПЗ

(a-b) различные даты картирования: а – август 2019г., b – май 2021г., c – июль 2021г.

(рис. 3 в). Возможен срыв блока горных пород. Отклонение ЕИЭМПЗ от фоновых значений и площадь аномального участка незначительны и откол крупного блока горных пород в результате потери устойчивости грунтов в настоящее время маловероятен. Но факт появления предвестника изменения состояния геосферы по параметрам ЕИЭМПЗ показывает высокую перспективность метода для прогноза экстремальных явлений даже в регионах с низким уровнем электромагнитных полей литосферного происхождения.

В настоящее время муниципальным предприятием г. Томска разрабатывается проект противооползневых мероприятий на этот участок. Полученные в результате выполнения настоящего проекта данные будут учтены при разработке технического задания на инженерно-геологические изыскания перед производством этих мероприятий.

Проведенные исследования показали, что карты аномалий ЕИЭМПЗ хорошо отражают динамику склоновых экзогенных процессов и метод применим для прогноза активизации оползней, в том числе, в местах с низким уровнем региональной сейсмичности.

Литература

1. Заключение о состоянии геологической среды штольни №2 на участке СФ 3а, СФ 34- СФ 36 для определения устойчивости крепи штольни в изменившихся геологических условиях/ ООО «НПФ Инженерные изыскания», 2018.
2. Малышков Ю. П., Малышков С. Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли // Геология и геофизика. 2009. Т 50. № 2. С. 152–172.
3. Способ геофизической разведки: пат. 2414726 Рос. Федерация: МПК G01V 3/08 (2006/01) Малышков Ю.П., Малышков С.Ю., Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Поливач В.И. -2009100934/28; заявл. 13.06.2009; опубл. 20.03.2011, Бюл №8.
4. Шталин С.Г., Гордеев В. Ф., Малышков С. Ю., Поливач В. И., Малышков Ю. П. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки// Датчики и системы. 2012. №4. С 32–37.
5. Gordeev V.F, Malyshev S.Yu, Shtalin S.G, Polivach V.I and Krutikov V.A. Detection of geodynamic

activity areas based on the Earth's electromagnetic noise parameters // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2016. V. 48. 012026. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012026.

6. Yury P. Malyshev, Sergey Yu. Malyshev, Vasily F. Gordeev, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach, Vladimir

A. Krutikov, and Michail M. Zaderigolova Earth's Natural Electromagnetic Noises: Their Deep-Seated Origin, Effect on People, Recording and Application in Geophysics Editors: Reimer, A. // Horizons in World Physics, 2015 (283), C. 43–128. Nova Science Publishers, ISBN: 978-1-63482-500-9

УДК 553.9: 550.47.31

АККУМУЛЯЦИЯ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА В ЛИТОСФЕРЕ В РАЗЛИЧНЫХ РЕДОКС-РЕЖИМАХ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

С.А. Маракушев, О.В. Белоногова

Институт проблем химической физики РАН, Московская область, Черноголовка, Россия marak@cat.icp.ac.ru; shukaram@yandex.ru

Рассматривается аккумуляция углеводородов, выносимых глубинными флюидными потоками из мантии в земную кору (в виде нефтяных залежей и черносланцевых концентраций углерода) в геодинамических режимах расширения и сжатия силикатных геосфер Земли. Обосновывается эволюция углеродного вещества как результат регрессивного метаморфизма флюидных (газовых) углеводородов и жидкой нефти с образованием кристаллических углеродных фаз.

Ключевые слова: геодинамический режим, глубинные флюиды, фазовые диаграммы, метастабильные фазы, углеводороды, регрессивный метаморфизм, нефть, кероген

The accumulation of hydrocarbons carried out by deep fluid flows from the mantle into the earth's crust, in the form of oil deposits and black shale carbon concentrations, in the geodynamic regimes of expansion and contraction of the Earth's silicate geospheres is considered. The evolution of carbon matter is substantiated as a result of regressive metamorphism of fluid (gas) hydrocarbons and liquid oil with the formation of crystalline carbon phases.

Keywords: geodynamic regime, deep fluids, phase diagrams, metastable phases, hydrocarbons, regressive metamorphism, oil, kerogen

Эволюцию Земли, в том числе эволюцию «органической» системы С–Н–О, определяет импульсивная дегазация ее жидкого ядра вдоль структур дислокации твердых силикатных геосфер (мантии и коры), которая геодинамически проявляется различно (Маракушев, 1999; Сывороткин, 2002; Маракушев, Маракушев, 2008а, б; Marakushev, Belonogova, 2019; Zgonnik, 2020). Генерации водно-углекислых флюидов способствует обстановка растяжения земной коры, снижающая флюидное давление благодаря селективной миграции из флюидов в атмосферу водорода, как наиболее мобильного компонента. В результате кислородные компоненты в них становятся доминирующими над водородом, так что диспропорционирование компонентов приводит к генерации углекислых водных флюидов: $H_2 + 2CO = H_2O + 0,5CO_2 + 1,5C$. Существенный перелом в магматизме связан с переходом к циклам сжатия подвижных мантийных структур, что препятствует миграции водорода, который является фактором нарастания щёлочности магм. Под высоким флюидным давлением водорода происходит синтез УВ ($2CO + 4H_2 = 2H_2O + C_2H_6$, $8CO + 12H_2 = 8H_2O + C_8H_{18}$ и др.) и разложение кислородных кислотных компонентов флюидов ($H_2CO_3 + 4H_2 = 3H_2O + CH_4$ и др.).

Термодинамическое моделирование и молекулярно-динамические расчеты фазовой С–Н системы обосновывают, что синтез углеводородов тяжелее метана может происходить в высокобарных (>10 кбар) и высокотемпературных ($>1000^\circ C$) условиях, существующих в верхней мантии Земли на глубинах более 100 км. В этих условиях состав мантийного флюида представлен термодинамически равновесной смесью тяжелых углеводородов и неорганических газов (Карпов и др., 1998; Kenney et al., 2002; Spanu et al., 2011 и др.). Для иллюстрации этого равновесного процесса в виде модели приведем фазовую Р–Т диаграмму системы С–Н (рис. 1), с рассчитанными областями термодинамической устойчивости (фациями) легких УВ в условиях верхней мантии. Здесь давление представлено в виде его химического потенциала ($RT \ln P$), спрямляющего на диаграмме линии стабильных трехфазных моновариантных равновесий, которые разделяют фации углерода, углеводородов и их парагенезисов. Фация метана распространяется до глубин около 150 км (по геобаротерме), совмещаясь с равновесным фазовым переходом графит ↔ алмаз. Выше равновесия $3CH_4 + C = 2C_2H_6$ становится устойчива флюидная фаза этана, образующая в парагенезисе с метаном обшир-

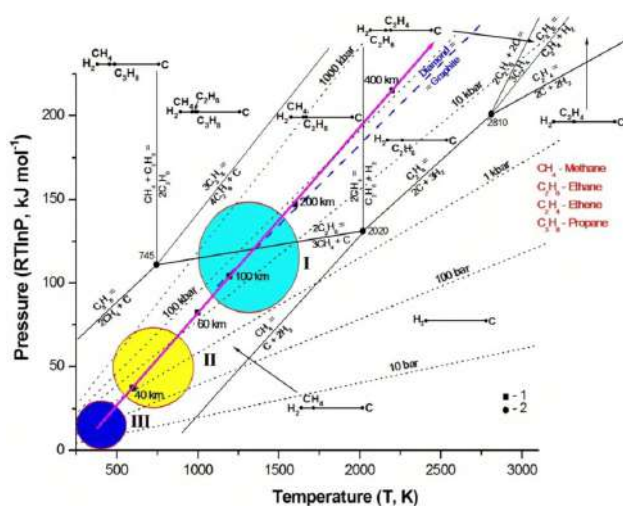


Рис. 1. Схематическое распределение метастабильных УВ концентраций по геобаротерме на фазовой P-T диаграмме равновесной двухкомпонентной системы C-H.

1 - глубины Земли по геобаротерме – фиолетовая стрелка. 2 – пятифазные невариантные равновесия (обозначенные значением температуры). Линейными парагенезисами C-H идентифицируется каждая фация. Изобары представлены пунктирными линиями. Равновесие графит–алмаз – штриховая линия. Условно оконтурены: показанные в экспериментах P-T фазовые пространства существования метастабильных УВ и их парагенезисов I (Kolesnikov et al., 2017; Sokol et al., 2019.) и «нефте-подобных» УВ смесей II (Serovaikii et al., 2020).

III - нефтегазовые залежи. Модифицированная P-T диаграмма из работы (Маракушев, Маракушев, 2006).

ную фацию вплоть до температур >2000 К и глубин >300 км, где фация этана становится доминирующей. Из диаграммы следует, что олефины (C_2H_4) становятся термодинамически устойчивыми только при температурах выше 2800 К, т. е. молекулярный вес термодинамически равновесных УВ увеличивается с ростом температуры и давления, т. е. фации более высокоуглеродных, непредельных и ароматических УВ расположены в значительно более экстремальных P-T-условиях, возможно на границе ядро – мантия (Belonoshko et al., 2015). Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии, разработанный в работе (Карпов и др., 1998), утверждает, что регулируемая давлением объемная энергетическая емкость позволяет тяжелым УВ существовать в метастабильном состоянии на глубинах $70 - 120$ км (область, приблизительно обозначенная бирюзовым кругом и цифрой I). Видимо, именно в этом фазовом пространстве реально происходит последовательный процесс генерации УВ на магматической и постмагматической стадиях в водородных флюидных потоках импульсивно исходящих из жидкого земного ядра.

Ряд недавних публикаций иллюстрирует абиогенный синтез тяжелых УВ и их систем из ряда неорганических веществ в этом диапазоне термобарических

условий верхней мантии (Kolesnikov et al., 2017; Sokol et al., 2019). Например, показано, что УВ тяжелее метана и их смеси синтезируются и при давлениях $15-60$ кбар и температурах $850-1250$ К, соответствующим глубинам $70-180$ км (Serovaikii, Kutcherov, 2020). В этих P-T условиях тяжелые флюидные УВ находятся в метастабильном состоянии (Карпов и др., 1998), но в процессе вертикальной миграции их к поверхности фазовые взаимоотношения отдельных УВ и их смесей могут существенно изменяться. Например, экспериментально показано, что очень сложная модельная «нефтяная» смесь парафинов, аренов и нафтенных может быть устойчива при давлении $7-14$ кбар и температурах $600-700$ К, что соответствует глубинам $20-50$ км (Serovaikii et al., 2020). На диаграмме (рис. 1) эта фазовое пространство приблизительно оконтурено желтым кругом и обозначено цифрой II.

Вертикальная миграция этих УВ флюидов приводила к образованию и аккумуляции нефти, газа и полимерного углеродного вещества керогена в сланцевых породах. Это фазовое пространство условно обозначено на диаграмме (рис. 1), фиолетовым кругом и цифрой III. Рассмотрим в этих условиях процессы образования кристаллического керогена черных сланцев в восстановительных ($УВ+H_2O$ насыщенный флюид) и окислительных (CO_2+H_2O насыщенный флюид) режимах силикатных геосфер (рис. 2). В режиме УВ дегазации при гипотетическом флюидном давлении 830 бар (сумме парциальных давлений УВ) процесс образования жидкой нефти и кристаллического «зрелого» керогена можно представить на диаграмме химический потенциал водорода (μ_{H_2}) – химический потенциал кислорода (μ_{O_2}) при температуре «нефтяного окна» 150 °С (рис. 2а). В фазовом пространстве этих химических потенциалов метастабильный парагенезис трех фаз – жидкой нефти, кристаллического «зрелого» керогена и газообразных УВ является невариантной точкой, а моновариантные равновесия разделяют области их термодинамической устойчивости. Моновариантное равновесие между УВ и нефтью при $\mu_{H_2} = -15.69$ кДж является суммой метастабильных стехиометрических равновесий отдельных алканов (первичная нефть имеет состав близкий к алканам) с нефтью с общей формулой $8.8C_nH_{2n+2} = nC_{8.8}H_{16.9} + (8.8+0.35n)H_2$. Фазовый переход газ $\rightarrow$ жидкость через это метастабильное равновесие приводит к образованию жидкой нефти т. к. приближением к поверхности, как температура, так и парциальное давление водорода, как правило, уменьшаются. Происходит трансформации флюидных алканов в жидкую нефть ($C_{8.8}H_{16.9}$). Более того, при подъеме УВ флюидов к поверхности равновесие $УВ \leftrightarrow$ нефть будет сдвигаться в сторону образования нефти. При повышении химического потенциала кислорода до значения $-402, 69$ кДж (метастабильное невариантное равновесие всех трех фаз) происходит последовательное окисление УВ до «зрелого» керогена, причем первыми окисляются тяжелые алканы (с более низким отношением H/C). Таким образом, высокое флюидное

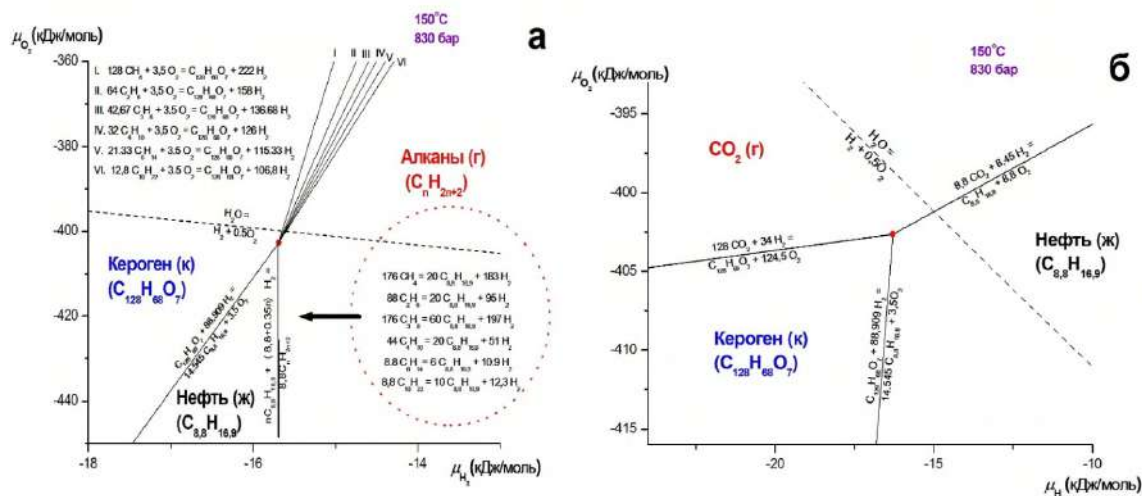


Рис. 2. Области термодинамической устойчивости жидкой нефти, псевдокристаллического керогена и газовых УВ (а) и CO_2 (б) флюидов на фазовых диаграммах химических потенциалов H_2 (μ_{H_2}) и O_2 (μ_{O_2}) при температуре 150°C . Флюидное давление в системах: а (УВ фазы) и б (CO_2) равно 830 бар. Логарифмы активности ($\log a$) жидкой нефти и твердого керогена равны 1. Моновариантные равновесия разделяют дивариантные поля устойчивости рассматриваемых фаз: газовые (алканы, C_nH_{n+2}) (а) и CO_2 (б), твердая («зрелый» кероген - K_2 , $\text{C}_{128}\text{H}_{68}\text{O}_7$) и жидкая (нефть, $\text{C}_{8.8}\text{H}_{16.9}$). Точка – их невариантное равновесие. Фация жидкой воды расположена выше штриховой линии – изоплеты насыщения. Свободные энергии керогена, алканов и нефти из работы (Helgeson et al., 2009).

давление эндогенных УВ обуславливает их трансформацию в жидкую нефть и твердый кероген в физико-химических условиях «нефтяного окна». В этих условиях парагенезис нефти с водой отсутствует (рис. 2а), и поэтому любая вода, которая присутствует во вмещающей породе и контактирует с нефтью, будет реагировать с ней необратимо с образованием «зрелого» керогена. Т.е. именно **гидратация компонентов нефти** является **фактором необратимости** формирования черносланцевых отложений.

Однако в окислительном режиме (геодинамический режим расширения) в фазовые взаимоотношения жидкой нефти и псевдокристаллического керогена вовлекается газообразный CO_2 . Взаимоотношения этих трех фаз рассмотрено на аналогичной диаграмме химических потенциалов водорода и кислорода (рис. 2б), где метастабильные моновариантные равновесия разделяют фации этих фаз. При понижении флюидного давления водорода происходит фазовый переход жидкой нефти в твердый кероген. Восходящие УВ флюиды, обуславливающие подток нефти в залежи (Бочкарев, Бочкарев, 2017), постоянно сдвигают равновесие нефть $\leftrightarrow$ «зрелый» кероген в сторону образования керогенов и далее – битумов, асфальтенов и самородного углерода. Такой процесс наблюдается в настоящее время, например, при восполнении запасов нефтяных месторождений Южно-Татарского свода (Муслимов и др., 2019).

Таким образом, синтез керогена происходит как в геодинамических режимах расширения, так и сжатия силикатных геосфер Земли. В целом глубинная дегазация проявляется образованием и аккумуляцией газовых (газ), жидких (нефть) и твердых (кероген, битум

и пр.) концентраций углерода в земной коре, как результат регрессивного метаморфизма флюидных, как правило, рудоносных, метастабильных УВ фаз.

Литература

1. Бочкарев В.А., Бочкарев А.В. Восполняемые запасы залежей углеводородов, М.: Изд-во: Всероссийский НИИ организации, управления и экономики нефтегазовой промышленности. 2017. 275 с.
2. Сывороткин В. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. ООО «Теоинформцентр», М. 2002.
3. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А., Артименко М.В. Термобарический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. Т. 39 (11), С. 1518–1528.
4. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука. 1992. 208 с.
5. Маракушев А. А., Маракушев С. А. // Р, Т – фации простых, углеводородных и органических веществ системы С-Н-О. Доклады РАН. 2006. Т. 406. №4, С. 521–527.
6. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Водородное дыхание Земли – его происхождение, геологические и биологические следствия // Альтернативная энергетика и экология. 2008а. №1 (57). С. 156–174.
7. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008б. №5, С. 505–521.
8. Муслимов Р.Х., Трофимов В.А., Плотникова И.Н. и др. Роль глубинной дегазации Земли и кристаллического фундамента в формировании и есте-

- ственном восполнении запасов нефтяных и газовых месторождений. Казань: Изд-во «ФЭН» Академии наук РТ, 2019. 264 с.
9. Belonos(1998) hko A.B., Lukinov T., Rosengren A., Bryk T., Litasov K.D. Synthesis of heavy hydrocarbons at the core-mantle boundary // Sci. Rep. V. 5, 18382.
 10. Helgeson H.C., Richard L., McKenzie W.F., Norton D.L., Schmitt A. A chemical and thermodynamic model of oil generation in hydrocarbon source rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta, 2009, V. 73, pp. 594–695.
 11. Kenney J. F., Kutcherov V. A., Bendeliani N. A., Alexeev V. A. The evaluation of multicomponent system at high pressure: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbon and the origin of petroleum // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2002. V. 99. No 17. pp. 10976–10981.
 12. Kolesnikov A.Yu., Saul J.M., Kutcherov V.G. Chemistry of hydrocarbons under extreme thermobaric conditions // ChemistrySelect. 2017. V. 2, pp. 1336–1352.
 13. Marakushev S.A., Belonogova O.V. Ideas and perspectives: Development of nascent autotrophic carbon fixation systems in various redox conditions of the fluid degassing on early Earth // Biogeosciences. 2019. V. 16. pp. 1817–1828.
 14. Serovaiskii A., Dubrovinky L. and Kutcherov V. Stability of a petroleum-like hydrocarbon mixture at thermobaric conditions that correspond to depths of 50 km // Minerals. 2020, V. 10, 355.
 15. Serovaiskii A., Kutcherov V. Formation of complex hydrocarbon systems from methane at the upper mantle thermobaric conditions // Sci Rep. 2020. V. 10, 4559.
 16. Sokol A. G., Tomilenko A. A., Sokol I. A., Zaikin P. A., Bul'bak T. A. Formation of hydrocarbons in the presence of native iron under upper mantle conditions: experimental constraints // Minerals. 2020, V. 10, pp. 88.
 17. Spanu, L., Donadio, D., Hohl, D., Schwegler, E. & Galli, G. Stability of hydrocarbons at deep Earth pressures and temperatures // Proc. Nat. Acad. Sci. 108, 6843–6846 (2011).
 18. Zgonnik V. The occurrence and geoscience of natural hydrogen: A comprehensive review. // Earth-Science Reviews. 2020. V. 203 103140.

УДК 550.93:549.514.81(234.851)

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ТОЛЩИ В ОСНОВАНИИ РАЗРЕЗА УРАЛИД (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Н.Ю. Никулова¹, В.Н. Филиппов¹, В.Б. Хубанов²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, nikulova@geo.komisc.ru

²ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Проведенное U-Pb датирование детритовых цирконов из песчано-алевритовой толщи, распространенной в контурах предполагаемой базальтоидной трубки взрыва в верховье р. Печоры, позволило установить, что псаммитовая толща сформировалась не ранее нижнего ордовика. Петрохимические особенности и возрастные характеристики содержащихся в песчаниках цирконов, указывают на формирование петрофонда за счет пород преимущественно основного состава, связанных с проявлениями магматической активности близко или одновременно с осадконакоплением. Сделан вывод о принадлежности песчано-алевритовой к тельпосской свите нижнего ордовика.

Ключевые слова: вулканомиктовые песчаники, детритовые цирконы, условия образования, изотопный возраст.

The U-Pb dating of detrital zircons from the sand-siltstone strata common in the contours of the proposed basaltoid explosion tube in the upper reaches of the Pechora River allowed us to establish that the psammite strata was formed no earlier than in the Lower Ordovician. Petrochemical features and age characteristics of zircons contained in sandstones indicate the formation of a petrofund due to rocks of mainly basic composition associated with magmatic activity manifestations close to or simultaneously with sedimentation. The conclusion is made that the sand-siltstone belongs to the Telpos formation of the Lower Ordovician.

Keywords: volcanomictic sandstones, detrital zircons, formation conditions, isotopic age.

Стратиграфическое положение и происхождение песчано-алевритовой толщи, локально развитой в устье р. Маньской Волосницы, левого притока р. Печоры (рис. 1) трактуется различно. По результатам геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 она отнесена основанию тельпосской свиты нижнего ор-

довика (Проскурин и др., 1972 г.). Альтернативная точка зрения на геологическое строение района и стратиграфическую принадлежность этих отложений, определенных как базальтоидные пепловые туфы, выполняющие кратер кембрийской трубки взрыва, представлена В. С. Озеровым, а песчано-алевритовая

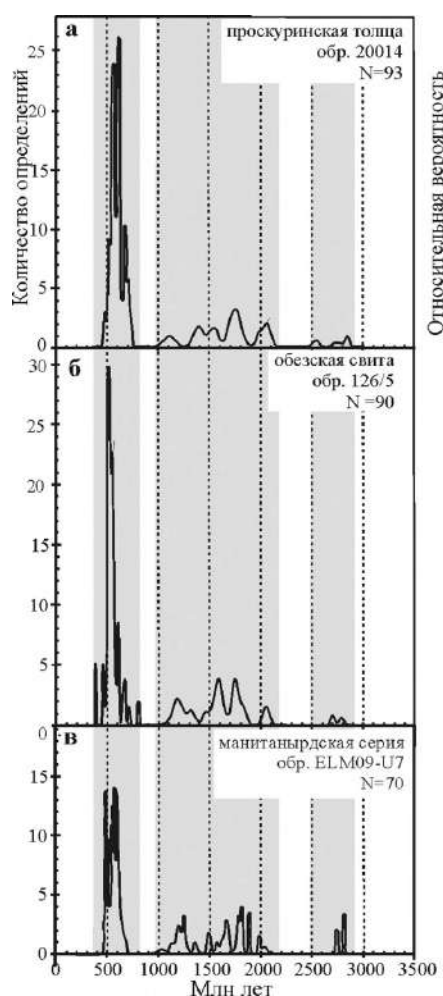


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U-Pb изотопных возрастов зерен циркона из песчаников:

а – проскуринской толщи; б – основания обеизской свиты, хр. Сабля, Приполярный Урал (Никулова и др., 2016); в – основание манитанырдской серии, кряж Енганэ-Пэ, Полярный Урал (Соболева и др., 2012).

ордовика (482 ± 6 млн лет) (рис. 2). Наиболее древний мезоархейский возраст 2835 ± 22 млн лет зафиксирован в одном зерне, в двух зернах установлен неоархейский возраст – 2734 ± 45 и 2533 ± 31 млн лет. В диапазоне 2078 ± 53 – 1075 ± 57 млн лет (верхняя часть раннего протерозоя–средний рифей), выделяются интервалы: 2078 ± 53 – 1984 ± 24 млн лет, 1796 ± 35 – 1661 ± 33 млн лет, 1561 ± 35 – 1362 ± 39 млн лет и 2 зерна с возрастaми 1115 ± 47 и 1075 ± 57 млн лет. Позднерифейско-позднекембрийские датировки, объединяют несколько популяций: 732 ± 9 – 651 ± 10 млн лет, 645 ± 9 – 545 ± 7 млн лет и 541 ± 8 – 482 ± 6 млн лет.

Вероятным источником архейских зерен циркона из изученных песчаников были породы кристаллического фундамента Волго-Уральской и Сарматской частей древнего остова Восточно-Европейской платформы.

Зерна циркона с возрастaми 2078 ± 53 – 1984 ± 24 млн лет могли происходить из метаморфизованных пород свекофенского метаморфизма и plutonic пород Свекофенского орогена. Возрастные диапазоны 1796 ± 35 – 1661 ± 33 млн лет, 1561 ± 35 – 1362 ± 39 соответствуют поздним метаморфическим комплексам Свекофенского мегаблока и гранитам рапакиви на окраинах Волго-Сарматии и Фенноскандии (Кузнецов и др., 2014). Зерна циркона самой многочисленной группы с позднерифейско-раннепалеозойскими возрастaми (645 ± 9 – 545 ± 7 – 541 ± 8 – 482 ± 6 млн лет) могли поступать из вулканитов и субинтрузивных образований саблегорской свиты, интрузий парнукского габбро-диоритового комплекса и гранитов первой фазы внедрения сальнерско-маньхамбовского комплекса (Кузнецов и др., 2007, Удоратина и др., 2006).

По геохимическим особенностям песчаники проскуринской толщи соответствуют осадочной породе, образованной за счет размыва и переотложения в обстановке эпиконтинентального рифтогенеза слабо выветрелых магматических пород преимущественно основного состава, (Никулова и др., 2020). Известно, что проявления вулканической активности, связанные с эпиконтинентальным рифтогенезом, характерны для всего севера Урала (Пучков, 2010). Мы сопоставили результаты датирования зерен детритового циркона из песчаников проскуринской толщи с возрастaми цирконов из близких им по структурно-тектонической позиции и литолого-геохимическим характеристикам, не содержащих продуктов размыва кембрийской коры выветривания, песчаников из основания палеозойского разреза – обеизской свиты хр. Сабля на Приполярном Урале (Никулова и др., 2016) и манитанырдской серии кряжа Енганэ-Пэ на Полярном Урале (Соболева и др., 2012). Во всех трех разрезах преобладают позднерифейско-нижнепалеозойские датировки, связанные с проявлениями магматической активности близко или одновременно с осадконакоплением (рис. 2).

Результаты проведенных исследований позволяют считать, что песчаники проскуринской толщи образовались не ранее раннего ордовика, что с учетом положения в разрезе и геохимических особенностей отложений, соответствует тельпосской свите нижнего ордовика. Поступление обломочного материала происходило преимущественно за счет разрушения близких по возрасту образований магматических комплексов, маркирующих ранние фазы рифтогенеза восточного фланга орогена Протоурал-Тиманид и, в меньшей степени, докембрийских комплексов древних континентов.

Сходство возрастных характеристик зерен детритового циркона из песчаников пространственно разобщенных разрезов свидетельствует о единой истории развития располагавшегося и вдоль западного склона севера Урала осадочного бассейна и предположить широкое развитие в основании палеозойского разреза венд-ордовикских вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных образований, связанных с рифтогенными структурами.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб карт-фабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
2. Кузнецов Н. Б., Алексеев А. С., Белоусова Е. А. и др. Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. АН. 2014. Т. 458, № 3. С. 313–317.
3. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
4. Никулова Н. Ю., Удоратина О. В., Хубанов В. Б. Возраст песчаников в основании разреза уралид на хр. Сабля (Приполярный Урал) по результатам U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 15–23.
5. Никулова Н. Ю., Бурцев И. Н., Филиппов В. Н., Хубанов В. Б. Возраст песчаников проскуринской толщи (Северный Урал) по результатам U-Pb датирования детритных цирконов. Известия Коми НЦ УрО РАН. Серия «Науки о Земле». №6 (46). Сыктывкар, 2020. С. 61–74.
6. Озеров В. С., Озерова Э. Н. Открытие кембрийской базальтоидной трубки взрыва на Северном Урале // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Материалы всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001 а. С. 90–92.
7. Озеров В. С., Озерова Э. Н., Игнатович О. О. Кембрийские диатремы верховьев Печоры (Северный Урал). «Литосфера», 2006. № 1. С. 91–101.
8. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
9. Соболева А. А., Кузнецов Н. Б., Миллер Э. Л., Удоратина О. В., Герелс Дж. Результаты U-Pb датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 570–576.
10. Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. Возраст гранитоидов массивов Маньхамбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные / ДАН, 2006. Т. 406. № 6. С 810–815.
11. Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геол. и геофизика, 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

УДК 551.1/4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ARCGIS -ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ПЛОТНОСТИ РАЗЛОМОВ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН)

Б.С. Нуртаев¹, О.Г. Цай²

*Институт Геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан, ¹nurtaevb@gmail.com,
²oksana_tsay@list.ru*

В статье предложено использование инструментов среды ArcGIS для выявления пространственных закономерностей между характером распределения плотности разломов и размещением рудных объектов на примере территории Республики Узбекистан. Приведенные результаты свидетельствуют о существовании пространственных связей между исследуемыми параметрами. Выполненные расчеты имеют большое значение при долгосрочном прогнозе локализации рудных объектов по площади, что особенно важно при поиске их на глубине и закрытых территориях.

Ключевые слова: плотность разломов, рудные объекты

The paper proposes the use of ArcGIS tools to identify spatial regularities between the nature of the distribution of the density of faults and the location of ore deposits (a case study of the territory of the Republic of Uzbekistan). The above results indicate the existence of spatial relationships between the parameters under study. The assessment has a great importance for long-term forecasting of the localization of ore deposits by area. This is especially important for searching ore deposits at depth and covered areas.

Keywords: density of faults, ore deposits

Карты разломов дают сведения о количественных и качественных признаках. Обзор и обобщение признаков разломов позволил Л.Н. Лордкипанидзе и О.Г. Цай выделить 18 наиболее важных, включающих: общие характеристики (№ разлома, название, синоним, определение, местоположение); морфологические характеристики (протяженность, ширина зоны, глубина проникновения в земную кору, кинематика); амплитуда смещения (вертикальная и горизонтальная); элементы залегания (азимут простираения, азимут и угол падения сместителя); возраст (время заложения); сопутствующие явления (связь с магматизмом, оруденением и сейсмичностью), которые были сведены в базу данных и вошли в Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий (Лордкипанидзе, Цай, 2016; 2018; 2021; Цай, 2018; 2019).

Карты плотности разломов дают представление о численной характеристике раздробленности Земной коры по площади (Шерман, 1975, Шерман и др., 1991; 1992). Под плотностью разломов авторы понимают количество разломов, приходящихся на единицу площади. По мнению Леви (1983, 1990) данный эмпирический показатель является универсальным: с одной стороны, он является показателем характеристики тектонических процессов (изменение проницаемости литосферы в различных регионах, разуплотнения горных пород, слагающих верхние горизонты литосферы, местоположения сейсмоактивных поясов и др.), с другой, относительным показателем реологических свойств среды.

Исследованию прикладных аспектов разломной тектоники, связанных с численной оценкой пространственных взаимосвязей плотности разломов с сейсмичностью посвящены работы Якубова и Ярмухамедова (1981); Ярмухамедова (1988); Якубова (1991); Ярмухамедова (1995); Шерман, и др. (1991; 1992; 1994). В результате по территории Средней Азии составлены Карты плотности разломов (Якубов и Ярмухамедов, 1981; Ярмухамедов, 1988, 1991; Шерман, и др., 1991; 1992; 1994).

С.И. Шерман, и др. (1991) отмечено, что понимание закономерностей развития глубинной структуры разломов откроет широкие возможности для более совершенного прогноза структуры месторождений на глубине и динамики флюидных систем.

В последнее время для решения различных пространственных геологических задач, связанных с исследованием прикладных аспектов разломной тектоники, используется среда ArcGIS. Инструменты ArcGIS позволяют на новом концептуальном уровне создавать базы геоданных, проводить геостатистический анализ и оценку.

Целью данной работы является выявление пространственных закономерностей между характером распределения плотности разломов и размещением рудных объектов.

В задачи исследования входят: создание базы геоданных, Карты плотности разломов, геостатистический анализ и оценка пространственных закономерностей

между характером распределения плотности разломов и размещением рудных объектов. Объектом исследования являются рудные месторождения Республики Узбекистан. Методы исследований: инструменты ArcGIS и SPSS. Данный материал позволит дать представление о закономерностях локализации рудных объектов.

Метод исследования

В рамках данного эксперимента в качестве исходных данных использованы карты разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий масштаба 1:2 500 000 (Цай, 2020) и полезных ископаемых Республики Узбекистан масштаба 1 : 500 000 (под ред. Н.А.Ахмедова). В среде ArcGIS подготовлен аналитический проект, создана персональная геобазы данных на примере территории Республики Узбекистан, подготовлены слои: (1) рудные объекты, (2) разломы, (3) изолинии плотности разломов и скомпонована Карта плотности разломов, на основе которой выполнены геостатистический анализ и оценка пространственных закономерностей между характером распределения плотности разломов и размещением рудных объектов. В данном эксперименте инструменты ArcGIS позволили перейти от качественной оценки данных к количественной (по плотности разломов).

Методология сводится к следующему:

- 1.Использованием инструмента Spatial Analysis Tool / Density (Kernel Density) вычисляется плотность разломов в км/км² (Silverman, 1986). Результат представлен в виде Растра.

- 2.Использованием инструмента Spatial Analysis Tool / Reclass выполнена реклассификация. В результате значения плотности разломов (км/км²) преобразованы в шкалу от 1 до 12 балла (минимальному значению плотности разломов присвоено значение 1, максимальному – 12).

- 3.Использованием инструмента Conversion Tool / From Raster растр переводится в площадной объект с изолиниями плотности разломов.

- 4.Использованием инструмента Analysis Tool/ Overlay/ Intersect создается Таблица рудных объектов с дополнительной количественной информацией - плотность разломов.

- 5.Скомпонована Карта распределения плотности разломов и рудных объектов масштаба 1:2 500 000 (рис. 1).

- 6.В SPSS выполняется статистический анализ данных Таблицы рудных объектов.

Обсуждение результатов

На Карте распределения плотности разломов и рудных объектов наиболее высокое значение характерно для орогенных территорий (рис. 1). Отчетливо выделяется аномалия повышенной плотности разломов образующая зону повышенной раздробленности земной коры в пределах территории Южного Тянь-Шаня, ограниченного двумя сутурными зонами: Бесапано-Южно-Ферганском (на севере) и Бухаро-Гиссарском (на юге) (Нуртаев, 2015). В этой зоне отмечается сгущение рудных объектов. Сопоставление расположения

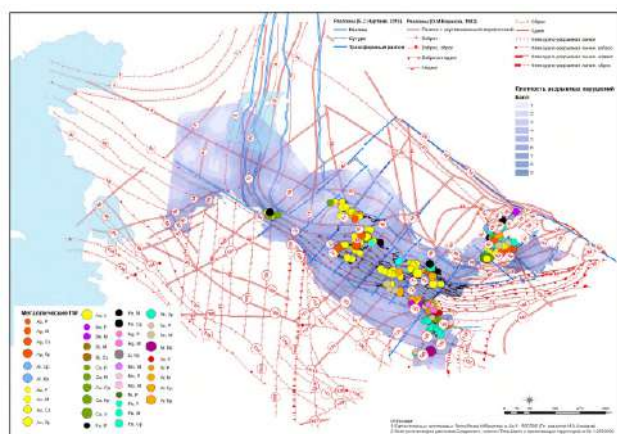


Рис. 1. Карта распределения плотности разломов и рудных объектов

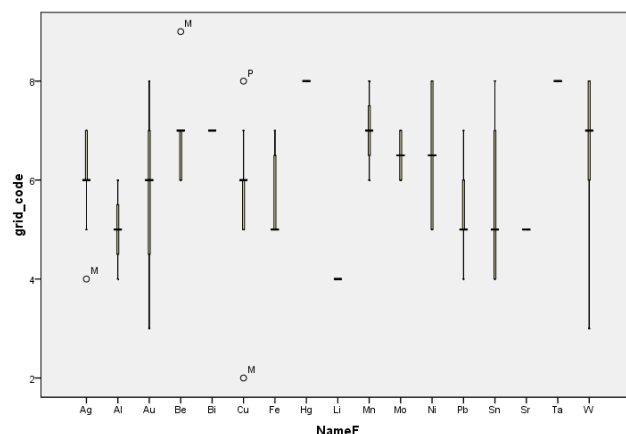


Рис. 2. Распределение рудных объектов различного масштаба

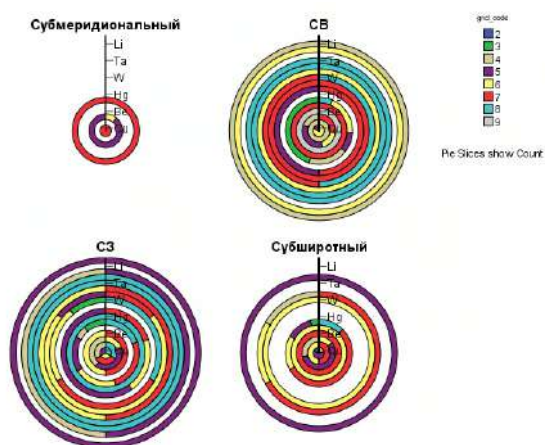


Рис. 3. Распределение Cu, Be, Hg, W, Ta, Li в пределах участков разломов различного простирания

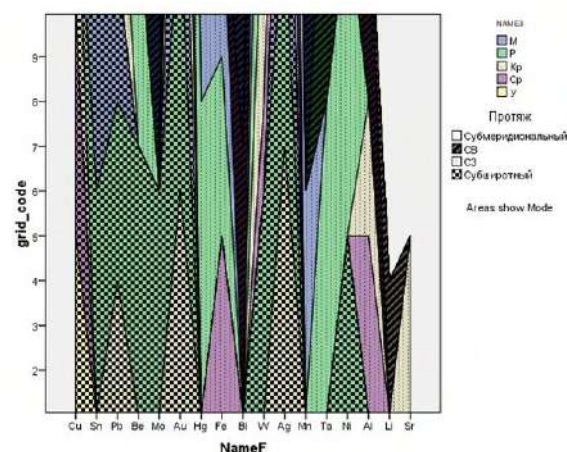


Рис. 4. Распределение рудных объектов различного масштаба в пределах участков разломов различного простирания

участков повышенной плотности разломов с рудными объектами дает достаточно хорошее пространственное совпадение соответствующих аномалий.

При сопоставлении плотности разломов и размещения рудных объектов отмечаются следующие закономерности:

1. Максимальная концентрация рудных объектов приходится на участок с плотностью разломов в пределах от 5 до 7 баллов (рис. 2);

2. Золоторудные объекты характеризуются плотностью 5–7, свинцово-цинковые – 5–6, вольфрамовые – 6–8, серебряные – 6–7, медные – 5–6, оловянные – 4–7 (рис. 2);

3. Рудные объекты приурочены, в основном, к разломам северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 3);

4. Крупные объекты приурочены к участкам плотностью 5–7, уникальные – 5–6 (рис. 4).

Таким образом, приведенные результаты свидетельствуют о существовании пространственных связей между исследуемыми параметрами.

В работе приведены результаты эксперимента с применением пространственного анализа в среде ArcGIS и статистического (SPSS) для выявления закономерностей пространственного размещения рудных объектов в зоне разломов различной плотности. При сопоставлении размещения месторождений (средних, крупных и уникальных) и плотности разломов отмечаются следующие закономерности: участки с плотностью разломов в пределах 5–7 баллов обнаруживают максимальную концентрацию рудных объектов. В этих пределах сосредоточены, в основном, золоторудные, свинцово-цинковые, вольфрамовые, серебряные, медные, оловянные, а также крупные и уникальные объекты.

Приведенные данные свидетельствуют о существовании связей между разломами и рудными объектами. Выполненные расчеты имеют большое значение при долгосрочном прогнозе локализации рудных объектов по площади, что особенно важно при поиске их на глубине и закрытых территориях. Вопрос о том, какие характеристики разломов влияют на рудные объекты, требует дальнейшего изучения.

Литература

1. Леви К.Г. Тектонические движения, сейсмоактивный и сейсмогенерирующий слой континентальной литосферы. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 300. № 6.
2. Леви К.Г. Тектонофизический анализ неотектонических движений сейсмоактивных зонах литосферы. // Автореф. докт. дисс. Новосибирск. 1990
3. Лордкипанидзе Л.Н., Цай О.Г. Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Гл. ред. Х.А.Акбаров. Т.: ГП «НИИМР», 2016. 114 с. ISBN 978-9943-364-79-0.
4. Нуртаев, Б.С. Палеозойские сuture, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь-Шаня. // Геология и минеральные ресурсы. № 2. 2015. С. 3–11.
5. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 228 с.
7. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1994. 263 с.
8. Цай О.Г., Лордкипанидзе Л.Н. Свидетельство об официальной регистрации базы данных «Разломы Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий». ЎЗР Интеллектуал мулк Агентлиги томонидан 13.12.2018 да BGU 00371.
9. Цай О.Г., Нуртаев Б.С. Свидетельство об официальной регистрации программы «Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий». ЎЗР Интеллектуал мулк Агентлиги томонидан 18.05.2021 да DGU 2021 1649
10. Цай О.Г. (2018). Electronic catalog of the Middle, Southern Tien Shan and adjacent area. Geology and Mineral Resources J. N 6.
11. Цай О.Г. База данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Мат-лы LI Тектонического Совещ. «Проблемы тектоники континентов и океанов», 29 января-2 февраля 2019 г. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 334-339. ISBN 978-5-89118-786-3.
12. Цай О.Г. Электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий Мат-лы LII Тектонического Совещ. «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики», 29 января - 2 февраля 2020 г. / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 382-386.
13. Якубов, Д.Х., Ярмухамедов А.Р. Разломы и сейсмичность на примере Срединного Тянь-Шаня (Узбекистан) // Мат-лы Среднеазиатского тектон. совещ. on Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии (6-8 декаб. 1978 г.). Фрунзе: Илим, 1981.
14. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Срединного Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан. 1988. 164 с.
15. Ярмухамедов А.Р. Сейсмолинементы Средней Азии // Узб. геол. журн. 1991. № 1. С. 3–7.
16. Ярмухамедов А.Р. Современная геодинамическая активность земной коры Средней Азии и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Изд-во Ун-т. 1995. 129 с.
17. Silverman B.W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman & Hall, London-New York. 1986.

УДК 550.311

ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ОБМЕН ГЕОСФЕР КАК ФОРМА ПЛАНЕТАРНОГО МЕТАБОЛИЗМА

В.В. Параев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
paraev@igm.nsc.ru, vladilenparaev@yandex.ru*

Ставится вопрос о мотивации и движущих силах эволюции. Сегодня никто уже не сомневается в том, что история жизни (биосферы) и история Земли неотделимы друг от друга. Все глобальные процессы в геосферах (по отдельности и совокупно) протекают в тесной взаимосвязи друг с другом, подобно составным элементам единого живого организма. Вещественно-энергетический обмен между геосферами характеризует и отражает форму планетарного метаболизма по типу гомеостаза. Глобальные геодинамические процессы – это тот универсальный механизм саморегуляции, который обеспечивает эволюционные преобразования, как состава земного вещества в целом (в том числе живого), так и строение самой Земли.

Ключевые слова: эволюция, вещественно-энергетический обмен – форма планетарного метаболизма, геодинамический механизм саморегуляции.

A question is raised about motivation and motive powers of evolution. Today nobody has any doubts that the history of life (biosphere) and the history of Earth are inseparable. All global processes in geospheres (separately and in common) are carried out in co-operation with each other as constituents of united living organism. The material-power exchange between geospheres defines and reflects the form of planetary metabolism as homeostasis. The global geodynamic processes – are that universal mechanism of self-regulating, which provides the evolutionary reorganizations both composition of earth's matter as a whole (including the living one) and structure of the Earth itself.

Key words: evolution, material-power exchange – it is the form of planetary metabolism, geodynamic mechanism of self-regulating.

В русле обсуждаемой темы из всего многообразия форм материального обмена между геосферами ограничимся рассмотрением только экзогенных преобразований, которые в гипергенезе базируются на аккумуляции солнечной энергии и имеют основополагающее значение. Непрерывное её поступление исключает установление на Земле состояния равновесия. На земной поверхности солнечная энергия реализуется в фотохимических и механохимических процессах. Первые интенсивно протекают в биосфере, где солнечная энергия аккумулируется при образовании органических соединений (из CO_2 и H_2O), с повышенным запасом внутренней энергии. В литогенезе она трансформируется в энергию минерального топлива (уголь, нефть, газ). Механохимические процессы доминируют в пределах литосферы. Зарядка «геохимических аккумуляторов» (Белов, 1952) обусловлена механохимической активацией минеральных масс при измельчении горных пород сейсмическими колебаниями, текучими водами, волноприбоем, ветром. Таким образом, решение вопроса о материальном обмене между геосферами сводится к анализу механизма взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы через развивающуюся биосферу.

Положение об уникальности земной жизни пока не опровергнуто (науке не известны какие-либо факты о её существовании вне Земли). Потому есть все основания утверждать, что история жизни (биосферы) и история становления Земли тесно взаимосвязаны. Эволюционный процесс развития органической жизни и изменения условий окружающей среды (атмосферы, гидросферы, литосферы) неотделимы друг от друга. Все трансформации следует учитывать только в их тесной взаимосвязи, как единый процесс.

Поскольку органическая жизнь является наиболее чутким индикатором изменения солнечной активности, потому ведущее значение в гипергенезе отводится солнечной энергии, а самой биосфере – роль главного геобиологического фактора экзогенных преобразований. Начиная с работ В.И. Вернадского, признано, что газовая оболочка Земли сформировалась под сильнейшим воздействием живого вещества. Вообще биосфера – это мощнейший геобиологический фактор становления атмосферы, гидросферы и литосферы (Соколов, 1993; Preston, 1983). С позиций фундаментального принципа о всеобщей связи явлений Природы оказалось, что механизм взаимодействия атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы связан с особенностями геохимии водорода, кислорода и

углерода. Глобальная аккумуляция солнечной энергии, её расходование во взаимодействии внешних геосфер протекает при их непосредственном и постоянном участии. Геохимия этих элементов переплетается настолько тесно и взаимосвязано, что в единой цепи экзогенных преобразований проявляется как целостное самостоятельное звено триады $\text{H}-\text{C}-\text{O}$. В историческом аспекте особенности их геохимии отражают механизм взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы в процессе эволюционных изменений биосферы.

В основу взаимодействия геобиологических факторов внешних геосфер положены две химические реакции, определяющие замкнутость биосферы по кислороду на себя:

1. Реакция фотосинтеза: $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{HCOH} + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$ с выделением свободного кислорода в атмосферу.

2. Реакция окисления: $\text{HCOH} + \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, отражающая потребление кислорода в биосфере при дыхании, горении, гниении.

Эти две реакции отражают главный принцип природного баланса: сколько кислорода производится при автотрофном усвоении CO_2 и H_2O , столько же его расходуется при окислении органических веществ до исходных CO_2 и H_2O .

Замкнутость биосферы по кислороду на себя включает вероятность его накопления в атмосфере. Если же выделившийся при фотосинтезе кислород не будет полностью израсходован при окислении органических веществ, то в этом случае он может поступать в атмосферу. В данном контексте особый смысл приобретает известное высказывание В.И. Вернадского (1934): «Если бы углерод не выбывал из жизненного цикла в виде углеводов, углей, битумов... свободного кислорода не существовало бы вовсе...» (с. 208). Так в цепи взаимодействия геосфер обозначилось взаимосвязанное звено «углерод – кислород», а в русле данной темы определился главный принцип этого взаимодействия – выделение и накопление кислорода в атмосфере обусловлено захоронением органического вещества в литосфере. Фотосинтез ($2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{HCOH} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$) в биосфере протекает с потреблением воды гидросферы и CO_2 атмосферы. Органические остатки захороняются в литосфере, а биогенный кислород выделяется в атмосферу. Эти процессы синхронны и замыкаются в единую цепь взаимообусловленных событий как материальный обмен между названными геосферами. Он поддается

оценке и может быть показан количественными расчётами (см. Молчанов, Параев, 1996; Параев, 2021).

Все расчёты по генерации кислорода проводились по реакции фотосинтеза с удвоением молекулы воды ($2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{НСОН} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$) и по массе водорода, захоронённого в составе органических остатков (см. Молчанов, Параев, 1996; Трофимук и др. 2000). Однако, при написании реакции фотосинтеза нередко ещё равенство математически упрощают до выражения: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{НСОН} + \text{O}_2$. Такое математическое упрощение (сокращение на одну молекулу воды) приводит к полному искажению её геологической, физической, геохимической сути (Параев, Еганов, 2012):

1. При упрощении вносится систематическая ошибка, по которой масса выделяемого свободного кислорода удваивается, что исключает сведение баланса.

2. Вносится генетически-химическая ошибка: свободный кислород при фотосинтезе генерируется из воды, а не является продуктом CO_2 .

3. Неизбежна физико-химическая ошибка. Известно, что солнечный свет выбивает электроны, т.е. является окислителем. При расчёте по упрощённой формуле получается, что свет восстанавливает CO_2 .

4. Вносится и геохимическая ошибка. Кислород атмосферы, как известно, обогащён тяжёлым изотопом O^{18} по сравнению с кислородом гидросферы (хотя кислород воздуха есть кислород воды). Объяснение фракционирования изотопов содержится в расчётной формуле (с удвоенной молекулой воды). Биогенная вода образуется при предпочтительном усвоении лёгкого изотопа O^{16} , а тяжёлые изотопы отбрасываются в атмосферу (Виноградов, 1959, 1962).

По перечисленным причинам упрощение расчётной формулы, т.е. сокращение на одну молекулу воды (вполне законное по правилам арифметики), абсолютно недопустимо. Расчёты (водород-углерод-кислородного баланса) позволили не только качественно, но и количественно оценить масштабы и темпы массообмена геосфер под действием солнечной энергии (Параев, Еганов, 2012).

Таким образом, органические остатки в виде соединений углерода с водородом в своей массе эквивалентны количеству биогенного кислорода атмосферы. При этом следует учитывать о каком кислороде идёт речь. Благодаря исследованиям А.П. Виноградова, Р.В. Тейс (1941) и более поздним работам (Виноградов, 1959, 1962) известно, что кислород атмосферы есть продукт разложения воды и что выделение кислорода происходит в результате окисления воды, а не восстановления углекислоты. Механизм разложения воды и выделения кислорода в процессе фотосинтеза проанализировал В.М. Кутюрин (1965). Он показал, что единственным источником кислорода, выделяемого растениями при фотосинтезе, служит вода. Принципиальная реакция автотрофного усвоения углекислоты с мобилизацией водорода воды принимает вид: $2\text{H}_2\text{O}^* + \text{CO}_2 = \text{НСО} \cdot \text{H} + \text{H}_2\text{O} \cdot + \text{O}_2^*$.

Поскольку кислород, выделяющийся при фотосинтезе, есть исключительно кислород воды (а не CO_2), то для удовлетворения равенства реакции требуется удвоение молекулы воды. Кислород воды (отмечен звездочкой) выделяется в атмосферу, а кислород CO_2 (отмечен точкой) переходит в состав «биогенной воды». Радикал НСОН символизирует синтезированное органическое вещество. Следовательно, количество выделенного кислорода надо считать по мобилизованному при фотосинтезе водороду (а не по органическому углероду – Сорг). Потому масса биогенного кислорода атмосферы эквивалентна массе водорода, который в соединении с углеродом выпадает из биосферного цикла и захороняется в литосфере (см. Молчанов, Параев, 1996; Параев, 2021). В ранее обозначенном звене органогенов «углерод – кислород» выявился третий взаимосвязанный элемент-органоген – водород.

Проведённые сопоставления материального обмена внешних геосфер с непременным участием триады $\text{H}-\text{C}-\text{O}$ (см. Молчанов, Параев, 1996; Параев, Еганов, 2012) наглядно показывают, что:

Становление кислородной атмосферы обусловлено выпадением из биосферного круговорота органического углерода и связанного с ним водорода воды.

На всех этапах эволюции усвоение водорода в органическом синтезе непременно сопровождается выделением воды, т.е. «творение воды» входит в круг основных функций биосферы. Творение воды идет путем окисления водорода за счет CO_2 .

Взаимодействие внешних геосфер, протекающее при аккумуляции солнечной энергии, является саморегулируемым процессом. Начиная с позднего докембрия, накапливающийся за счёт, главным образом, фотодиссоциации кислород становится экраном для ультрафиолета. Когда его концентрация достигает порядка 0,1% от современной величины, кислород (с образованием озона) экранирует основную массу водяных паров от воздействия ультрафиолета и тем самым препятствует реакции фотодиссоциации (эффект Юри). Накопление кислорода и озона способствует расширению ареалов и разнообразию водорослей, распространению жизни на поверхности воды или около неё. В производстве свободного кислорода повышается роль фотосинтеза.

По мере накопления кислорода в атмосфере создаются условия для формирования стабильного озонового экрана и появления многочисленных форм жизни, в том числе наземных. Интенсивное развитие растительного мира обеспечивает большее выделение кислорода в атмосферу и одновременно снижает CO_2 . С понижением CO_2 в атмосфере ослабляется парниковый эффект. Этот механизм ведёт к значительным вариациям климата, к обширным оледенениям и, как следствие, к снижению активности растительного мира (взаимообратимость причинно-следственных связей). Все выше перечисленные процессы синхронны и замыкаются в единую цепь взаимообусловлен-

ных событий как материальный обмен между названными геосферами.

Таким образом, жизнь на Земле не только могла использовать для своего существования атмосферу, гидросферу и литосферу, но во многом сама уже стала активно влиять на ход их эволюции. Все глобальные процессы в геосферах (по отдельности и совокупно) протекают в тесной взаимосвязи друг с другом, подобно внутренним органам единого живого существа. Вещественно-энергетический обмен между геосферами отражает форму планетарного метаболизма, протекающего по типу гомеостаза (Параев, 2021). Он обеспечивает способность системы к саморегуляции – сохранять относительное постоянство своего внутреннего состояния за счёт скоординированных реакций в функциональной взаимосвязи всех геобиологических элементов.

Литература

1. Белов Н.В. Геохимические аккумуляторы // Тр. Института кристаллографии АН СССР. 1952. Вып. 7. С. 73–80.
2. Вернадский В.И. Очерки геохимии. М., Л., Грозный, Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1934. 380 с.
3. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
4. Виноградов А.П. Изотопы кислорода и фотосинтез. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 33 с.
5. Виноградов А.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода разного происхождения (кислород фотосинтеза, воздуха, CO₂, H₂O) // Докл. АН СССР. 1941. Т.33, № 9. С. 497–501.
6. Кутюрин В.М. О механизме разложения воды и выделения кислорода в процессе фотосинтеза // Успехи современной биологии. 1965. Т.59, вып.2. С. 205–228.
7. Кутюрин В.М. О механизме разложения воды в процессе фотосинтеза // Биохимия и биофизика фотосинтеза. М.: Наука, 1965. С. 236–251.
8. Молчанов В.И., Параев В.В. О природе кислорода воздуха в свете идей В.И. Вернадского. // Докл. АН, 1996, т. 349, №3, с. 387 – 388.
9. Параев В.В. Земля – особая форма космической жизни: Супер-организм с универсальной системой планетарного метаболизма по типу гомеостаза. Издательский дом: LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland, 2021. 147 с.
10. Параев В.В., Еганов Э.А. Эволюция Земли как космогенный императив: научно-философский аспект проблемы. Издательский дом: LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland, 2012. 176 с.
11. Соколов Б.С. От биосферы прошлого к ее будущему // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 4–9.
12. Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеродной оболочки во взаимодействии внешних геосфер. // Вестник ОГГГГН РАН, вып. №3(13). 2000. file:///C:/Users/ASUS/Desktop/paraev14/stat'i/trophimuk.htm
13. Preston Cloud. The Biosphere. Scientific American, 1983, V.249, No.3. П. Клауд. Жизнь на Земле – микробы, животные и растения – не просто используют для своего существования литосферу, гидросферу и атмосферу, но во многом определила ход их эволюции. // В мире науки, 1983, № 11, С. 102–113.

УДК 550.311

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР – СПОСОБ САМОРЕГУЛЯЦИИ ПЛАНЕТЫ

В.В. Параев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
paraev@igm.nsc.ru, vladilenparaev@yandex.ru*

Ставится вопрос о природе энергетического обеспечения движущих сил, лежащих в основе глобальной тектоники. Вулканические извержения – это важнейший элемент геодинамического механизма существования планеты, как саморазвивающейся термодинамической системы «Земля».

Ключевые слова: механизм саморегуляции, термодинамическая система «Земля».

In this article we bring up a question for discussion about nature of energy guaranteeing for driving motive of general tectonics. The volcanic eruptions are major elements of geodynamic mechanism of a planet existence as the self-developing thermodynamic system “Earth”.

Keywords: mechanism of selfregulation, thermodynamic system “Earth”.

Земля – относительно самостоятельный небесный объект с физической точки зрения представляет собой единую термодинамическую систему, главными элементами которой являются ядро и все охватывающие его земные оболочки – геосферы. Практически все глобальные геологические преобразования прямо или опосредованно обязаны геодинамическому режиму существования планеты. Планета обладает универсальным механизмом самоорганизации. Все глобальные процессы в геосферах (по отдельности и совокупно) протекают в тесной взаимосвязи друг с другом, подобно жизнеобеспечивающим процессам совместного взаимодействия внутренних органов единого живого существа (Параев, 2021). Этот вещественно-энергетический обмен обеспечивает способность системы к саморегуляции – сохранять относительное постоянство своего внутреннего состояния за счёт скоординированных реакций в функциональной взаимосвязи всех геобиологических элементов.

Среди большого разнообразия форм взаимодействия геосфер Земли к наиболее зрелищно наглядному вещественно-энергетическому обмену можно отнести процессы, связанные с вулканической деятельностью.

Извержения вулканов (в сочетании с землетрясениями и цунами) относятся к наиболее грозным природным стихиям, перед которыми человек остаётся практически беззащитным. По подсчётам вулканологов (Апродов, 1965, 1982; Влодавец, 1973; Лучицкий, 1971; Тазиев, 1963) на континентальной части земной поверхности зафиксировано до 600 действующих вулканов. Количество же активных подводных вулканов на дне морей и океанов точно пока не установлено. Но их порядок считается не меньшим. Вулканическая активность обычно сопровождается землетрясениями, мощными взрывами, выбросом громадного количества пепла, шлаков и газов, излиянием огненно-жидких расплавов (лавы).

Природа внутрипланетных стихий, буйство физических сил «подземного огня», закономерности проявления тектономагматизма, их привязка в пространстве и времени решается через анализ причинно-следственных связей геодинамического механизма существования самой планеты. Этот механизм обуславливает всё многообразие форм тектогенеза, и вместе с активным вулканизмом и землетрясениями перекраивает лик Земли. На протяжении сотен миллионов лет геологической истории через извержения вулканов на земную поверхность из недр доставляются в гигантских количествах газообразные и жидкие продукты, оказывая влияние на состав атмосферы и гидросферы планеты (Мархинин, 1967). Огромные массы пепла и газов, выброшенных в атмосферу при катастрофических взрывах вулканов, могут привести к заметным изменениям климата, неизбежно отражаясь на формировании окружающей среды и, таким образом, на условиях существования всего живого на Земле (биосферы).

Несомненно, в недрах планеты происходит какая-то

непрерывная генерация энергии, которая, по мере накопления, должна обязательно выводиться наружу, к земной поверхности. «Стравливание» излишней тепловой энергии – это необходимость, чтоб избежать перегрева планеты (как парового котла). В схеме действия такого механизма вулканические извержения (вулканы) по сути своей исполняют роль своеобразных клапанов, через которые происходит «сброс» избытка внутренней энергии. Этот механизм бесперебойно работает уже миллиарды лет на протяжении всей геологической истории.

Вместе с тем в рамках этого механизма есть ряд вопросов, на которые наука не имеет пока убедительных ответов. Например, огромное число вулканов представляют собой долгоживущие структурные сооружения, привязанные к строго определённым местам на земной поверхности и действующие там на протяжении тысячелетий. Остаются до конца не выясненными механизмы, обусловившие эту пространственную приуроченность вулканов. Получается, что именно под этими долгоживущими вулканами в недрах Земли непрерывно протекают какие-то глубинные процессы, которые в этих точках на земной поверхности проявляются в форме пароксизмальных извержений. Нет ответа и на главный вопрос об источнике тепловой энергии в недрах Земли, функционирование которой соответствует всем признакам механической системы.

В своём поиске ответов мы опираемся на положения причинной или несимметричной механики, разработанной Н.А. Козыревым (1991), которая дополняет классическую механику принципом причинности. Применительно к термодинамической системе «Земля» мы также вправе задаться (как и Козырев) вопросом: «Каким образом замкнутая механическая система может генерировать энергию и откуда эта ‘избыточная’ энергии может получиться?»

Многообразие форм проявления тектогенеза, в том числе, через извержения вулканов и землетрясения, заставляет обратить особое внимание на причинно-следственные связи глобальной тектоники с процессами вулканизма. Отмечается, что большинство вулканов тяготеет к длительно существующим ослабленным зонам в земной коре. Они образуют систему вулканических областей или вулканические ряды (Апродов, 1965; Влодавец, 1973; Лучицкий, 1971). Вулканы сконцентрированы вдоль трещин, уходящих на большие глубины. Распределение действующих вулканов на поверхности Земли подчинено расположению глобальных структур и тяготеет к молодым кайнозойским складчатым областям. По связи вулканизма с глобальной тектоникой литосферных плит выделяются три главных типа их взаимодействия: средиземноморский, гавайский и тихоокеанский (маргинальный), которые по некоторым параметрам различаются между собой.

Существующие модели предполагают, что тектоника всего лишь способствует стремлению вырваться на поверхность глубинной энергии, накопленной в перегретых, но находящихся под большим давлением, горных породах; сброс давления вызывает плавление

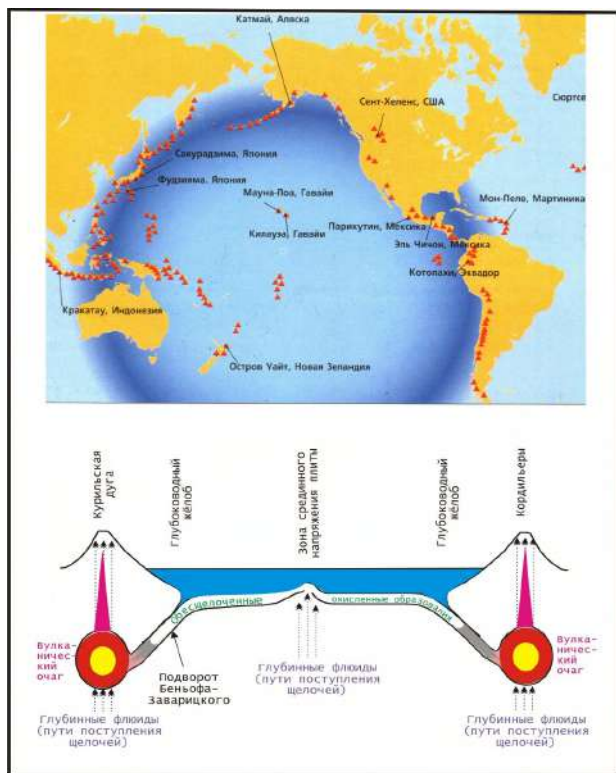


Рис. 1. Деформация Тихоокеанской плиты, обрамлённой глубоководными желобами, горными сооружениями и вулканическими постройками (треугольники).

и вскипание перегретого в глубинах вещества. Однако такой традиционный, чисто механический подход, не даёт удовлетворительных объяснений многим фактам, в частности связанных с маргинальным вулканизмом Тихоокеанского пояса.

Рассмотрим особенности вулканизма зоны взаимодействия «океан–континент» на примере современных вулканов Тихоокеанского кольца. Маргинальные вулканы в акватории Тихого океана непрерывной цепью протягиваются вдоль всей его береговой зоны (рис. 1). Деформация Тихоокеанской плиты, изображённая на рисунке – это наглядный пример функциональной связи глобальной тектоники и вулканизма.

Существующие представления о взаимодействии вулканов с геодинамическими процессами как пары «причина – следствие» не даёт удовлетворительных объяснений на три принципиальных момента. 1. Вулканы функционируют тысячелетиями, периодически «впадая в спячку» и вновь пробуждаясь. Традиционная механическая схема не даёт ответа на вопрос: почему дремлющий вулкан, сохранивший жерло и открытую связь с дневной поверхностью, вдруг пробуждается в виде пароксизмальных извержений? 2. Приуроченность вулканов к береговым линиям и островным дугам с позиций механики также не находит объяснений. Видимо морские осадки и вода играют существенную роль в функционировании вулканических аппаратов, тем более, что «вулканические дымы» – по сути это выброс водяного пара, причём образованного из морской воды (в составе пара лишь незначительную часть

составляют ювенильные воды). 3. Сооружение конусов – вулканических гор, не сопровождается образованием равновеликих по объёму полостей – пустот в недрах. Это означает, что выброс вулканических шлаков сопровождается непрерывным поступлением свежих материалов в очаг вулкана.

В рамках темы выделим особенности механизма и химизм маргинального вулканизма Тихоокеанского кольца. Экспериментальные данные (Молчанов и др. 1988) по измельчению алюмосиликатов в различного типа растворах показали, что минералы теряют сначала щелочные, а затем щёлочноземельные элементы, последовательно превращаясь в минералы слюдяного ряда, в глинистые минералы и, наконец, в простые гидратированные оксиды кремния, алюминия и железа. Каждая стадия превращения сопровождается соответствующим повышением свободной энергии или потенциала Гиббса (Гаррелс, Крайст, 1968). Конечная стадия отмечена максимальным значением аккумулированной энергии и самой высокой реакционной способностью.

Потеря щелочных элементов идёт с затратой энергии, следовательно воссоединение должно идти с выделением энергии. К тому, что глина – носитель энергии высокого потенциала, уместно процитировать известное высказывание А.И. Перельмана (1961): «Глины более высококалорийное топливо, чем уголь, только поджечь их труднее».

Вулканизм маргинального типа основан на представлении о «горении» глины как химической реакции воссоединения глинозёма и кремнезёма со щелочами, как возврат солнечной энергии, унесённой осадочными породами в глубину. В свете развиваемых представлений, вулканизм с физико-химических позиций – это процесс, обратный превращениям минералов в гипергенезе. Он может рассматриваться как воссоединение простых оксидов и глинистых минералов с утерянными щелочами.

В рамках предложенной модели поджигание и горение простых оксидов и глин происходит в вулканическом очаге. Процесс начинается и поддерживается поступлением щелочных флюидов. Подачу «топлива» в очаг обеспечивает тектоника путём поддвига морских осадочных образований по линии подворота океанических плит под континентальные (рис. 1). Горение в вулканическом очаге сопровождается выделением паров воды и вулканических газов, а само извержение вулкана – это освобождение «топки» от накопившихся шлаков.

Как было отмечено, тонкодисперсные минеральные системы обладают большим запасом свободной энергии, т.е. характеризуются высоким значением потенциала Гиббса и, соответственно, повышенной химической активностью. Энергия, затраченная на диспергирование, аккумулируется в тонкодисперсной минеральной массе. Причём это не зависит от того, где и как происходило образование дисперсного вещества: чисто химическим путём в коре выветривания, или механохимическим путём при перемалывании горных пород в волноприбойной зоне моря.

Определяющий геодинамический фактор – это движение панамериканской плиты с востока на запад. Она движется под действием сил инерции, обусловленных планетарным вращением Земли (Параев, Еганов, 2012). Тихоокеанская плита, сжимаемая между Азией и Америкой, выгибается по срединной оси и подныривает под Азиатскую и Американскую континентальные плиты (см. рис. 1). Погружение осадочных пород океанической плиты под континентальную плиту порождает явление вулканизма.

Таким образом, вулканические извержения – это составная часть геодинамического механизма в единой цепи саморегуляции существования планеты, которая в своём развитии функционирует по принципам термодинамической системы.

Литература

4. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
5. Апродов В.А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. Изд-во МГУ, 1965. 222 с.
6. Влодавец В.И. Вулканы Земли. М.: Недра, 1973. 168 с.
7. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
8. Козырев А.Н. Причинная или несимметричная механика в линейном приближении // Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991, С. 232–287. (<http://nkozyrev.ru/>)
9. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии (в 2-х томах). Т. 1. Современные вулканы. Т. 2. Древние вулканы. М.: Наука. 1971. 480 и 383 с.
10. Мархинин Е.К. Вулканическая гипотеза образования земной коры, гидросферы и атмосферы. Дальневосточное книжное изд-во. Петропавловск-Камчатский. 1967. 60 с.
11. Молчанов В.И., Селезнёва О.Г., Жирнов Е.Н. Активация минералов при измельчении. М.: Недра, 1988. 208 с.
12. Параев В.В. Земля – особая форма космической жизни: Супер-организм с универсальной системой планетарного метаболизма по типу гомеостаза. Издательский дом: LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland, 2021. 147 с.
13. Параев В.В., Еганов Э.А. Эволюция Земли как космогенный императив: научно-философский аспект проблемы. Издательский дом: LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland, 2012. 176 с.
14. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. М.: Географиздат. 1961. 342 с.
15. Тазиев Г. Вулканы. М.: ИЛ, 1963. 117 с.

УДК 550.5

ГЕОМОРФОСТРУКТУРА КОНДЕР – ОТ АСТРОБЛЕМЫ ДО КОЛЬЦЕВОГО ХРЕБТА

А.В. Поздняков^{*1,2}, О.Г. Невидимова², А.В. Пучкин^{1,2}, Ю.С. Пупышев²

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, *synergeia.pol@gmail.com

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия,

На примере строения Кондерской геоморфоструктуры центрального типа (СЦТ) рассматривается способ количественной оценки скорости поступления эндогенного материала по связывающему ее с астеносферой каналу. Дается обзор механизмов формирования кумулятивных струй в жидких и вязких средах и возможность применения теории для объяснения динамики астроблемы и формирования СЦТ. Обосновывается вывод, о том, что центральная горка – реликт кумулятивной литопластической струи, формировавшейся в результате снятия нагрузки упругого сжатия глубинных слоев. Раскрывается алгоритм автомодельного развития астроблемы, своеобразного самокопирования ее формы (СЦТ) и предлагается оригинальный механизм ее длительного самосохранения при условии непрерывного поступления эндогенного материала из астеносферно-мантийной зоны.

Ключевые слова: структура центрального типа, кумулятивная струя, астроблема, Кондер, автомодельное развитие

On the example of the structure of the Kondery geomorphostructure of the central type (SCT), a method is considered for the quantitative assessment of the rate of inflow of endogenous material along the channel connecting it with the asthenosphere. A review is given of the mechanisms of the formation of cumulative flows in liquid and viscous media and the possibility of applying the theory to explain the dynamics of the astrobleme and the formation of SCR. The conclusion is substantiated that the central hill is a relic of a cumulative lithoplastic flow formed as a result of the removal of the elastic compression load of deep layers. An algorithm for the self-similar development of an astrobleme, a kind of self-copying of its shape (SCT), is disclosed, and an original mechanism of its long-term self-preservation is proposed, provided that endogenous material is continuously supplied from the asthenosphere-mantle zone.

Keywords: structure of the central type, cumulative flow, astrobleme, Kondery, self-similar development

В изучении структур центрального типа (СЦТ) в российских научных публикациях наиболее известными являются работы исследователей, возглавляемых В.Л. Масайтисом (Масайтис и др., 1980; 1990), В.И. Фельдманом (Фельдман, 1999) и др. Широко известны исследования импактных структур Р.С. Дитца (Дитц, 1968), впервые давшего им название «астроблемы». Его исследования были опубликованы в российских научных изданиях и инициировали интерес геологов в России к этой проблеме. Им, в частности, было высказано предположение о возможности перетекания глубинных слоев литосферы как реакции на удар. Исследования проблемы столкновения космических тел с Землей, проводившиеся в последние десятилетия в России и за рубежом, подтверждают давно высказанное положение Ю. Шумейкера (Shoemaker, 1977) о том, что соударение космических тел является фундаментальным процессом в формировании планет земной группы. По мнению А.М. Goodwin (1975) ударное воздействие приводило не только к образованию гигантских ударных бассейнов, но и вызывало мантийную конвекцию.

Из опубликованных материалов нами использован фактический материал, позволяющий объяснить механизм формирования и динамику импактных кратеров. При этом наибольший интерес представляют факты, не укладывающиеся в сложившиеся представления о механизмах взаимодействия космических тел с поверхностью Земли. Среди них обращают внимание следующие:

1. Астроблемы диаметром до 3–4 км имеют чашеобразную форму. Глубина кратера составляет около 1/3 диаметра, отношение глубины воронки к диаметру – 0,30–0,33. В сложных импактных кратерах, диаметр воронок которых составляет 10–14 км и более, кроме центральной горки, появляется отчетливо выраженное кольцевое поднятие и центральная горка или кольцевое поднятие и кольцевой желоб (Масайтис и др., 1980; Мелеш, Фельдман, 1999). В астроблемах диаметром, превышающим 14–15 км, наблюдаются два и более кольцевых поднятий, а кратеры с диаметром в десятки километров характеризуются многокольцевой структурой;

2. В центральной части кратера мощность вмещающих пород увеличена, а в зоне кольцевого вала слои залегают под крутым углом к нормали с падением к внешним краям. В Жаманшинской астроблеме (Зап. Казахстан), П.В. Флоренским (1980) установлено, что древние пласты горных пород по ее периферии опрокинуты, лежат подошвой вверх на более молодых по возрасту слоях;

3. В результате изучения древних астроблем установлено, что экскавация горных пород на поверхность происходила с глубины, достигавшей более 11 километров (Масайтис и др., 1980).

Из перечисленных фактов следует, что импактное воздействие сопровождалось образованием в центре астроблемы направленного вверх вертикального

струйного потока расплавленных горных пород, газа и обломков. Этим струйным потоком увлекаются вмещающие породы, происходит поднятие и опрокидывание их слоев. Взрывом данные явления не объяснить. Взрывной характер имеют малые по размеру астроблемы, до 4 км в диаметре, и они не сопровождаются образованием форм, характерных для крупных астроблем.

Приведенные факты и изученный до уровня практического применения механизм формирования в жидкостях и металлах при взрыве кумулятивных струй (Лаврентьев, Шабат, 1973), привели к идее возможного образования литогенных (газо-литопластических) кумулятивных струй (Поздняков, 2007).

В результате экспериментальных исследований и их теоретического обобщения (Лаврентьев, Шабат, 1973) было установлено, что скорость (u) кумулятивной струи находится в прямо пропорциональной зависимости от скорости (v) движения вещества, векторы которых радиально направлены к единому центру (нормали или оси) под углом (φ) и определяется как

$$u = v \operatorname{ctg} (\varphi/2). \quad (1)$$

Причем скорость u , при постоянной v , зависит только от φ : при $\varphi = 10^\circ$ $u = 11v$, а при $\varphi = 20^\circ$ $u = 57v$ (Майер, 1989).

Скорость сближений астероидов с Землей лежит в пределах 11,2–72,8 км/сек. Столкновение же их с поверхностью Земли, вследствие торможения в атмосфере, происходит при скоростях значительно меньших. Считается, что в момент удара давление в течение долей секунд возрастает до 100–300 ГПа (Масайтис и др., 1980), а выделяемая в процессе соударения энергия достигает 1019–1023 Дж. Этого достаточно, чтобы ударное воздействие проникало на значительную глубину, достигающую нескольких километров. Опираясь на эти данные, можно полагать, что в результате ударно-взрывного воздействия формируется две принципиально различающиеся по физическим процессам зоны: зона взрывной экскавации пород и пластических деформаций пластов в верхних слоях ЗК и зона упругого сжатия пород и последующей их разгрузки в нижних слоях ЗК и на границах с астеносферой (соответственно зона 1 и зона 2, рис. 1).

Зона взрывной экскавации пород и пластических деформаций. В рассматриваемой зоне 1 (рис. 1) происходят в основном необратимые геодинамические процессы, ведущие к образованию ударно-взрывного кратера и кольцевого вала. Столкновение астероида с поверхностью Земли сопровождается взрывом, плавлением горных пород, их разрушением и экскавацией материала. Одновременно формируется центробежная (сферически расходящаяся) ударная волна, вызывающая пластические деформации, дробление пород, их фрикционное плавление. Смещение разрушающихся пород в радиальных направлениях обуславливает поднятие поверхности, дающее начало формирования кольцевого вала.

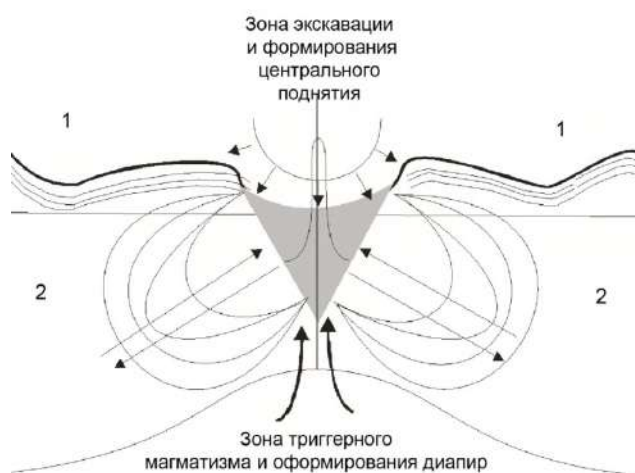


Рис.1. Схема формирования астроблемы
1 – зона пластических деформаций пород и формирования рельефа астроблемы; 2 – зона упругого сжатия, разгрузки и разрушения пород.

Зона упругого сжатия пород и последующей разгрузки. Ударное воздействие на глубинах в несколько тысяч метров, сопровождается одновременным образованием двух типов упругих волн: сферически (радиально) распространяющихся от центра удара центробежных волн и сферически (радиально) сходящихся центростремительных волн (волн упругой отдачи). Их распространение сопровождается различными геодинамическими и геоморфологическими эффектами.

Сферически расходящаяся волна упругого сжатия кристаллических пород сопровождается двумя эффектами: по ее движущемуся фронту происходит упругое сжатие пород, тогда как в центральной части – их растяжение, разуплотнение и дезинтеграция. Вследствие того, что энергия ударной волны с глубиной затухает до нуля, под взрывающимся телом формируется зона растяжения, имеющая форму осесимметричного перевернутого конуса, с углом ϕ его образующих по отношению к оси (рис. 1).

Сферически сходящаяся (центростремительная) волна упругой отдачи характеризуется значительно меньшей энергией, однако плотность энергии при ее движении к центру быстро нарастает. Ее роль в формировании кумулятивной струи в импактном процессе определяющая.

Векторы импульсов центростремительной волны упругой отдачи перпендикулярны образующим конуса. Таким образом, согласно уравнению (1), на оси конуса происходит резкое возрастание плотности энергии и возникает направленная вверх кумулятивная струя со скоростью $u = v \cdot \text{ctg}(\phi/2)$.

Механизм формирования астроблем с позиции предложенной идеи. Идея аналогии динамики импактных геоморфоструктур с образованием кумулятивных литогенных струй позволяет снять несколько неразрешенных до сего времени вопросов. Так,

можно объяснить причины образования центральных поднятий в кратерах – по существу, это реликты (остатки) кумулятивной струи. В формировании кумулятивного литогенного потока участвует вся толща пород, подвергшаяся ударному воздействию, в связи с чем происходит образование ореолов брекчированного глубинного материала в зоне центральной горки и «...явления вытягивания горизонтов пород в центральном поднятии» (Масайтис и др., 1980). Известны астроблемы (диаметром более 10 км, например, астроблема Ялали в Австралии), состоящие из нескольких концентрических вложенных одна в другую кольцевых структур.

Кольцевая морфоструктура Кондер. На Дальнем Востоке (Хабаровский край) открыта одна из удивительно правильно построенных сложных кольцевых структур – гора Кондер. Морфологически эта кольцевая структура прекрасно выражена, ее особенностью является высокоупорядоченная эрозионная расчлененность, благодаря которой даже при глубокой эродированности структуры четко выделяются центральное поднятие, внутренняя и внешняя кольцевые образования. Диаметр кратера 14,25 км. Диаметр внутренней кольцевой ложбины, ограничивающей центральное поднятие, 6 км. По результатам изучения геологического строения, проводившегося в то время, когда большого внимания импактным кольцевым структурам не уделялось, считается, что образование морфоструктуры обусловлено внедрением в песчано-алевролитовую толщу ультраосновных пород, для которых, как полагается, характерна концентрическая зональность.

В настоящее время исследователи больше склоняются к идее возможности образования морфоструктуры Кондер за счет импактного воздействия. Во всяком случае, по геоморфологическим особенностям строения и некоторым геологическим данным она является классической астроблемой (Сушкин, Федоренко, 1999).

Астроблема Кондер характеризуется контрастно выраженным кольцевым валом, представляющим хребет шириной 1–1,5 км с абсолютной высотой 1300–1398 м. Относительное превышение высот хребта во внешнем обрамлении, по периферии составляет 500 м, а относительно дна кратера 600–700 м. Он расчленен радиально расходящимися долинами водотоков, преимущественно первого порядка.

Центральная горка астроблемы Кондер эродирована, тем не менее, морфологически отчетливо выражена благодаря сохранившемуся кольцевому желобу.

Центральная часть астроблем (останцы центральной горки) сложена ультраосновными породами: дуниты, пироксениты, габбро. Кольцевой хребет (кольцевой вал) сложен песчаниками и алевролитами рифей и архейскими метаморфическими сланцами.

Можно полагать, что ударное воздействие, сопровождавшееся образованием кумулятивных литогенных струй, играло роль триггерного эффекта,

инициировавшего образование плюма и проявление магматизма.

Геоморфологическая выраженность морфоструктуры Кондер, с учетом ее геологического строения, вызывает неразрешимую с момента ее изучения проблему не только генезиса, но и возраста. Если склоняться к наиболее вероятному времени ее формирования (нижний мел, более 100 млн лет), то это усиливает наши убеждения в ее еще не оконченном жизненном цикле. В противном случае, она давно была бы полностью уничтожена эрозионно-денудационными процессами. В этой связи ставится закономерный вопрос о механизмах ее самосохранения, теоретически рассматривавшийся ранее (Поздняков, 1988).

Механизм автомодельной динамики рассматриваемой геоморфоструктуры проявляется при одном условии, если в течение длительного времени действует процесс поступления энергии (неразделимо, и вещества), в данном случае эндогенный ее поток ($Q_{\text{ен}}$), инициированный, как показано выше, ударным воздействием космического тела. Следовательно, в формировании геоморфоструктуры в неразрывном взаимодействии участвуют и вторая сила – экзогенный поток ($Q_{\text{эк}}$) вещества и энергии. Почти буквально геоморфоструктура является равнодействующим результатом этих двух сил. В кратком изложении суть самокопирования морфоструктуры состоит в следующем (Поздняков, 1988). Количественные результаты взаимодействия эндогенно и экзогенно инициируемых потоков вещества (и энергии) в геологических временных масштабах соизмеримы – метры за 1 тыс. лет ($\text{м}/1000$). Единственным измерителем длительности экзогенного моделирования любого геологического тела является равнодействующая (линия или плоскость), морфометрически выражающаяся в ее наклонах, в градусах. Привершинная, гольцовая часть хр. Кондер ограничена склонами 200, представляющими равнодействующую потоков $Q_{\text{ен}}$ и $Q_{\text{эк}}$. При известной среднегодовой скорости выветривания и денудации равной $m=2$ мм/год в течение 1000 лет скорость поднятия геологического тела составляла

$$\Delta H(t) = m / \cos 20^\circ = 2 \text{ 128} \quad (2)$$

Здесь $m=2000$ мм определяется по линии, перпендикулярной плоскости склона с углом наклона 200. Из данных положений следует, что увеличение скорости денудации может произойти вследствие возрастания скорости $\Delta H(t)$ поднятия центрального геологическо-

го тела и тогда возрастет скорость денудации $\Delta m(t)$, и увеличится абсолютная высота геоморфоструктуры. Уменьшение же ее высоты и исчезновение как морфоструктуры, может происходить только при условии $Q_{\text{ен}}(t) \rightarrow 0$.

Модель динамики предполагает расширение прикладных возможностей в количественной оценке объемов поступления эндогенного и экзогенного вещества ($Q_{\text{ен}}$ и $Q_{\text{эк}}$) и определения объемов содержания полезных минералов. С этой целью определяется суммарная площадь поверхности склонов морфоструктуры, суммарный объем выводимого в сферу экзогенной дезинтеграции эндогенного вещества.

Литература

1. Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. М.: Наука, 1976. 95 с.
2. Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Проблемы гидродинамики и их математические модели. М.: Наука, 1973. 416 с.
3. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Машак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
4. Масайтис В.Л., Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Иванов Б.А. Импактные события на рубеже мезозоя и кайнозоя: интерпретация данных // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Недра, 1990. С. 146–167.
5. Майер В.В. Кумулятивный эффект в простых опытах. М., Наука. 1989. 190 с.
6. Поздняков А.В. Литогенные кумулятивные струи в земной коре, образуемые импактным воздействием // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 221–223
7. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М., Наука, 1988. 208 с.
8. Фельдман В.И. Астроблемы – звездные раны Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 67–74.
9. Флоренский П.В., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. М., Наука, 1980. 127 с.
10. Сушкин Л.Б., Федоренко А.А. О космогенной природе ряда морфоструктур Дальнего Востока. «Геология и геодинамика Евразии». Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 1999. С. 62–63.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КВАРЦА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

И.Л. Потапов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, ilpotapov@geo.komisc.ru

На основе метода изучения распределения оптических осей кварца с использованием ориентированных шлифов показано, что он может быть использован как дополнительный способ разделения и корреляции метаморфизованных отложений Приполярного Урала, а также определения их принадлежности к различным структурным этапам докембрия и нижнего палеозоя. Одновременно уточнены данные о структуре и механизмах деформации рассматриваемых пород.

Ключевые слова: Приполярный Урал, докембрий, нижний палеозой, микроструктурный анализ, оптические оси кварца.

Based on the method of studying the distribution of optical axes of quartz using oriented thin sections, it is shown that it can be used as an additional method for separating and correlating metamorphosed sediments of the Subpolar Urals, as well as determining their belonging to different structural stages of the Precambrian and Lower Paleozoic. At the same time, the data on the structure and mechanisms of deformation of the rocks under consideration were refined.

Keywords: Subpolar Urals, Precambrian, Lower Paleozoic, microstructural analysis, optical axes of quartz.

Известно, что исследование породообразующих минералов позволяет нам говорить о условиях образования и изменения пород. На основании изучения кварца сделана попытка уточнить информацию о структуре и механизмах деформации метаморфизованных отложений Приполярного Урала, возрастом от нижнего протерозоя до нижнего палеозоя (Пыстин, 1994; Пыстин и др., 2010).

Для проведения исследований в ходе полевых работ были отобраны ориентированные образцы из пород няртинского комплекса (PR₁), маньхобейнской (PR₁), шокуринской (RF₁), пуйвинской (RF₂), хобейнской (RF₃), мороинской (RF₃) и обейзской свит (O₁). Измерения проводились в ориентированных шлифах с использованием теодолитного федоровского столика.

В гнейсах няртинского комплекса и кварцитах маньхобейнской и шокуринской свит наблюдаются микроструктуры, характерные для высокотемпературной рекристаллизации кварца (Law et al, 1986; Passchier, Trouw, 2005). Из анализа диаграмм оптических осей кварца (с-осей), распределение которых для няртинского комплекса имеет рисунок в виде двух пересекающихся поясов, что характерно для пород претерпевших метаморфизм высокой степени (Law, 1990).

Для отложений пуйвинской, хобейнской и мороинской свит характерны распределения оптических осей кварца на сферических диаграммах в виде двух поясов по перпендикулярным оси вращения малым кругам. Данное распределение можно объяснить тем, что зерна кварца фрагментировались и далее происходило вращение и рекристаллизация субзерен, соответственно с переориентировкой с-осей кварца, что происходило, оценочно, при средних температурах (Law et al, 1986). То есть, вероятнее всего, отложения пуйвинской, хобейнской и мороинской свит на относительно ранних этапах преобразований испытывали интенсивные складчатые деформации (Родыгин, 1994).

Упомянутые распределения оптических осей кварца не характерны для пород обейзской свиты. Поздние деформации, связанные с пологопадающей на северо-запад сланцеватостью, скорее всего, происходили при изначально слабом метаморфизме в условиях сравнительно низких температур (Law et al, 1986). На микроуровне это выражается в концентрации слюды и других минералов в протяженных зонах (кливажных доменах) в породах пуйвинской, хобейнской и мороинской свит, а в обломочных породах обейзской свиты формировались структуры растворения под давлением (Родыгин, 1994; Passchier, Trouw, 2005). Одинаковые ориентировки оптических осей кварца в виде двух пересекающихся под углом примерно 45° к плоскости кливажа поясов, которые наблюдаются в упомянутых выше отложениях, показывают распределение, получаемое при трансляционном (дислокационном) скольжении в условиях сжатия и сдвига (Passchier, Trouw, 2005; Law, 1990). Выявленные микроструктуры характерны для условий низкой скорости деформации в низкотемпературных условиях и при наличии флюида. Все это в совокупности говорит о том, что на рассматриваемые выше отложения оказывалось одинаковое деформации сжатия-сдвига, скорее всего, связанные с формированием палеозойских надвигов.

Исходя из рассмотренных здесь данных и их анализа можно заключить, что для наших исследований методы микроструктурного анализа дают дополнительные способы определения принадлежности отложений к различным структурным этапам. Как и следовало ожидать, нижнепалеозойские отложения обейзской свиты отчетливо выделяются среди всех остальных рассматриваемых. Для няртинского комплекса, маньхобейнской и шокуринской свит прослеживается четкая корреляция и их можно более уверенно относить к одному структурному этапу, в подтверждение данных по метаморфизму и раннедокембрийскому возрасту пород (Пыстин, 1994). Подтверждается принадлежность

к отдельному вышележащему структурному этажу отложений пуйвинской, хобеинской, мороинской свиты, предположительно средне- верхнерифейского возраста (Пыстин и др., 2010), не несущие в себе признаки структур, характерных для упомянутых выше отложений.

Литература

1. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
2. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л. и др. Нижний докембрий Приполярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2010. 44 с.
3. Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца. Томск: изд. ТГУ, 1994. 217 с.
4. Law R. D., Casey M., Knipe R. J. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1986. 77, pp. 99–125.
5. Law R.D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe R.J., Rutter E.H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geol Soc Spec Publ. 1990. No 54, pp. 335–352.
6. Lister G.S., Hobbs B.E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: influence of deformation history // Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 3. pp. 335–370.
7. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Springer Science & Business Media, 2005. 366 p.

УДК 550.38,34

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ГАИТИ В 2021 ГОДУ

С.А. Рябова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия, riabovasa@mail.ru

В настоящей работе рассматриваются возмущения в вариациях геомагнитного поля в период одного из сильнейших, а также самого смертоносного землетрясения в 2021 году, произошедшего на Гаити 14 августа 2021 года. При выполнении исследований привлекаются данные геомагнитного мониторинга на обсерваториях сети INTERMAGNET и Геофизической обсерватории «Михнево» (MHV) Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук.

Ключевые слова: землетрясение, вариации, магнитное поле Земли

This paper examines the disturbance in the variations of the geomagnetic field during one of the strongest and deadliest earthquakes in 2021 – the earthquake in Haiti in 2021. In carrying out the research, the data of geomagnetic monitoring at the observatories of the INTERMAGNET network and the Mikhnevo Geophysical Observatory (MHV) of Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences are used.

Keywords: earthquake, variations, Earth's magnetic field

Высокомагнитудные землетрясения, как мощный источник возмущений, должны оказывать значительное влияние на вариации различных геофизических полей, в том числе магнитного поля Земли (Тохберг, Шалимов, 2008; Рябова, 2019; Собисевич и др., 2016; Спивак, Рябова, 2019).

Целью настоящих исследований является анализ возмущений в вариациях геомагнитного поля с привлечением данных обсерваторий международной сети INTERMAGNET и Геофизической обсерватории «Михнево» во время высокомагнитудного землетрясения на Гаити в 2021 году, одного из самых сильных и самого смертоносного землетрясения 2021 года.

Это землетрясение повлекло за собой гибель 2 207 человек и ранение 12 268 человек (<https://tass.ru/>

<https://tass.ru/> proisshestiya/12191741). Около 53 тыс. зданий в регионе были разрушены полностью, более 77 тыс. – частично. Серьезно пострадали департаменты Юг, Гранд-Анс и Нипп. Землетрясение вошло в десятку самых смертоносных в Латинской Америке за последние 25 лет (<https://rossaprimavera.ru/news/ccbcd6a4?ts=1629121628>).

Помимо Гаити, землетрясение ощущалось на Ямайке, в Доминикане, в штате Флорида, США и на востоке Кубы (<https://iz.ru/1207836/video/chislo-zhertv-zemletriaseniia-v-gaiti-vyroslo-do-1297>; <https://tass.ru/proisshestiya/12130433>).

Сейсмическое событие началось 14 августа 2021 года в 08:29:09 по Североамериканскому восточному времени (12:29:09 UTC) на полуострове Тибурон (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/>

us6000f65h/executive). Гипоцентр землетрясения находился на глубине 10 километров в 8–10 километрах от города Пети-Тру-де-Нип и в 125 километрах от столицы Гаити Порт-о-Пренса.

Землетрясение на Гаити магнитудой 7,2 14 августа 2021 года произошло в результате косого обратного движения вдоль зоны разлома Энрикильо-Плантейн-Гарден, примерно в 125 км к западу от столицы Гаити Порт-о-Пренса. Сейсмическое событие произошло на небольшой глубине либо на взбросовом разломе, простирающемся на запад и падающем на север с компонентом левостороннего сдвига, либо на разломе, простирающемся на юго-восток и падающем на юго-запад с компонентом правостороннего сдвига.

В месте землетрясения на местной границе плиты преобладают левосторонние сдвиги и сжатие. Граница плит в этом месте приспособляется к восточному, левостороннему движению Карибской плиты относительно плиты Северной Америки. В этом контексте землетрясение, вероятно, произошло на плоскости разлома, простирающейся с востока на запад, с падением на север с компонентом левостороннего сдвига.

Решение о местоположении и механизме очага землетрясения в августе 2021 года согласуется с событием, возникшим в результате преимущественно взброса с компонентом левостороннего сдвига в зоне разлома Энрикильо-Плантейн-Гарден. В целом разлом Энрикильо-Плантейн-Гарден движется со скоростью около 7 мм/год, что составляет почти половину общего наклонного схождения плит Карибского бассейна и Северной Америки (~ 20 мм/год). Землетрясение в августе 2021 года, вероятно, произошло в той же системе разломов, что и землетрясение 12 января 2010 года.

После первого толчка магнитудой 7,2 в период с 08:49:33 по 23:20:45 произошло несколько афтершоков, сильнейший из которых был зарегистрирован в 23:20:45, его магнитуда составила 5,8 (<https://www.m24.ru/news/proisshestviya/15082021/178093>; <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000f65h/executive>). Первый афтершок магнитудой 5,2 прои-

зошел через 20 минут после первого толчка (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000f65p/executive>).

Землетрясение магнитудой 6,9 на Аляске (афтершок после предыдущего землетрясения магнитудой 8,2 29 июля 2021 года) предшествовало землетрясению на Гаити примерно на 31 минуту (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000f652/executive>).

С целью верификации приуроченности геомагнитных аномалий к основному толчку и афтершокам землетрясения предварительно в настоящей работе был выполнен анализ космической погоды и геомагнитной обстановки.

С привлечением данных, размещенных на сайте <http://ipg.geospace.ru/space-weather-review-11-08-2021.html>, установлено, что в период с 10 по 17 августа 2021 г. на видимом диске Солнца наблюдалось пять групп пятен, ежедневно от четырех до нуля и один флоккул группы 2852 (S11W42) и пять корональных дыр; в рентгеновском диапазоне зарегистрировано: 1 вспышка класса C, 5 всплесков класса B и 22 всплеска класса A, в оптике события не зарегистрированы. С 10 по 17 августа зарегистрирован 1 распад солнечного волокна (DSF) и 16 выбросов корональной массы (CME), в основном в юго-восточном и северо-восточном направлениях, из них три выброса с компонентой, направленной в сторону Земли.

Вторая корональная дыра положительной полярности находилась в северной полусфере, 13 августа пересекла центральный меридиан. Возмущение геомагнитного поля от нее зарегистрировано 15 августа в отдельные часы суток на всех широтах, 16 августа в отдельные часы суток в высоких широтах. Возмущения геомагнитного поля от остальных либо не зарегистрированы, либо наблюдались позже рассматриваемого периода времени. По данным среднеширотных станций геомагнитное поле было спокойным с отдельными периодами неустойчивости 15 августа, спокойным 16 августа, очень спокойным с 10 по 14 августа 2021 г. и 17 августа 2021 г.

Таблица. Параметры землетрясений с магнитудой ≥ 4 за период с 11:50 по 13:30 UTC 14 августа 2021 г.

Время, UTC	Регион	Магнитуда	Глубина, км	Широта	Долгота
13:21:24	Тонга	4,5	385,8	21.412°S	177.311°W
13:14:56	Гаити	4,4	10,0	18.271°N	73.431°W
13:14:12	Гаити	4,1	11,0	55.153°N	157.435°W
13:06:38	Аляска	4,1	14,7	54.960°N	157.546°W
12:49:33	Гаити	5,2	10,8	18.389°N	73.825°W
12:29:33	Гаити	7,2	10,0	18.408°N	73.475°W
12:08:39	Среднеатлантическое кольцо	5,4	10,0	28.096°N	43.915°W
11:57:43	Аляска	6,9	21,4	18.389°S	73.825°W

При выполнении исследований привлекаются данные геомагнитного мониторинга с ряда обсерваторий

сети INTERMAGNET и с Геофизической обсерватории «Михнево» (MHV) Федерального государственного

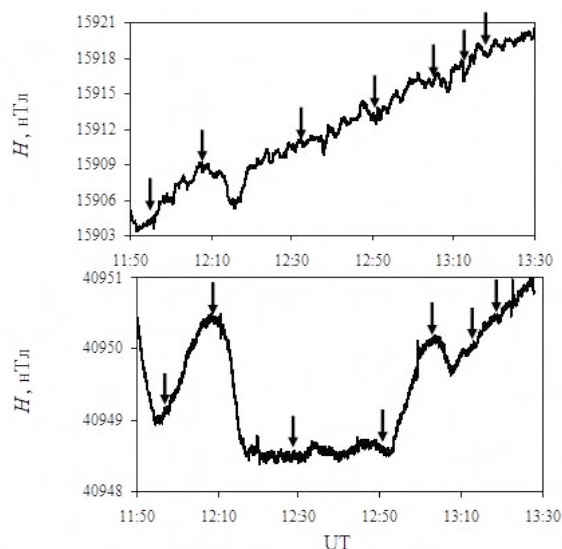


Рис. 1. Вариации геомагнитного поля в период сейсмических событий, перечисленных в таблице, начало которых обозначено стрелками в поле рисунка по данным обсерваторий «Михнево» (сверху) и «Далат» (снизу)

бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук (ИДГ РАН).

В качестве примера на рисунке приведены данные регистрации горизонтальной компоненты геомагнитного поля на обсерваториях «Михнево» (Россия, Московская область) и «Далат» (Вьетнам).

Как видно из рис., на обсерватории «Михнево» можно наблюдать яркое проявление всех высокомаг-

нитудных землетрясений из таблицы в геомагнитных вариациях. В данных обсерватории «Далат» можно также выделить аномалии, приуроченные к сейсмическим событиям из таблицы, но они выражены в меньшей степени, чем в данных обсерватории «Михнево».

Обработка и анализ всех данных геомагнитного мониторинга показали, что выделение магнитных аномалий в период основного толчка землетрясения на Гаити в 2021 году и его афтершоков затруднено, поскольку в магнитных записях, выполненных на обсерваториях, присутствуют аномалии, вызванные землетрясением на Аляске и рядом других сейсмических событий (параметры которых приведены в таблице). В целом, амплитуда геомагнитных аномалий не превышает нескольких нТл.

Литература

1. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. 295 с.
2. Рябова С.А. Геомагнитный эффект сильного землетрясения Тохоку 2011 года // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. Т. 4. С. 137–151.
3. Собисевич Л.Е., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Шень То, Лю Цзяо Инструментальные наблюдения геомагнитных возмущений перед сейсмическими событиями в отдельных районах КНР // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 1. С. 39–60.
4. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитный эффект землетрясений // Доклады академии наук. 2019. Т. 488. № 2. С.: 197–201.

УДК 550.34.013.4, 551.24

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОТЕРМИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ И ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИН

В.Б. Свалова

Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, Москва, Россия, v-svalova@mail.ru

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда, (проект № 19-47-02010, "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India") и темы НИР (№ 0142-2014-0027 «Развитие теории и методов изучения новейшей тектоники и современной геодинамики платформенных и орогенных территорий применительно к оценке их безопасности»).

Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины являются глубокими осадочными бассейнами с толщиной осадочного чехла более 20 км, обладающими высоким нефтегазовым потенциалом и большим народно-хозяйственным значением. Формирование и эволюция осадочного бассейна служат ключом для определения зон нефтегенерации осадочного чехла, что делает задачу изучения геодинамики осадочных бассейнов крайне важной и необходимой. Геодинамика рельефа поверхности определяется глубинными мантийными движениями. Механико-математическая модель динамики литосферы дает возможность количественно связать параметры формирующегося осадочного бассейна с подъемом мантийного диапира. Анализ геофизических полей геологических структур позволяет оценить подъем астеносферы, а разработанная самосопряженная термогравиметрическая модель литосферы делает эти оценки надежными и достоверными.

Ключевые слова: осадочные бассейны, моделирование, геотермия, геодинамика, гравиметрия, Прикаспийская впадина, Каспийское море, Южно-Каспийская впадина, Кавказский регион, сейсмотомография.

Pre-Caspian Depression and South Caspian Depression are deep sedimentary basins with thickness of sedimentary cover more than 20 km which have high oil-gas potential and big industrial importance. Formation and evolution of sedimentary basin is the clue for oil-gas generation zones of sedimentary cover, that makes the problem of sedimentary basins geodynamics of great importance one. Geodynamics of relief is defined by deep mantle movements. Mechanical-mathematical model of the lithosphere dynamics gives possibility to link the basin parameters with mantle diapir upwelling. Analysis of geophysical fields gives opportunity to evaluate the asthenosphere upwelling, and elaborated self-conjugated thermo-gravimetric model makes this evaluation reliable and trustworthy one.

Keywords: sedimentary basins, modeling, geothermy, geodynamics, gravimetry, Caspian depression, Caspian Sea, South Caspian depression, Caucasus region, seismotomography.

Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины являются глубокими осадочными бассейнами с толщиной осадочного чехла более 20 км, обладающими высоким нефте-газовым потенциалом. В строении впадин наблюдаются общие черты, которые объясняются формированием осадочных бассейнов над поднимающимися мантийными диапирами (Гончаров и др., 2015; Занемонец (Свалова) и др., 1974; Свалова, 2014; Свалова, Шарков, 1991; Шарков, Свалова, 1989, 2005).

Различия в строении впадин обусловлены различиями в исторических и геолого-геофизических условиях формирования структур, различным временем образования и различным структурным обрамлением. И если для Южно-Каспийской впадины ключевым является ее нахождение на восточной оконечности Альпийского пояса, то для Прикаспийской впадины важным определяющим фактором строения и нефтегазоносности является принадлежность к древней платформе.

Так, пониженный тепловой поток Южно-Каспийской впадины находится в ряду понижающегося теплового поля отдельных морских впадин Средиземного моря с запада на восток, что отражает снижение геодинамической активности от центра активизации в районе Тирренского моря к периферии (Левантийская впадина, Черное и Каспийское моря). В то же время повышенный тепловой поток Прикаспийской впадины находится в ряду глубоких впадин на окраинах Русской платформы, включая Тимано-Печорскую и Североморскую впадины.

Глубинная гравитационная неустойчивость астеносферы проявляется в виде подъема крупномасштабного мантийного плюма, формирующего структуру Альпийского пояса в целом. На фоне общего подъема плюма поднимаются отдельные диапиры, формирующие глубоководные впадины осадочных бассейнов. Проявление гравитационной неустойчивости имеет характерный масштаб расстояний между впадинами, определяемый толщинами слоев осадочного чехла, консолидированной коры, мантийной литосферы и астеносферы, а также механическими свойствами формирующих пород, в частности, плотностью и эффективной вязкостью. Стадии подъема диапиров определяют тепловой поток структуры, а также магматизм, вулканизм и сейсмичность, т.е. геодинамическую активность или тектоно-магматическую активизацию.

Последовательная активизация и подъем диапиров в условиях коллизии литосферных плит и закрытия Альпийского палеоокеана могла формировать сначала Прикаспийскую впадину, затем Средне-Каспийскую, а затем Южно-Каспийскую впадину. Тепло от поднимающегося мантийного диапира могло достичь земной поверхности в Прикаспийской впадине, но еще не достичь в Южно-Каспийской. И это определяет разный тепловой фон в бассейнах, делая его более высоким в Прикаспии, чем в Южном Каспии.

Данные сейсмотомографии подтверждают наличие субдукции плиты Южно-Каспийской впадины под Эльбурс, что также подчеркивает схожесть формирования задуговых морей Альпийского пояса и Южного Каспия.

Для определения толщины литосферы Прикаспийской впадины и окружающих регионов предлагается использовать комплексную самосогласованную термогравиметрическую модель многослойной сплошной среды, описывающей в упрощенном виде строение осадочного чехла, консолидированной коры и верхней мантии геологической структуры.

Пусть геотермическое поле для установившегося процесса описывается стационарным уравнением теплопроводности с учетом только кондуктивного теплопереноса. На границах слоев выполняются условия непрерывности температур и тепловых потоков. Дневная поверхность характеризуется температурой 0 °С. Граница литосфера-астеносфера отождествляется с температурой плавления базальтов 1200 °С.

Итак:

$$\begin{aligned} \partial^2 T_i / \partial z^2 &= - Q_i / k_i, \\ T^* &= 0 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad T^* = 1200 \text{ } ^\circ\text{C}, \\ [T_i] &= 0, \quad [k_i \partial T_i / \partial z] = 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где k_i – средняя теплопроводность i -того слоя, Q_i – теплогенерация, $T(x, z)$ – температура, x – горизонтальная координата, z – вертикальная координата.

Тогда для поверхностного теплового потока можно получить следующее выражение:

$$q^*(x) = - \frac{T_* + \sum_2^n h_i^2 Q_i / 2k_i + \sum_{i=2}^{n-1} h_i / k_i \sum_{j=i+1}^n h_j Q_j}{\sum_2^n h_i / k_i}, \quad (2)$$

где $h_i(x) = z_i - z_{i-1}$ – толщина i -того слоя, n – число слоев, $z_1(x)$ – граница литосфера-астеносфера, $z_2(x)$ – граница Мохо, $z_3(x)$ – поверхность фундамента, $z_4(x)$ – дневная поверхность (для нерасчлененного осадочного чехла в упрощенной модели) (рис. 1).

Т.к. радиоактивные элементы сосредоточены в основном в коре, то теплогенерацию в мантийной литосфере можно считать равной нулю $Q_2 = 0$. Тогда для толщины мантийной литосферы получим выражение:

$$h_2(x) = - \frac{T_* + q^* \sum_3^n \frac{h_i}{k_i} + \sum_3^n \frac{h_i^2 Q_i}{2k_i} + \sum_{i=3}^{n-1} \frac{h_i}{k_i} \sum_{j=i+1}^n h_j Q_j}{1/k_2(q^* + \sum_3^n h_i Q_i)} \quad (3)$$

Таким образом, зная распределение поверхностного теплового потока $q^*(x)$, значения теплофизических характеристик слоев (теплопроводность и теплогенерация), а также глубину залегания поверхности фундамента и границы Мохо, можно определить глубину залегания астеносферного слоя, как в центре депрессии, так и в сопряженных областях Восточно-Европейской платформы.

Производя расчеты для характерных значений теплофизических характеристик и известных из геофизики границ, можно получить толщину литосферы в центре впадины порядка 110 км и для платформы около 180 км, т.е. подъем астеносферы под впадиной составляет около 70 км по сравнению с окружающими регионами. При расчетах использовались следующие характерные значения параметров: толщина осадочного чехла в центре впадины 24 км, на платформе 3 км. Толщина консолидированной коры 12 и 40 км, соответственно. Теплогенерация базальтов 0,5 мкВт/м³, гранитов 2 мкВт/м³, осадков 1 мкВт/м³. Коэффициент теплопроводности гранитов и базальтов 2,5 Вт/(м К), терригенных осадочных пород 1,7-2,1 Вт/(м К), соли - 5,4-6,6 Вт/(м К), т.е. среднее для осадочного чехла 3 Вт/(м К). $T = 1200^\circ\text{C} = 1473^\circ\text{K}$, $q^* = 50$ мВт/м² для впадины и $q^* = 40$ мВт/м² для платформы.

Рассмотрим теперь гравиметрическую модель литосферы. Будем считать Прикаспийскую впадину и Восточно-Европейскую платформу изостатически скомпенсированными структурами с уровнем компенсации в астеносфере. Тогда будем иметь следующую систему уравнений для впадины и платформы:

$$\begin{cases} \sum h_i \rho_i = \sum H_i \rho_i, \\ \sum h_i = \sum H_i. \end{cases} \quad (4)$$

Здесь ρ_i – плотности слоев. Первое уравнение характеризует равенство давлений на уровне изостатической компенсации для многослойной литосферы впадины (h_i) и платформы (H_i). Второе уравнение содержит предположение, что уровень изостатической компенсации для впадины и платформы совпадает. В частности, для упрощенной модели, состоящей из слоя асте-

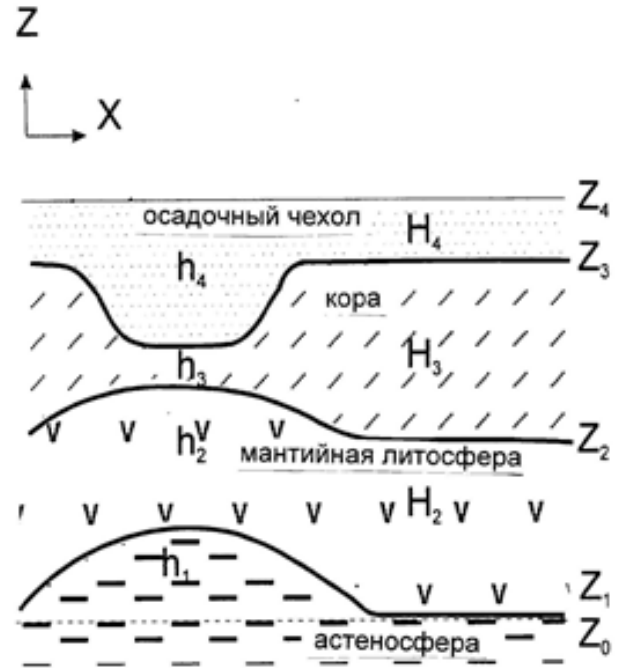


Рис. 1. Схематический разрез литосферы Прикаспийской впадины и прилегающей части Восточно-Европейской платформы.

Z_0 – уровень изостатической компенсации в астеносфере, z_1 – граница литосфера-астеносфера, z_2 – граница Мохо, z_3 – поверхность фундамента, z_4 – дневная поверхность.

носферы (h_1), мантийной литосферы (h_2 , H_2), консолидированной коры (h_3 , H_3) и осадочного чехла (h_4 , H_4) можно получить величину выступа астеносферы под впадиной по отношению к уровню астеносферы под платформой h_1 и разницу толщин мантийной литосферы для впадины и платформы $H_2 - h_2$:

$$\begin{aligned} h_1 &= \frac{(\rho_4 - \rho_2)(h_4 - H_4) + (\rho_3 - \rho_1)(h_3 - H_3)}{\rho_2 - \rho_1}, \\ H_2 - h_2 &= \frac{(\rho_4 - \rho_1)(h_4 - H_4) + (\rho_3 - \rho_1)(h_3 - H_3)}{\rho_2 - \rho_1}. \end{aligned} \quad (5)$$

Для характерных значений плотности $\rho_4 = 2,3$ г/см³ (осадочный чехол), $\rho_3 = 2,7$ (гранит) - 2,9 г/см³ (базальт), $\rho_2 = 3,3$ г/см³ (литосфера), $\rho_1 = 3,4$ г/см³ (астеносфера) и толщин слоев из предыдущей геотермической модели получаем $h_1 \cong 70$ км, $H_2 - h_2 \cong 60$ км. Т.е. величина астеносферного выступа под впадиной из гравиметрической модели близка к значению, полученному из геотермической модели, что говорит о корректности моделей. То же самое можно сказать об утолщении мантийной литосферы под платформой. Одни и те же величины определяются двумя независимыми методами, что повышает надежность результата. В то же время, только геотермическая модель дает абсолютные значения толщины литосферы, а гравиметрическая только относительные изменения. Обе

модели допускают дальнейшее уточнение и детализацию, увеличение числа слоев, усложнение теплофизических и геофизических характеристик слоев, учет региональных гравитационных и геотермических аномалий.

Литература

1. Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницын Ю.Н., Свалова В.Б. Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов. //Геотектоника. 2015. №6. С. 80–93.
2. Занемонец (Свалова) В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43–54.
3. Свалова В.Б. Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом. // Мониторинг. Наука и технологии. №3(20), 2014. С. 38–42.
4. Свалова В. Б., Шарков Е.В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ). //Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С.49–63.
5. Шарков Е.В., Свалова В.Б.. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит. // Доклады Академии наук СССР. 1989, Т.308, №3. С. 685–688.
6. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутриконтинентальных морей (петролого-геомеханические аспекты).//Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 3–11.

УДК 550.34.013.4

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА АЛЬПИЙСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСОВ

В.Б. Свалова

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия, v-svalova@mail.ru

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда, (проект № 19-47-02010, "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India") и темы НИР (№ 0142-2014-0027 «Развитие теории и методов изучения новейшей тектоники и современной геодинамики платформенных и орогенных территорий применительно к оценке их безопасности»).

Формирование и эволюция геологических структур отражают взаимодействие коры и мантии. Для моделирования геологических процессов и эволюции геологических структур в связи с движениями глубинных слоев мантии были собраны и проанализированы все возможные геолого-геофизические данные и использованы механико-математические модели различной реологии. Результаты моделирования исследованы на примерах геологического строения Альпийского и Тихоокеанского поясов и хорошо согласуются с геолого-геофизическими данными.

Ключевые слова: геотермия, сейсмичность, геодинамика, моделирование, сейсмотомография

The origin and evolution of geological structures reflect crust-mantle interaction. For simulation of geological processes and geological structures evolution in connection with deep mantle movements all possible geological-geophysical data were combined and analyzed and the mechanical-mathematical models of different rheology were used. The results of modeling are investigated on the examples of the Alpine and Pacific belts geological structures and give good agreement with geological-geophysical data.

Keywords: geothermy, seismicity, geodynamics, modeling, seismic tomography

Альпийский пояс связан со столкновением континентальных плит (Аравийско-Африканская и Евразийская плиты), а Тихоокеанский пояс связан со столкновением океанических и континентальных плит (Тихоокеанской и Евразийской плит), но у них много общих черт. Структуры Альпийского и Тихоокеанского поясов включают задуговые бассейны, морские котловины, осадочные бассейны, орогены (рис. 1). Моря и впадины характеризуются тонкой корой и в основном

высокими тепловыми потоками (Таблица 1) (Земная кора ..., 1982; Тектоника..., 1980).

Структуры характеризуются активным магматизмом и базальтовым вулканизмом с ксенолитами астеносферного вещества.

Альпийско-Гималайская зона коллизии появилась в результате закрытия океана Тетис в конце мела – начале палеогена. Ее развитие сопровождается появлением на всем ее протяжении многочисленных ареалов позд-

некайнозойского базальтового магматизма, а в ее западной части, в пределах Альпийского пояса – систем вулканическая дуга-задуговой бассейн (моря Западного Средиземноморья, Эгейское, Черное и Каспийское моря, Паннонская впадина), которые развивались в определенной стадийности.

Впадины Средиземноморья находятся на разных стадиях развития с преобразованием континентальной коры в кору промежуточного типа вплоть до формирования безграницных впадин. Представления о наличии мантийного диапира под субокеаническими впадинами подтверждаются геофизическими и петрологическими данными. Депрессии западного сектора Альпийско-Гималайского пояса и Тихоокеанского пояса можно объяснить апвеллингом мантийных диапиров, а структура Кавказа связана не только с зоной столкновения литосферных плит, но и со столкновением потоков астеносферы под Черным и Каспийским морями. Представляется возможным описать некоторые характерные черты развития геологических структур Альпийского и Тихо-

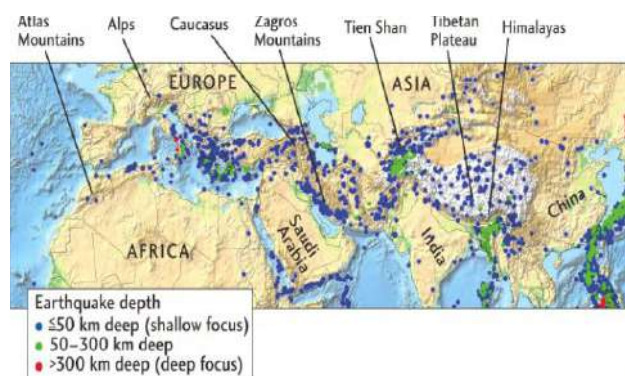


Рис. 1. Альпийско-Гималайский пояс. (NASA)

океанского поясов, в частности, областей задугового спрединга над региональными подъемами астеносферы. Именно они здесь являются центрами глубинной активности, в значительной мере определяющими все другие процессы. Для такого анализа используется модель многослойной высоковязкой несжимаемой жидкости, параметры которой меняются от слоя к слою.

Таблица 1. Геолого-геофизические данные для Альпийского и Тихоокеанского поясов.

Структуры	Толщина осадочного чехла (км)	Толщина кристаллической коры (км) в депрессии (числитель) в окружении (знаменатель)	Тепловой поток (мВт / м ²)
1. Тирренское море	6	16/45	30–160
2. Эгейское море	3	15/23	100
3. Черное море	16	15/45	30–35
4. Прикаспийская впадина	24	12/40	40
5. Южно-Каспийская впадина	20	12/45	40–50
6. Ионическое море (юг)	12	10/35	30–40
7. Ионическое море (север)	8	10/30	50–70
8. Балеарское море	8	10/40	50
9. Левантйская впадина	6	8/30	30
10. Паннонская впадина	9	18/27	90
11. Алеутская впадина	5	10/26	60–80
12. Охотское море	4	8/20	100
13. Японское море	2	12/29	100–120
14. Филиппинское море	2	6/13	60

Глубина поверхности астеносферы под Альпийском поясом колеблется от 30 км в центре Тирренского моря до 70–100 км во впадинах Восточного Средиземноморья, сильно изменяясь по латерали. Характерный размер впадин достигает 500–1000 км и более, расстояние между ними 1000–1500 км.

Чтобы получить аппроксимацию системы механических уравнений путем анализа порядка соответствующих значений величин в этих уравнениях, необходимо выделить малые параметры задачи, которые можно использовать для разложения.

Многочисленные геологические структуры характеризуются довольно пологим залеганием слоев и

значительным превышением горизонтального регионального масштаба L над вертикальным масштабом h типичной мощности геологических слоев. Это позволяет ввести в анализ задачи малый параметр h / L . Второй малый параметр задачи F / R , F – число Фруда, R – число Рейнольдса, возникает при анализе реологического поведения вещества в слоях (Гончаров и др., 2015; Занемонец (Свалова) и др., 1974; Свалова, 2014; Свалова, Шарков, 1991; Шарков, Свалова, 1989, 2005).

Медленные деформации литосферы моделируются с помощью модели вязкого течения в многослойной несжимаемой высоковязкой ньютоновской жид-

кости с использованием уравнения Навье-Стокса (1) и уравнения неразрывности (2):

$$dv/dt = F - (1/\rho)\text{grad } p + (\mu/\rho)\Delta v \quad (1)$$

$$\text{div } v = 0 \quad (2)$$

v – вектор скорости, F – сила тяжести, p – давление, ρ – плотность, μ – вязкость, t – время.

Пусть характерный размер моделируемых структур по латерали L значительно превосходит характерную толщину слоя h .

Введем безразмерные значения координат, скоростей и давления X, Y, Z, U, V, W, P :

$$\begin{aligned} x=LX, y=LY, z=hZ, u=u_0U, \\ v=u_0V, w=u_0(h/L)W, p=\rho_0ghP. \end{aligned} \quad (3)$$

Тогда используя уравнение неразрывности и приближенное уравнение Навье-Стокса для достаточно медленных движений в тонком слое можно получить в безразмерном виде для двумерного случая:

$$\begin{cases} \frac{\partial P}{\partial X} = \alpha \mu \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \\ \frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (5)$$

$$\alpha = \frac{F}{R\left(\frac{h}{L}\right)^3}, \quad F = \frac{u_0^2}{gL}, \quad R = \frac{u_0 L \rho_0}{\mu_0} \quad (6)$$

P – безразмерное давление, U, W – безразмерные скорости, F – число Фруда, R – число Рейнольдса, ρ – плотность, μ – вязкость, ρ_0, μ_0, u_0 – характерный масштаб плотности, вязкости и скорости.

Силы на верхней границе равны 0 (свободная поверхность). Скорости и давления непрерывны на границах слоев. Тогда из уравнений (4–5) можно найти давления и скорости в слоях в зависимости от скорости вещества на нижней границе.

Также на верхней границе ζ^* выполняется кинематическое условие свободной поверхности, состоящее в том, что частицы не покидают поверхность в процессе движения (7):

$$S \frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + U^* \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} - W^* = 0 \quad (7)$$

$$S = \frac{L}{u_0 t_0} \quad (8)$$

S – число Струхала. t_0 – масштаб времени.

Аналогично можно рассмотреть границу Мохо как вещественную и непроницаемую, где частицы вещества не покидают поверхность в процессе эволюции. Тогда, подставляя скорости в уравнение свободной поверхности (7), можно получить уравнения дневной поверхности ζ_3 и поверхности фундамента ζ_2 в зависимости от скорости подъема мантийного диапира ζ_1 .

Анализ полученных решений показывает, что существует критическая глубина подъема мантийного диапира, когда изменяется характерная форма слоев литосферы.

По мере подъема диапира на дневной поверхности формируется сначала структура сводового поднятия, а затем – глубокая депрессия. Для формирования глубоководной впадины не обязательно наличие большого растяжения в литосфере. Глубина депрессии определяется скоростью, глубиной и формой поднимающегося диапира.

Структура сводового поднятия формируется, если глубина диапира невелика или скорость его подъема существенна.

Структура осадочного бассейна формируется, если диапир находится достаточно глубоко или если он поднимается медленно.

Если на периферии бассейна существуют условия, значительно препятствующие раздвигу, то границы слоев имеют более сложную структуру, определяемую соотношением параметров задачи.

Литература

1. Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницин Ю.Н., Свалова В.Б. Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов. //Геотектоника. 2015. №6. С. 80–93.
2. Занемонец (Свалова) В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43–54.
3. Земная кора и история развития Средиземного моря. Отв. ред. Муратов МВ. М., Наука, 1982, 208 с.
4. Свалова В.Б. Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом. // Мониторинг. Наука и технологии. №3(20), 2014. С. 38–42.
5. Свалова В. Б., Шарков Е.В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ). //Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С.49–63.
6. Тектоника Средиземноморского пояса. Отв. ред. Муратов М.В., Яншин А.Л. М., Наука, 1980, 244 с.
7. Шарков Е.В., Свалова В.Б.. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит. // Доклады Академии наук СССР. 1989, т.308, №3. С. 685–688.
8. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутриконтинентальных морей (петролого-геомеханические аспекты).// Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 3–11.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОДИНАМИКИ

В.Б. Свалова

Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, Москва, Россия, v-svalova@mail.ru

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда, (проект № 19-47-02010, "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India"). и темы НИР (№ 0142-2014-0027 «Развитие теории и методов изучения новейшей тектоники и современной геодинамики платформенных и орогенных территорий применительно к оценке их безопасности»).

Разработано решение обратной задачи геодинамики прямым методом. Решена первая обратная задача геодинамики – восстановление полей скоростей, давлений и напряжений на глубине литосферы по имеющимся данным о скоростях на дневной поверхности. Поставлена и решена вторая обратная задача геодинамики – определение движения границ на глубине литосферы по заданным движениям дневной поверхности. Полученные решения могут использоваться для анализа глубинных геодинамических проблем, а совместно с геотермическим моделированием, геолого-геофизическими методами и сейсмотомографией могут служить надежным аппаратом изучения глубинной геодинамики в связи с формированием и эволюцией геологических структур.

Ключевые слова: геотермия, сейсмичность, геодинамика, моделирование, сейсмотомография

The solution of the inverse problem of geodynamics by the direct method is developed. The first inverse problem of geodynamics was solved - the restoration of the velocity fields, pressures and stresses at the depth of the lithosphere according to the available data on the velocities on the surface. The second inverse problem of geodynamics has been posed and solved - the determination of the movement of boundaries at the depth of the lithosphere based on the given movements of the surface. The solutions obtained can be used to analyze deep geodynamic problems, and together with geothermal modeling, geological and geophysical methods and seismic tomography can serve as a reliable apparatus for studying deep geodynamics due to the formation and evolution of geological structures.

Keywords: geothermy, seismicity, geodynamics, modeling, seismic tomography

Мантийный диапиризм и подъем мантийных плюмов выражают явление гравитационной неустойчивости на границе астеносфера-литосфера и особенно ярко проявляются в периоды тектономагматической активизации. Поднимающиеся астеносферные массы и связанные с ними потоки тепла являются ключом к пониманию процессов формирования и эволюции земной коры, а также процессов нефтегазоносности.

Движение астеносферы отражается в поверхностных геофизических полях - геотермическом, гравитационном, электромагнитном. Наличие расплавленных астеносферных масс подтверждается сейсмическими данными, в том числе сейсмотомографией.

Движение дневной поверхности над поднимающимся мантийным диапиром фиксируется сменой режимов осадконакопления и строением осадочного чехла. Подъем диапира отражается в рельефе дневной поверхности, строении фундамента и форме границ Мохо и Конрада.

Анализ всех имеющихся геолого-геофизических данных позволяет построить термомеханическую модель эволюции литосферы над поднимающимся мантийным диапиром на основе модели многослойной высоковязкой несжимаемой жидкости. Анализ полученных решений показывает, что в зависимости

от соотношения между определяющими параметрами задачи (вязкости, плотности и толщины слоев, формы диапира и скорости его подъема) на дневной поверхности могут формироваться структуры сводового поднятия или депрессии. (Гончаров и др., 2015; Занемонец (Свалова) и др., 1974; Свалова, 2014; Свалова, Шарков, 1991; Шарков, Свалова, 1989, 2005).

В этой связи особый интерес представляет решение обратной задачи геодинамики, когда по геолого-геофизическим данным на поверхности удастся прогнозировать движение вещества на глубине.

Существует два стандартных метода решения обратных задач – метод регуляризации, когда на параметры решения накладываются дополнительные ограничения, и метод подбора, когда обратная задача решается методом решения многих прямых задач.

На основе использования асимптотических методов предлагается прямой метод решения обратной задачи геодинамики, когда использование надежных геолого-геофизических данных и скоростей на поверхности дает возможность однозначно прогнозировать движение вещества и распределение напряжений на глубине литосферы.

Рассмотрим слой высоковязкой несжимаемой жидкости, описывающей поведение вещества литосферы с

помощью уравнения Навье-Стокса и уравнения неразрывности:

$$dv/dt = F - (1/\rho)\text{grad } p + (\mu/\rho)\Delta v \quad (1)$$

$$\text{div } v = 0 \quad (2)$$

v – вектор скорости, F – сила тяжести, p – давление, ρ – плотность, μ – вязкость, t – время.

Пусть характерный размер моделируемых структур по латерали L значительно превосходит характерную толщину слоя h .

Введем безразмерные значения координат, скоростей и давления X, Y, Z, U, V, W, P :

$$\begin{aligned} x=LX, y=LY, z=hZ, u=u_0U, \\ v=u_0V, w=u_0(h/L)W, p=\rho_0ghP. \end{aligned} \quad (3)$$

Тогда используя уравнение неразрывности и приближенное уравнение Навье-Стокса для достаточно медленных движений в тонком слое можно получить в безразмерном виде для двумерного случая:

$$\begin{cases} \frac{\partial P}{\partial X} = \alpha\mu \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \\ \frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (5)$$

$$\alpha = \frac{F}{R\left(\frac{h}{L}\right)^3}, \quad F = \frac{u_0^2}{gL}, \quad R = \frac{u_0 L \rho_0}{\mu_0} \quad (6)$$

P – безразмерное давление, U, W – безразмерные скорости, F – число Фруда, R – число Рейнольдса, ρ – плотность, μ – вязкость, ρ_0, μ_0, u_0 – характерный масштаб плотности, вязкости и скорости.

Пусть на верхней границе поле сил равно нулю (свободная поверхность). Также пусть задано поле скоростей U^*, W^* на верхней границе моделирования ζ^* . Тогда можно найти распределение скоростей и давлений в слое:

$$P = \rho(\zeta^* - Z) \quad (7)$$

$$U = U^* + \frac{\rho}{2\alpha\mu} \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} (\zeta^* - Z)^2 \quad (8)$$

$$W = W^* + \frac{\partial U^*}{\partial X} (\zeta^* - Z) + \frac{\rho}{2\alpha\mu} \left[\frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} \frac{1}{3} (\zeta^* - Z)^3 + \left(\frac{\partial \zeta^*}{\partial X} \right)^2 (\zeta^* - Z)^2 \right] \quad (9)$$

Таким образом, по известным скоростям на поверхности определены скорости и давления на глубине, что дает возможность получить поля напряжений в слое. Полученное решение назовем решением первой обратной задачи геодинамики – нахождение скоростей, давлений и напряжений вещества на глубине по известным скоростям движения дневной поверхности.

На верхней границе должно также выполняться кинематическое условие свободной поверхности, означающее, что точки поверхности не покидают ее в процессе движения:

$$S \frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + U^* \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} - W^* = 0 \quad (10)$$

$$S = \frac{L}{u_0 t_0} \quad (11)$$

S – число Струхалы. t_0 – характерный масштаб времени.

Аналогично можно рассмотреть нижнюю границу моделирования как поверхность, точки которой остаются на ней в процессе эволюции (условие непротекания). Тогда, подставляя скорости, получаем уравнение движения нижней границы ζ^* :

$$\begin{aligned} S \frac{\partial \zeta^*}{\partial t} - W^* + U^* \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} (\zeta^* - \zeta_*) + \\ + \frac{\rho}{2\alpha\mu} \left[\frac{\partial \zeta_*}{\partial X} \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} (\zeta^* - \zeta_*)^2 - \frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} \frac{1}{3} (\zeta^* - \zeta_*)^3 - \left(\frac{\partial \zeta^*}{\partial X} \right)^2 (\zeta^* - \zeta_*)^2 \right] = 0 \end{aligned} \quad (12)$$

Данное уравнение представляет собой прямое решение обратной задачи, когда рельеф дневной поверхности и скорости на ней определяют движение глубинных границ. Аналогичное уравнение может быть написано для любой вещественной границы на глубине, через которую отсутствует поток вещества. Назовем данное решение решением второй обратной задачи геодинамики – определение движения границы на глубине по известным скоростям поверхностных движений.

Таким образом, задавая движение дневной поверхности, мы получили скорости, давления, напряжения вещества на глубине и уравнение движения глубинных границ.

Некоторые выводы о структуре глубинных движений по известным скоростям и рельефу поверхности можно сделать, анализируя различные геологические структуры и обстановки и возможные поверхностные скорости.

Задача 1. Осадочный бассейн в условиях растяжения. Дневная поверхность является вогнутой, т.е.

$$\frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} > 0 \quad (13)$$

$$\text{Sgn } U^* = \text{Sgn } X \quad (14)$$

Анализ решения показывает, что U растет с глубиной и с $\text{grad} \zeta^*$.

В соответствии восходящему потоку на глубине.

Задача 2. Осадочный бассейн в условиях сжатия.

Дневная поверхность является вогнутой, т.е.

$$\frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} > 0 \quad (15)$$

$$\text{Sgn } U^* = - \text{Sgn } X. \quad (16)$$

Анализ решения показывает, что существует критическая глубина, где горизонтальное сжатие сменяется растяжением:

$$\zeta_* = \zeta^* - \sqrt{-\frac{U^*}{\frac{\rho}{2\alpha\mu} \frac{\partial \zeta^*}{\partial X}}} \quad (17)$$

Вертикальная скорость W может быть положительной или отрицательной в зависимости от соотношения между параметрами задачи.

Задача 3. Ороген в условиях растяжения.

Верхняя граница выпукла, т.е.

$$\frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} < 0. \quad (18)$$

$$\text{Sgn } U^* = \text{Sgn } X. \quad (19)$$

Следовательно, существует критическая глубина, где растяжение сменяется сжатием:

$$\zeta_* = \zeta^* - \sqrt{-\frac{U^*}{\frac{\rho}{2\alpha\mu} \frac{\partial \zeta^*}{\partial X}}} \quad (20)$$

Анализ величины W показывает возможный нисходящий поток в центре структуры на глубине. Если же растяжение на поверхности достаточно интенсивное, то на глубине возможен восходящий поток вещества.

Задача 4. Ороген в условиях сжатия.

Верхняя граница выпукла, т.е.

$$\frac{\partial^2 \zeta^*}{\partial X^2} < 0. \quad (21)$$

$$\text{Sgn } U^* = -\text{Sgn } X. \quad (22)$$

В этом случае сжатие наблюдается во всем слое. Нисходящий поток вещества с большой вероятностью существует на глубине.

Следовательно, осадочный бассейн в условиях растяжения и ороген в условиях сжатия являются более стабильными и вероятными структурами, чем бассейн при сжатии и ороген при растяжении. Вы-

вод является достаточно естественным, что говорит о корректности модели и возможности ее дальнейшего развития и применения.

Литература

1. Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницин Ю.Н., Свалова В.Б. Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов // Геотектоника. 2015. №6. С. 80–93.
2. Занемонец (Свалова) В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43–54.
3. Свалова В.Б. Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом. // Мониторинг. Наука и технологии. №3(20), 2014. С. 38–42.
4. Свалова В. Б., Шарков Е.В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ). // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С.49–63.
5. Шарков Е.В., Свалова В.Б.. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит. // Доклады Академии наук СССР. 1989, т.308, №3. С. 685–688.
6. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутриконтинентальных морей (петролого-геомеханические аспекты). // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 3–11.

УДК 551.73 (571.1)

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА

Д.А. Сидоров

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

Рассматриваются особенности геологического строения и условия формирования доюрского основания Красноленинского свода на западном борту Западно-Сибирского бассейна. В предлагаемой геологической модели значительно сокращён объём докембрийских образований за счёт расширения площади распространения палеозойских комплексов, выделены локальные палеозойские депрессии и линейные зоны развития триасовых пород. Сделан вывод о длительной и сложной истории формирования структуры фундамента в зоне коллизионного сочленения разнонаправленных Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатых систем.

Ключевые слова: Красноленинский свод, доюрское основание, палеозой, триас.

The specific features of structural architecture and conditions of the formation of Krasnoleninskiy Arch pre-Jurassic basement on the western flank of Siberian Basin are analyzed. Pre-Cambrian rock volume is significantly reduced in the proposed geological model due to the expansion of Paleozoic sequences development area. Local Paleozoic depressions and linear zones of Triassic rocks development are identified. The conclusion is made on a long-term and complex history of the formation of basement structure in the zone of collision intersection of multidirectional Ural and Central-West-Siberian fold systems.

Keywords: Krasnoleninskiy Arch, pre-Jurassic basement, Paleozoic, Triassic.

Красноленинский свод является крупной региональной структурой, осложняющей западный борт Западно-Сибирской плиты в районе отрезка р. Обь между городами Ханты-Мансийск и Нягань. Интерес к изучению доюрского основания в этом районе обусловлен несколькими причинами. Во-первых, тектоническое строение фундамента и промежуточного структурного этажа во многом предопределило развитие структур осадочного чехла. Во-вторых, состав и морфология поверхности доюрских образований оказали большое влияние на качество юрских коллекторов, содержащих основную часть запасов углеводородов Красноленинского месторождения. В-третьих, здесь уже доказано наличие залежей нефти в доюрских образованиях.

Информация, собранная за более чем полувековую историю геологоразведочных работ, послужила основой многочисленных исследований специалистов различных научных и производственных геологических организаций. Но к настоящему времени так и не сложилось единого мнения об истории и условиях формирования доюрских комплексов (ДЮК). Расхождения тектонических концепций доюрского основания в рассматриваемом районе (Тектоническая карта..., 1981, Сурков и др., 2008, Иванов и др., 2009, Бочкарев, 2015, и др.), при его хорошей разбуренности, объясняются дефицитом сведений о возрасте и условиях залегания формационных комплексов.

Имевшиеся до конца прошлого века единичные определения геологического возраста пород ДЮК характеризовали, в основном периферийную часть свода на Яхлинской, Ловинской, Ханты-Мансийской и других площадях. Абсолютные возрастные датировки магматических пород были получены методом сравнительной дисперсии двупреломления и не вызывали доверия. Представления о структуре и взаимоотношении блоков фундамента и промежуточного структурного этажа формировались преимущественно на основе региональной интерпретации грави-магнитных данных и описаниях kernового материала.

В последние два десятилетия получены качественно новые результаты, позволяющие существенно уточнить геологию доюрских образований.

По результатам kernовых исследований на рассматриваемой территории установлены породы разнообразного состава и формационной принадлежности.

Интрузивные породы представляют весь ряд магматических образований от кислых до ультраосновных. Кислые и средние интрузивы вскрыты преимущественно в центральной части свода, где образуют батолиты с площадью эрозионной поверхности в несколько сотен квадратных километров и разобщённые локальные тела. Основные интрузивы широко распространены в основании Талинской террасы и Пальяновского прогиба. Ультраосновные породы вскрыты в самой западной части свода. Эффузивные породы, как правило, сильно изменены процессами метаморфизма и метасоматоза. Кислые эффузивы распространены по периферии массивов гранитоидов на северо-востоке в

районе Рогожниковского вала, а основные – на севере Талинской террасы и в Пальяновском прогибе.

Метаморфические породы в пределах центральной и западной части Красноленинского свода встречаются почти повсеместно, причём степень метаморфизма возрастает от периферийных к центральным участкам свода.

Осадочные терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты), иногда углистые, в ассоциации с базальтами и их туфами встречены на северо-западе Талинской террасы. Карбонатные породы в доюрском основании рассматриваемой территории редки и представлены, в основном, известняками, часто глинистыми.

В метаосадочных породах периферийных участков свода установлен девонский и раннекаменноугольный возраст (О.И. Богуш, и др., 1975, Дубатов и др., 1985). Большой интерес представляет находка на Каменной площади в глинисто-кремнистом сланце конодонтового элемента, предположительно отнесённого к роду *Gnathodus*. Само по себе обнаружение конодонтового элемента в домезозойской породе может говорить о её палеозойском возрасте. А диагностика на родовом уровне даёт основание сузить предполагаемый интервал датировки до раннего карбона. Широкое распространение на Каменной вершине палеозойских комплексов, а не докембрийских, как это показывалось на всех предшествующих картах, косвенно подтверждается результатами U-Pb датирования обломочных цирконов из кристаллических сланцев, прилегающих к краям гранитного массива. Полученные значения возраста цирконов образуют несколько кластеров, из которых наиболее молодой соответствует интервалу 540-560 млн. лет. Таким образом, первичная терригенная порода, из которой сформировались изученные парасланцы и метапесчаники, накапливалась не ранее позднего венда – раннего кембрия.

Вполне вероятно существование и реликтов докембрийских породных комплексов в центральной части Красноленинского свода. Об этом можно судить по большому числу установленных протерозойских и даже позднеархейских возрастов цирконов, а также по гнейсовидному облику некоторых кристаллических сланцев. Однако их объём, по нашему мнению, значительно уступает объёму палеозойских комплексов.

Триасовые породы ранее были известны в северной и западной частях Талинской площади, относящихся к северо-восточной части Даниловского грабена. В последние годы были получены новые определения геологического возраста, доказывающие распространение триасовых эффузивно-осадочных образований на Красноленинском своде в узких депрессиях в пределах Талинской террасы и Пальяновского прогиба.

Для гранитоидов, вскрытых на Каменной площади, U-Pb методом по цирконам были получены значения возраста, соответствующие ранней и средней перми. В то же время на Рогожниковской площади многочисленные определения возраста кислых эффузивов группируются в интервале поздней перми, частично

захватывая среднюю пермь и триас. Эти данные говорят о продолжительном этапе кислого магматизма на протяжении всего пермского периода со смещением активности на северо-восток.

На основе U-Pb датировок керна биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов Ем-Еговской площади, установлен также позднедевонский возраст, что позволяет отнести их к образованиям более раннего этапа кислого магматизма.

Результаты изучения состава и определений возраста горных пород доюрского основания Красноленинского свода легли в основу их обновленной стратификации. Выделены докембрийский комплекс регионально метаморфизованных орто- и парасланцев, ранне-среднепалеозойский (условно досреднедевонский) комплекс глинисто-кремнисто-хлоритовых сланцев, девонско-раннекаменноугольный комплекс глинисто-углеродистых сланцев, терригенно-карбонатных и вулканогенных пород. В триасе показана туринская серия, сложенная преимущественно основными эффузивами с подчинённой долей терригенных и пирокластических пород. На северо-востоке рассматриваемой территории также выделяется рогожниковская толща преимущественно кислых эффузивов позднепермско-раннетриасового возраста.

По результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации была построена новая схематическая геологическая карта поверхности доюрского основания Красноленинского свода (рис. 1).

Тектоническая позиция свода в зоне сочленения главных складчатых систем доюрского основания Западно-Сибирской плиты – Уральской и Центрально-Западно-Сибирской – предопределила сложное и разнонаправленное развитие структурных элементов и дизъюнктивных нарушений.

Ядра антиклиналей в центральной части свода образованы пермскими гранитоидными батолитами, к которым примыкают наиболее древние регионально метаморфизованные кристаллические сланцы и парagneйсы позднего протерозоя. На них в свою очередь налегают менее метаморфизованные апотерригенные и аповулканогенные сланцы раннего – среднего палеозоя. В синклинальных прогибах между гранитными массивами сохранились фрагменты среднепалеозойских глинистых и глинисто-кремнистых сланцев и метапесчаников.

На западе рассматриваемого района и локально в его центральной части на складчато-блоковую структуру палеозойского основания наложены триасовые тафrogenные впадины, являющиеся восточными ветвями Даниловского грабена. Они выполнены эффузивно-терригенными породами туринской серии триаса.

Расположенная на северо-востоке свода Рогожниковская депрессия, впоследствии инвертированная в вал, начала формироваться ещё на орогенной стадии в позднепермское время, и развивалась в раннем триасе, как межгорная впадина. Она заполнялась кислыми продуктами извержения магматических очагов цен-

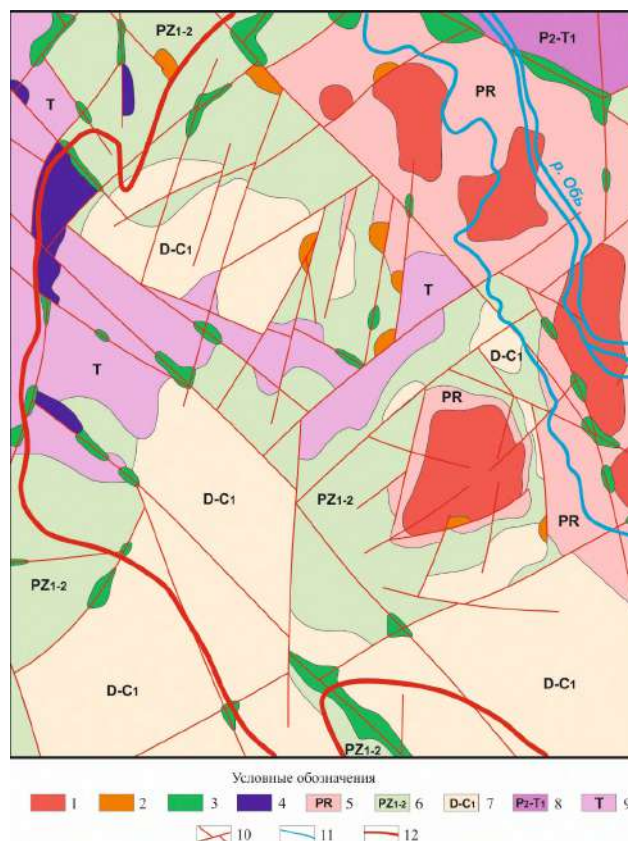


Рис. 2. Схематическая геологическая карта поверхности доюрского основания Красноленинского свода.

Условные обозначения: 1–4 – интрузивные комплексы: 1 – кислые (граниты, гранодиориты, аляскиты), 2 – средние (диориты, монзониты), 3 – основные (габбро, долериты, пироксениты), 4 – ультраосновные (серпентиниты апотерридитовые, апогарцбургитовые); 5–9 – осадочно-вулканогенно-метаморфические формационные комплексы: 5 – протерозойские (сланцы кристаллические, кварц-альбит-серицитовые, серицит-хлоритовые, двуслюдяные, кварцево-слюдистые, гнейсы, кварциты), 6 – ранне-среднепалеозойские (сланцы глинисто-слюдистые, глинисто-углеродистые, глинисто-хлоритовые, метапесчаники, метабазалы, метаандезиты, метатUFFиты основного и среднего состава), 7 – девонско-раннекаменноугольные (метапесчаники, сланцы глинистые, глинисто-углеродистые, глинисто-кремнистые, глинисто-слюдистые, известняки, андезитобазальты, риолиты и их туфы), 8 – позднепермско-раннетриасовые (эффузивы кислого состава), 9 – триасовые (базальты, андезито-базальты, и их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, песчаники, алевроаргиллиты углистые), 10 – разломы, 11 – речная сеть. 12 – граница Красноленинского свода.

тральной части свода. Таким образом, эта депрессия отличается от триасовых впадин западной части свода по составу заполняющих пород, по возрасту, и по тектонической природе.

Слабая выраженность линейных структур и отсутствие единой ориентировки рассматривается как

результат скучивания блоков фундамента в зоне коллизионного сочленения разнонаправленных Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатых систем. Эти процессы происходили на раннегерцинском, позднегерцинском, и, возможно, более молодом – уральском этапах тектогенеза. Образование в триасе тафrogenных впадин, заполненных основными эффузивами и осадочно-пирокластическими породами, завершило формирование тектонической структуры доюрского основания Краснотеннинского свода.

Литература

1. Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юфевев О.В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука. 1975. 44 с.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Схема тектоники Урало-Сибирского региона. // Горные ведомости. 2015. №10. С. 6–39.
3. Дубатовов В.Н., Краснов В.И., Богуш О.И., Задорожный В.М., Степанов С.А., Ратанов Л.С., Биджаков В.И., Запывалов Н.П., Сердюк З.Я., Мухина И.П. Стратиграфия палеозоя юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С.4–49.
4. Иванов К.С., Коротев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. // Геология и геофизика, 2009, Т.50, №4, С. 484–501.
5. Решения совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Под ред. В.И.Краснова. Новосибирск, 1999. 80 с., прил. на 12 листах.
6. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Материалы Всероссийской научной конференции. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 207–210.
7. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты. Ред. В.С. Сурков. Прил. 3 к книге «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты». М., «Недра», 1981. 143 с.

УДК 550.93:551.72:549.514.81(234.851)

ВОЗРАСТ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

А.А. Соболева¹, В.Л. Андреичев¹, Ю.В. Михайленко², В.Б. Хубанов³

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, aa_soboleva@mail.ru

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, yulia-v-m@mail.ru

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, khubanov@mail.ru

Впервые полученные U-Pb возрасты детритовых цирконов из кварцитопесчаников хобеинской свиты Приполярного Урала образуют интервал 862–2656 млн лет. Преобладают зерна мезопротерозойского возраста при подчиненном количестве нео- и палеопротерозойских и единичных неоархейских. Возраст трех наиболее молодых зерен – 927 ± 54 млн лет. Существенный вклад в формирование хобеинской свиты внесли кристаллические комплексы, одновозрастные комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена.

Ключевые слова: детритовые цирконы, U-Pb датирование, неопротерозой, хобеинская свита, Приполярный Урал

Obtained for the first time, U-Pb ages of detrital zircons from quartzite sandstone of the Khobeya Formation of the Subpolar Urals range from 862–2656 Ma. Mesoproterozoic grains predominate with a subordinate amount of Neo- and Paleoproterozoic and a few Neoarchean. The age of the three youngest grains is 927 ± 54 Ma. Crystalline complexes of the same age as those of Fennoscandia and the Central Russian Orogen made a significant contribution to the deposition of sediments of the Khobeya Formation.

Keywords: detrital zircons, U-Pb dating, Neoproterozoic, Khobeya Formation, Subpolar Urals

На Приполярном Урале доордовикские осадочно-метаморфические и магматические структурно-вещественные комплексы (доуралиды) развиты в пределах Ляпинского антиклинория, представляющего собой часть Центрально-Уральского мегаантиклинория, расположенного к западу от зоны Главного Уральского

надвига. Отложения хобеинской свиты (Львов, 1959) распространены в пределах тектонического блока доуралид, слагающего ядро Хобеинской брахиантиклинали. Свита залегает с разрывом на сланцах пуйвинской свиты и согласно перекрывается существенно карбонатными породами мороинской свиты. Породы мета-

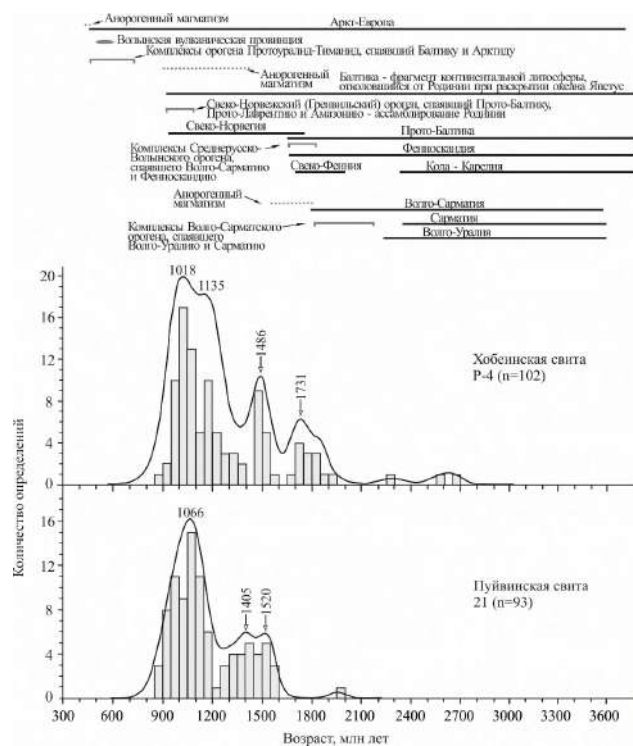


Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирконов из кварцитопесчаников хобеинской свиты и хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты

морфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

В составе хобеинской свиты преобладают кварциты, слагающие пласты и линзы мощностью от первых десятков метров до 100 м. Кроме того, присутствуют полосчатые сланцы мусковит-хлорит-кварцевого и мусковит-альбит-хлоритового состава, кварцитосланцы, известковистые сланцы и кварцитопесчаники. Мощность свиты 200–1000 м. Органические остатки в составе хобеинской свиты не найдены, поэтому ее позднерифейский возраст определяется по положению между пуйвинской свитой, для которой есть находки микрофоссилий среднерифейского возраста (Иванов и др., 2013) и датировки детритовых цирконов, свидетельствующие о ее вероятном образовании в позднем рифее (Пыстин, Пыстина, 2019), и мороинской свитой, содержащей верхнерифейский комплекс микрофоссилий (Иванов и др., 2013).

Хобеинская свита объединяет наиболее мощные терригенные обломочные толщи верхней части разреза доуралид и данные о возрасте и предполагаемых источниках ее детритовых цирконов весьма важны для уточнения стратиграфии Приполярного Урала.

Один из наиболее полных разрезов хобеинской свиты наблюдается на р. Пелингичей в береговых обнажениях высотой от нескольких метров до 10 м. Породы представлены белыми и светло-серыми кварцитопесчаниками, метаалевролитами и контрастно-полосчатыми кварц-серицитовыми алевросланцами. Для вы-

деления и датирования детритовых цирконов нами на правом берегу р. Пелингичей в 150 м вниз по течению от устья руч. Еркусей из коренного выхода светло-серых однородных кварцитопесчаников ($65^{\circ}13'20''$ с.ш. $60^{\circ}25'07''$ в.д.) была отобрана проба Р-4.

Все зерна циркона в пробе Р-4 хорошо окатанные, с матовыми или блестящими поверхностями, лишь в некоторых сохранились реликты граней призмы. Цирконы прозрачные и полупрозрачные, имеют светло-розовую, розовую или светло-желтую окраску, единичные зерна малинового цвета. Величина коэффициента удлинения зерен 1–4.

Возраст цирконов оценивался по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, поскольку все они оказались древнее 800 млн лет. Из проанализированных 110 цирконов было исключено семь зерен с дискордантностью более 10 % и одно зерно с величиной погрешности определения возраста, превышающей 15 % (2σ). Возрасты 102 зерен находятся в диапазоне 862–2656 млн лет, при этом наиболее часто встречаются цирконы с возрастными от 950 до 1200 млн лет с главным максимумом плотности вероятности (МПВ) 1018 млн лет и второстепенными – 1135, 1486 и 1731 млн лет (рис. 1). Превалируют зерна из мезопротерозойских комплексов с возрастными 1002–1564 млн лет (71 %). Зерна неопротерозойского (862–996 млн лет) и палеопротерозойского (1671–2288 млн лет) возраста встречаются намного реже (13 и 14 %, соответственно). Неоархейских цирконов в проанализированной пробе всего два (2564 ± 63 и 2656 ± 54 млн лет). Средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 927 ± 54 млн лет (95%, СКВО=0.78).

Для цирконов из пуйвинской свиты использованы данные из (Pystin et al., 2020). Подписаны МПВ. Над графиками отрезками отмечены временные диапазоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Балтики (Кузнецов и др., 2014).

Распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирконов из хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты, для сравнения построенное нами по (Pystin et al., 2020, приложение), получилось очень похожим. Возрасты цирконов попадают в интервал 867–1959 млн лет, с главным МПВ около 1066 млн и второстепенными – 1405 и 1520 млн лет. Здесь также подавляющую часть (75 %) составляют зерна с мезопротерозойскими возрастными, но неопротерозойскими датировками намного больше, чем палеопротерозойскими – 24 и 1 %, соответственно. Минимальный возраст цирконов, рассчитанный по трем самым молодым зернам, составляет 883 ± 76 млн лет (95%, СКВО=0.035). В пределах погрешности он соответствует минимальному возрасту цирконов из кварцитопесчаников хобеинской свиты, то есть отложения обеих свит накапливались в неопротерозое (позднем рифее), не ранее середины тония.

Применение теста Колмогорова-Смирнова (KS-теста) подтверждает сходство распределений возрастов детритовых цирконов в породах хобеинской и пуй-

винской свит. Величина KS-коэффициента – 0.28, что выше порогового значения 0,05, отвечающего стандартному уровню значимости 95 %. Это свидетельство того, что обломочные толщи обеих свит накапливались в едином осадочном бассейне, в который детритовый материал поступал из близких по возрасту кристаллических комплексов.

Преобладание детритовых цирконов с мезопротерозойскими возрастами в породах хобеинской и пуйвинской свит может быть результатом того, что обломочный материал поступал в эти отложения из разрушавшихся магматических и метаморфических пород с возрастными, сопоставимыми с кристаллическими комплексами Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Из трех блоков Балтики – Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии только в последнем широко представлены мезопротерозойские комплексы. Исключение составляют магматические породы машакского уровня с возрастом 1.36–1.41 млн лет, развитые на Южном Урале (Пучков, 2010) и относящиеся к Волго-Уралии.

Цирконы с датировками 2.0–2.1 млрд лет, обычные для Волго-Сарматского блока (Bogdanova, 2008; Кузнецов и др., 2014), в кварцитопесчаниках хобеинской свиты не обнаружены. Их нет и в сланце пуйвинской свиты (Pystin et al., 2020). Почти все зерна с палеопротерозойскими возрастными попадают в интервал 1.7–1.9 млрд лет, характерный для комплексов Среднерусского орогена, образовавшегося при коллизии Фенноскандии и Волго-Сарматии (Бибикина и др., 1995; Самсонов и др., 2005; Богданова и др., 2006; Claesson et al., 2001; Cocks, Torsvik, 2005; Bogdanova et al., 2008).

Таким образом, результаты датирования детритовых цирконов из кварцитопесчаников хобеинской свиты свидетельствуют о накоплении отложений в неопротерозое. Значимое сходство распределений U–Pb возрастов детритовых цирконов из кварцитопесчаников хобеинской свиты и метатерригенных пород пуйвинской свиты позволяет заключить, что отложения этих стратонов накапливались в едином осадочном бассейне, а источниками обломочного материала могли служить комплексы, разновозрастные комплексам Фенноскандии и Среднерусского орогена.

Литература

1. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р.М. и др. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 6. С. 68–78.
2. Богданова С.В., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. и др. Проект EUROBRIDGE: палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE: Очерки по региональной геологии России / Ред. Н.И. Павленкова. М.: РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ, 2006. С. 221–290.
3. Иванов В.Н., Жаркова Т.Б., Курзанов И.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 252 с.
4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые U–Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427–432.
5. Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 51–73. (Тр. НИИГА. Т. 105. Вып. 11).
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. 2019. № 2. С. 34–52.
8. Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Петрова А.Ю., Герасимов В.Ю. Тектонические этапы формирования Среднерусского складчатого пояса, центральная часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: геохимия, геохронология и петротектоника // Тектоника земной коры и мантии. Тез. докл. XXXVIII Тектонического совещ. Т. 2. М.: Моск. ун-т, 2005. С. 169–171.
9. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160, pp. 23–45.
10. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. V. 339, pp. 1–18.
11. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes's identity // Earth Sci. Rev. 2005. V. 72. pp. 39–66.
12. Pystin A. M., Pystina Yu. I., Ulyasheva N. S., Grakova O. V. U–Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. // International Geology Review. 2020. V. 62. No. 17. pp. 2189–2202. DOI: 10.1080/00206814.2019.1689533.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Н.Ф. Федорова, Д.А. Бычкова

ФГБОУ ВО «Астраханский государственный университет», Астрахань, Россия, serebryakov-74@mail.ru

Каспийский регион богат природными ресурсами, которые представлены минеральными, биологическими, агроклиматическими, бальнеологическими, рекреационными компонентами. Среди минеральных ресурсов особая роль принадлежит огромным запасам углеводородов – нефти и газу. Начало добычи нефти было положено в конце XIX в. на берегах Каспия. Затем в середине XX в. стал осваиваться каспийский шельф. В конце XX – начале XXI в. Каспий переживает второе нефтяное рождение.

Ключевые слова: Северный Каспий, региональные нефтегазоносные комплексы, залежь, пористость, проницаемость.

The Caspian region is rich in natural resources, which are represented by mineral, biological, agro-climatic, balneological, recreational components. Among the mineral resources, a special role belongs to the huge reserves of hydrocarbons – oil and gas. The beginning of oil production was laid at the end of the XIX century. on the shores of the Caspian Sea. Then, in the middle of the XX century, the Caspian shelf began to be developed. In the late XX – early XXI century. The Caspian is experiencing a second oil birth.

Keywords: Northern Caspian, regional oil and gas complexes, deposit, porosity, permeability.

Согласно результатам прогнозирования, запасы нефти в регионе составляют 15–22 млрд т. газа – 12–18 трлн. куб.м. На его шельфе открыты такие крупные месторождения, как Кашаган (Казахстан), Шах-Дениз (Азербайджан), Хвалынское (Россия) (рис. 1).

Одной из перспективных зон, способных заметно увеличить нефтегазовый потенциал Российской Федерации, является российский сектор Каспийского моря и сопредельные территории суши. Северная часть акватории Каспийского моря является стратегическим объектом изучения по добычи углеводородного сырья. Несмотря на изученность области, есть значительные геологические особенности северной акватории Каспийского моря, связанные с масштабным освоением открытых и новых гигантских месторождений нефти и газа (Лебедев, 1987).

Северный Каспий является наиболее выровненной и самой мелководной частью Каспийского моря. Это исключительно шельфовая зона. Максимальная глубина 26 м. Проведение в Северном Каспии сейсмических регионально-поисковых работ и высокое качество полученных материалов, позволило провести детальное расчленение разреза. Были стратифицированы 14 отражающих сейсмических горизонтов – от подошвы юрского комплекса отложений до кровли верхнего неогена.

На рассматриваемой площади в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений открыто три крупных многопластовых месторождения углеводородов: им. Ю. Корчагина (2000), Ракушечное (2001), им. В. Филановского (2005). Данные месторождения формировались в похожих геологических условиях и также расположены на территории Ракушечно – Широ́тной зон. В настоящее время на территории Ракушечно-Широ́т-

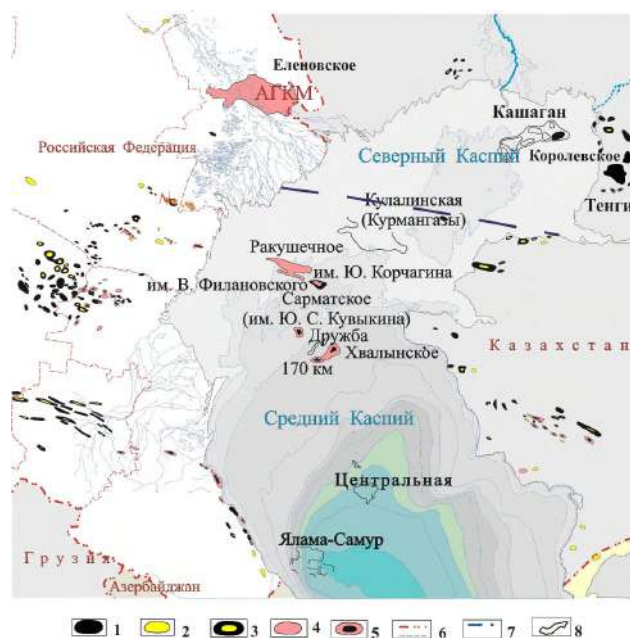


Рис. 1 Обзорная схема территории исследования

ной зоны поднятий пробурено 10 поисково-оценочных скважин, на месторождении им. Ю. Корчагина пробурены эксплуатационные скважины.

Вскрыты осадочные отложения мезозойско-кайнозойского чехла и переходного триасового комплекса, представленного толщей сильно дислоцированных и преобразованных пород. Анализ вскрытых отложений позволил выявить стратиграфическую неполноту и сокращенный характер мезозойско-кайнозойского разреза на сопредельных территориях.

По аналогии с региональными нефтегазоносными комплексами, установленными на прибрежных тер-

риториях Каспийского моря, в пределах акватории Каспия выделяются нефтегазоносные комплексы: пермо-триасовый карбонатный нефтеносный; юрский карбонатно-терригенный нефтегазоносный; нижнемеловой терригенный газонефтеносный; верхнемеловой карбонатный газонефтеносный; палеогеновый (палеоцен-эоценовый) газоносный; неоген-четвертичный (среднемиоцен-плиоценовый) терригенный нефтегазоносный (Глумов. 2004; Кабанов, 1984).

Основными нефтегазоносными комплексами в акватории Каспийского моря являются юрский и нижнемеловой. На месторождении им. Ю. Корчагина выделяется также и палеогеновый (палеоцен-эоценовый) преимущественно газоносный комплекс. В Ракушечно-Широтной зоне поднятий, расположенной в пределах Карпинско-Мангышлакского сложного вала, выделяются все три нефтегазоносных комплекса: юрский, нижнемеловой и палеогеновый, причем наиболее перспективным является нижнемеловой комплекс, на долю которого приходится 96,5 % всех запасов (Марабаев, 2005).

Юрский нефтегазоносный комплекс распространен на всей территории рассматриваемой НГО, но не везде в полном стратиграфическом объеме. В Ракушечно-Широтной зоне поднятий юрский нефтегазоносный комплекс залегает трансгрессивно на породах нижнего триаса. Полная толщина юрских отложений пройдена только двумя скважинами: 1 Широтной и 1 Ракушечной и составляет 913 м и 662 м, соответственно.

Юрский нефтегазоносный комплекс включает два подкомплекса, которые различаются литологическими особенностями коллекторов. В среднеюрском (нижним) подкомплексе коллекторами являются песчано-алевролитовые породы с глинистым флюидопором.

Байос-батские отложения часто высокые и хорошо проницаемые. Они представлены пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов и перекрываются сильно уплотненными непроницаемыми алеврито-глинистыми породами верхнебайос-нижнебатской толщи или келловей. Байосские коллекторы обладают пористостью 7,9–14,7 % и проницаемостью 0,0015–0,045 мкм³ (месторождение им. Ю. Корчагина). К батскому ярусу приурочена газоконденсатная залежь на месторождении им. Ю. Корчагина.

При испытании скважины 2 Широтная в интервале перфорации 1861–1871 м получен фонтанный приток газа и конденсата. Ловушка антиклинального типа, залежь пластовая сводовая. Коллектор представлен песчаниками порового типа с открытой пористостью 21 %. Залежь пластовая сводовая. Начальное потенциальное содержание конденсата 68,4 г/м³, удельный вес – 0,746 г/см³, удельный абсолютный вес газа – 0,836 г/л, не содержит сероводорода и гелия. Региональной покрывкой служат глинистые известняки и мергели в нижней части оксфордского яруса.

Верхнеюрский подкомплекс представлен коллекторами оксфордских, кимериджских и волжских отложений и распространен повсеместно. Отложения

подкомплекса в пределах отдельных тектонических структур отличаются различной стратиграфической полнотой или отсутствуют (Западно-Ракушечное и Морское месторождения). Отложения оксфордского яруса представляют собой неравномерное переслаивание известняков и мергелей. Кимериджская толща сложена порово-каверновыми, поровыми в различной степени трещиноватыми доломитами и известняками. Волжский ярус представлен каверно-поровыми слабо-известковистыми доломитами без примеси глинистого материала. Покрывкой служат глины готеривского яруса нижнего мела.

На месторождении им. Ю. Корчагина в отложениях волжского яруса в скважине 1 Широтная (в интервале 1544,0–1554,5 м) получен фонтанный приток нефти дебитом 377,5 м³/сут на штуцере диаметра 15,88 мм. Залежь нефти приурочена к 13-метровой пачке доломитов высокых, с пористостью 23–27 %. Нефтегазоконденсатная залежь волжского яруса неполнопластовая сводовая; этаж нефтеносности – 19,9 м; этаж газоносности – 17,2 м.

Нижнемеловой газонефтеносный комплекс в акватории северного Каспия распространен повсеместно и является основным продуктивным комплексом. В региональном плане основными продуктивными горизонтами являются неоком и апт. Альбские породы имеют меньшее значение. Нижнемеловой газонефтеносный комплекс представлен преимущественно терригенными породами. Региональными покрывками комплекса служат глинистые отложения среднего альба и мергельно-глинистая толща сеномана. Наиболее широкое распространение он имеет в Ракушечно-Широтной зоне поднятий, где открыты месторождения им. Ю. Корчагина, Ракушечное, им. В. Филановского.

На Ракушечном месторождении поисковой скважиной 1 Ракушечная установлена промышленная газоносность аптского и альбского ярусов. Из отложений барремского яруса в этой же скважине в процессе испытания получены лишь небольшие притоки нефти с водой. На месторождении им. Ю. Корчагина в скважине 1 Широтная получены фонтанные притоки газа с конденсатом. Газоконденсатная залежь промышленного значения открыта в песчаниках и алевролитах альбского и аптского ярусов.

Аптские отложения представлены песчаным и глинистым пластами. Альбские отложения сложены алевролитоглинистыми породами с прослоями песчаников, для которых характерно частое незакономерное переслаивание перечисленных литологических разностей. Региональными покрывками комплекса служат глинистые отложения среднего альба и мергельно-глинистая толща сеномана. Нефтяная оторочка вскрыта скважиной 2 Широтная. Тип коллектора на месторождении им. Ю. Корчагина поровый с открытой пористостью 25 % и проницаемостью 298 мкм². Залежь пластовая, сводовая, перекрыта 60 м толщей глин. Нефть высокопарафинистая, малосернистая, содержит незначительное количество асфальтенов и смол.

Палеоцен-эоценовый газонефтяной комплекс имеет широкое распространение в Восточном Предкавказье. Он сложен отложениями эоценовых известняков и доломитов, реже песчаников, с повышенной трещиноватостью. Комплекс надежно перекрывается региональной покрывкой, представленной глинистыми отложениями майкопской серии. Отложения комплекса характеризуются значительной фациальной изменчивостью и колебанием толщин.

Залежи данного газонефтяного комплекса разнообразны по типам: сводовые, тектонически и стратиграфически экранированные, небольшие по размерам и запасам. По характеру насыщения углеводородами преимущественно газовые, газоконденсатные, реже нефтяные. Вверх по разрезу находятся глинистые отложения майкопской толщи. Породы майкопского возраста, в целом, обладают высоким нефтегазоматеринским потенциалом, обеспечивающим формирование залежей в перекрывающем среднемиоценовом комплексе на западном обрамлении Каспия (Глумов, 2004).

Залежь газа, приуроченная к палеоцен-эоценовому газонефтяному комплексу, выявлена на месторождении им. Ю. Корчагина. Продуктивная часть разреза представляет собой небольшую пачку переслаивания

фораминиферовых известняков с прослоями мергелей и глин. Количество проницаемых пластов 4, толщина их меняется от 4,5 до 15,5 м. Коллекторы имеют среднюю пористость 0,24 %, газонасыщенность – 0,64. Тип коллектора поровый, залежь пластовая сводовая.

Проведенные ОАО «ЛУКОЙЛ» работы в Среднем и Северном Каспии свидетельствуют о высоких перспективах нефтегазоносности как лицензионных участков Компании, так и российского сектора моря в целом.

Литература

1. Глумов И.Ф. и др. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М: Изд-во «Недра». 2004. 342 с.
2. Кабанов А.И., Ломако П.М., Наримова А.А. Закономерности размещения зон газонефтеносности нефтегазоносных бассейнов Каспия. М.: ВНИИЭ-газпром. 1984. Вып. 2. 60 с.
3. Лебедев Л.И. и др. Каспийское море: геология и нефтегазоносность. М.: Наука. 1987. 209 с.
4. Марабаев Ж.Н. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного и Среднего Каспия. Алматы: ТОО «Арт Трибуна». 2005. 194 с.

УДК 551.24 (550.93)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУМСУНУРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

**В.Б. Хубанов, К.Д. Долгобородова, Б.Б. Дамдинов, А.А. Цыганков,
Т.Т. Врублевская, М.Л. Москвитина**

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

Геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, в рамках выполнения проектов Фундаментальных научных исследований № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9, АААА-А21-121011390002-2, Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН и грантов РФФИ (№ 18-05-00489 и 20-05-00344).

В настоящем сообщении представлены данные о возрасте неопротерозойских габброидов и гранитоидов (сумсунурский комплекс), прорывающих архейские гранитогнейсы Гарганского континентального блока, а также малых интрузий (даек, штоков), секущих мезопротерозой-неопротерозойские породы офиолитового комплекса (фрагменты Дунжугурской островной дуги) Восточного Саяна. Обсуждается время проявления, продолжительность и геодинамика неопротерозойского магматизма Гарганского континентального блока.

Ключевые слова: Сумсунурский комплекс, Восточный Саян, неопротерой, активная континентальная окраина

Data on the age of the Neoproterozoic gabbroids and granitoids (Sumsunur complex) are presented. The Sumsunur complex break through the Archean granite gneisses of the Gargan continental block and the Mesoproterozoic-Neoproterozoic ophiolite complex (Dunzhugur island arc). The time of occurrence, duration and geodynamics of the Neoproterozoic magmatism of the Gargan continental block are discussed.

Keywords: Sumsunur complex, Eastern Sayan, neoproterozoic, active continental margin

Практический интерес к магматическим комплексам Восточного Саяна в первую очередь обусловлен тем, что промышленно важные проявления золота про-

странственно совмещены с магматитами. В частности, месторождения Зун-Холба, Пионерское, Владимирское и ряд мелких проявлений располагаются в непо-

средственной близости с гранитоидами сумсунурского комплекса. При этом следует отметить, что сумсунурский комплекс является одним из крупнейших проявлений магматизма в Восточном Саяне.

В научном фундаментальном аспекте изучение интрузивных пород является ключом к пониманию глубинных процессов зарождения и эволюции магматических и рудно-магматических систем, установлению геодинамических обстановок в прошлом. В настоящее время породы, слагающие сумсунурский комплекс, в том числе ассоциирующие мафические и субвулканические тела, а также вмещающие породы, недостаточно полно изучены геохронологически. Дефицит подобной информации накладывает ограничения на интерпретацию петро-геохимических данных и палеогеодинамические реконструкции геологических процессов, возможно, причастных к рудообразованию.

Сумсунурский комплекс объединяет в себе три батолитоподобных плутона (Амбартагольский, Гарганский и Урикский), площадь каждого из них – от 70 до 300 км², которые прорывают породы Гарганского континентального блока (глыбы). Наиболее крупный из них – это Амбартагольский многофазный плутон, сложенный кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Кроме того, в его состав включают тела габброидов, выступающих как ранняя фаза. В пределах плутона также распространены дайковые тела фельзитов и диабазов, которые рядом исследователей выделялись в самостоятельный холбинский комплекс малых интрузий (Кузьмичев, 2004). С помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода (Хубанов и др., 2016) нами было проведено датирование цирконов, выделенных из габбро, кварцевого диорита, плагиогранита и фельзитовой дайки. Для цирконов из габбро получена дата 829±5 млн лет; для кварцевого диорита – 824±4 млн лет; для плагиогранита – 822±4 млн лет; для фельзита – 821±6 млн лет. При этом возраст гранитоидов соседнего Гарганского батолита составляет 790 млн лет (Кузьмичев, 2004), а комагматичных андезит-дацит-риолитовых вулканитов и туфов сархойской серии – 770–800 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2011). Были изучены также гранитные дайки, рвущие углеродистые сланцы с прослоями амфиболитов и метатуфов в подножье Улан-Сарьдагского ультрабазитового массива, относящиеся к Дунжугурскому офиолитовому комплексу. Для гранитной дайки Улан-Сарьдагского участка получена дата 821±3 млн лет.

Среди мелких гранитоидных тел, прорывающих офиолитовые ассоциации, ранее был изучен Таинский гранодиорит-тоналит-плагиогранитный шток, вмещающий одноименное золоторудное месторождение в Оспинско-Китойском ультрабазитовом массиве (Дамдинов и др., 2020). Геологическое положение этого штока среди серпентинитов, геохимические характеристики, существенная метасоматическая переработка пород его периферии (углеродизация, лиственитизация, окварцевание и оруденение гранитоидов) указывают на то, что породы штока имеют островодужное

происхождение. Для цирконов из тоналитов Таинского штока получен возраст 853±10 млн лет; ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопный возраст по амфиболу из углеродизированных гранитоидов Таинского штока составляет 855.8±5.1 млн лет, что близко Re-Os изотопному возрасту молибденита из образца серицитизированного мелкозернистого плагиогранита, вмещающего золотое оруденение (Дамдинов и др., 2020). Следует отметить, что эти датировки близки по возрасту к самым молодым обломочным цирконам из вулканокластики дунжугурской островодужной толщи (Кузьмичев, Ларионов, 2013).

В целом, для батолитовых гранитоидов и малых гранитоидных интрузий, секущих офиолитовый комплекс, отмечаются близкие вещественные характеристики – на дискриминационных диаграммах Пирса фигуративные точки их составов образуют единое поле в области производных надсубдукционных обстановок.

Для всех мафических пород на мультиэлементных диаграммах имеются отчетливо выраженные минимумы для высокочarged элементов Ta и Nb, а также отчетливые максимумы для крупно-ионных элементов K, Rb, Ba, Sr и Th. При этом Nb-Ta минимум для ранних габброидов (~830 млн лет) менее выражен. Дефицит высокочarged компонентов в литосферных магмах обусловлен их выплавлением в деградированных условиях, что вполне возможно в надсубдукционной литосферной мантии. Однако отличительные геохимические характеристики габброидов, по-видимому, отражают взаимодействие разноглубинных мантийных магм (литосферных и астеносферных), что вполне реализуемо при возникновении разрыва, погружающегося, слэба (Slab Window) в надсубдукционной обстановке.

Таким образом, изотопно-геохронологические исследования подтверждают данные о продолжительности магматизма Дунжугурской островной дуги от 1050 млн. лет до 850 млн. лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013). Время коллизии дуги и Гарганского континентального блока и возникновение активной континентальной окраины фиксируется началом формирования сумсунурского комплекса (830–820 млн лет). При этом возраст габброидов (829±5 млн лет), по-видимому, отражает плавление надсубдукционной литосферной мантии на ранней стадии развития данной геодинамической обстановки в условиях теплового и вещественного воздействия подстилающей астеносферной мантии.

Литература

1. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Хубанов В.Б., Миронов А.Г., Травин А.В., Дамдинова Л.Б. Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотосных гранитоидов Восточного Саяна // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–83.
2. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва: Пробел-2000. 2004. 192 с.

3. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т.54 (1). С. 45–57.
4. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~700-800 млн. лет) вулканический пояс Андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т.52 (7). С. 875–895.
5. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, 57 (1), С. 241–258.

УДК 551.1/4

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Т.К. Царегородцева

Геологический Институт РАН, Москва, tatiana.bakay@bk.ru

В работе были получены важные дополнительные представления о строении плиоцен-четвертичного комплекса осадочного чехла Южно-Каспийской впадины на основании проведенного анализа методами сейсмостратиграфических исследований. Также была рассмотрена история развития впадины в миоцен-четвертичное время.

Ключевые слова: сейсмостратиграфия, Южно-Каспийская впадина.

In this work, important additional ideas about the structure of the Pliocene-Quaternary complex of the sedimentary cover of the South Caspian basin were obtained on the basis of the analysis performed by the methods of seismic stratigraphic studies. The history of the formation and development of the depression in the Miocene-Quaternary was also considered.

Keywords: seismostratigraphy, South Caspian basin.

Интерес к Южно-Каспийской впадине вновь возрастает, в связи с обнаруженными новыми крупными скоплениями углеводородов. Впадина исследовалась длительный промежуток времени, но, несмотря на это, изучена неравномерно. Современные методы исследований позволяют заполнить эти пробелы.

На юге Южно-Каспийская впадина ограничена складчатыми сооружениями Малого Кавказа и Эльбурса, на западе – Дзирульским массивом, а на востоке – складчатым сооружением Копет-Дага. На севере граница впадины проходит по тектоно-седиментационному уступу, обозначенному по юго-восточному краю Песчаномысско-Самурской седловины (Осадочные бассейны..., 2004).

В связи с тем, что большая часть территории впадины расположена в акватории, где глубины могут превышать 1 км, основным материалом для изучения особенностей строения является данные сейсморазведки.

На основании сейсмостратиграфического анализа геолого-геофизических данных была восстановлена плиоцен-четвертичная история развития Южно-Каспийского осадочного бассейна. Мощность осадочного чехла в Южно-Каспийской впадине достигает 22 км. При этом отложения плиоцен-четвертичного комплекса имеют мощность более 10 км и имеют широкое распространение (Осадочные бассейны..., 2004; Хаин, 2005).

С конца палеогена под влиянием коллизионных событий, связанных с закрытием океана Палеотетис про-

исходило постепенное сокращение морских бассейнов Паратетиса, охватывающих и изучаемый регион. Последним временем существования морского Каспийско-Черноморского бассейна, имевшего связь с океаном, был понтический век - поздний миоцен (Хаин, 2005; Осадочные бассейны..., 2004).

Впадина начала формироваться в конце миоцена под влиянием орогенных движений в Эльбурсе, Кавказе и Копетдаге. Эти движения изолировали Каспийский регион от океана и вызвали интенсивные эрозионные процессы. В плиоцене была выработана мощная эрозионная долина реками палео-Волгой, палео-Донем, палео-Уралом, палео-Самуром. В результате этого в Южном Каспии сформировалась впадина глубиной 700-800 м. Разрабатывая такую широкую долину, они сносили огромное количество материала в Южно-Каспийскую впадину, интенсивно заполняя ее большим объемом осадков, привносимым различными агентами сноса (палео-Амударья, палео-Кура, палео-Волга, палео-... Таким образом в плиоценовом замкнутом бассейне шла лавинная седиментация (в среднем около 2,0 км/млн лет), которая привела к накоплению осадков мощностью 8-10 км (Ализаде и др., 2018).

В ходе изучения геолого-геофизической информации в строении отложений плиоцен-четвертичного комплекса было выявлено характерное присутствие косослоистых проградационных толщ. Их накопление происходило в условиях крупного внутриконтинен-

тального Каспийского бассейна. Важной особенностью строения нижнеплиоценовых отложений является омоложение ее подошвенных слоев при движении от центра впадины к бортовым частям. Наибольшие мощности нижнего плиоцена (до 5 км) установлены в западных районах Южного Каспия, в восточных частях мощности несколько меньше (Царегородцева и др., 2019).

Также на протяжении длительного времени существовали сложности в сопоставлении красноцветной (Туркменской) и продуктивной (Азербайджанской) толщ между собой, что объясняется множественностью источников обломочного материала и отсутствием достаточно надежной фаунистической основы. Благодаря методам сейсмостратиграфических исследований удалось сопоставить продуктивную и красноцветную толщи между собой.

В результате проведенного анализа были получены важные дополнительные представления о строении плиоцен-четвертичного комплекса осадочного чехла, а именно было проведено сопоставление продуктивной и красноцветной толщ, выделены области с клино-

форменным строением и депрессионным характером отложений, прослежены несогласия, выклинивания отдельных толщ, получены представления об условиях залегания.

Литература

1. Ализаде А.А., Гулиев И.С., Мамедов П.З., Алиева Э.Г., Фейзуллаев А.А., Гусейнов Д.А. Продуктивная толща Азербайджана. М.: Недра, 2018. Т. 1. 305 с.
2. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Леонова Ю.Г., Воложа Ю.А.). М.: Научный мир. 2004. 525 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 543)
3. Хаин В.Е. Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения // Геотектоника. 2005. №1. С. 40–44.
4. Царегородцева Т.К., Курина Е.Е. Проблемы границ, происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 386–391.

УДК 551.89

ПАЛЕОКРИОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО КВАРТЕРА

В.С. Шейнкман¹, В.П. Парначёв²

¹Институт криосферы Земли ФИЦ ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

Раскрыты особенности проявления палеокриологических и тектонических процессов в позднем квартере севера Западной Сибири. Глубокое промерзание горных пород в это время происходило в регионе параллельно с формированием в них сейсмических деформаций, которые связаны с активизацией неотектонических явлений в Арктике, а не с появлением и снятием нагрузки на земную кору ледниковых щитов. Закономерности палеокриологического развития региона показывают, что в его условиях такие щиты существовать не могут, и ранее за их следы принимались порожденные холодом образования иного происхождения.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, Западная Сибирь, палеокриология, неотектоника

Specifics of paleocryological and tectonic development in North-Western Siberia in the Late Pleistocene are disclosed. Strong rock freezing in that time occurred in the region in parallel with formation of seismic rock deformations which have been determined by neotectonic phenomena in Arctic, and not the initiation or taking down of glacial sheet load on earth crust. Regularities of paleocryological development in the region show that under its conditions such sheets cannot exist, and forms of other origin and yielded by cold are considered earlier as glacial relics

Keywords: Late Pleistocene, North-Western Siberia, Paleocryology, Neotectonic processes

Север Западной Сибири – регион со сложной геологической историей, интерпретация которой разными исследователями нередко порождает противоречивые взгляды и вызывает острую дискуссию в литературе. В отношении образований четвертичного периода дол-

гое время для данной территории применялась модель устойчивой платформы, которая в холодные эпохи покрывалась ледниковыми щитами. Соответственно и возможные проявления тектоники связывались тогда с возникновением или снятием нагрузки на земную кору

мощного тела таких щитов (Земцов, 1976; Архипов, 2000), тем более что в историческое время свидетельства сейсмособытий в виде ощутимых землетрясений фиксировались лишь непосредственно в Арктической зоне (Маловичко и др., 2015).

Для авторов особый интерес на севере Западной Сибири представляла зона, протягивающаяся от долины Средней Оби до Полярного круга (рис. 1–I). Она интересна тем, что если к северу от Полярного круга расположена область низкотемпературной криолитозоны с современными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), то в нашем случае мерзлота протаяла, но следы бывлой низкотемпературной криолитозоны, фиксируемой псевдоморфозами по ПЖЛ, встречаются повсеместно (рис. 1–II, III). При этом по всей толще ранее глубоко промороженных сартанских осадков ясно прослеживаются разнообразные сейсмодетформации (рис. 2). Кроме того, в южной части рассматриваемой зоны протянулась на правобережье Средней Оби невысокая (средняя высота 120 – 140 м, максимальная – 285 м) гряда Сибирские Увалы, которую авторы идентифицировали как молодое тектоническое поднятие (Шейнкман и др., 2017, 2020).

Врезающиеся в тело Сибирских Увалов реки вскрывают в основном песчаный аллювий, лежащий на цоколе морских неогеновых глин, причем верхние слои образующихся при этом речных террас, будучи подняты на высоту 20–40 м над урезом рек, имеют, согласно результатам проведенного авторами датирования (Шейнкман и др., 2017, 2020) сартанский, МИС2, возраст. Иными словами, активное поднятие толщи осадков, слагающих Сибирские Увалы, имело место, по крайней мере, в позднем плейстоцене, происходило со скоростью 2 – 4 мм/год и, скорее всего именно оно обусловило формирование сейсмодетформаций.

Сторонники ледникового щита сейсмодетформаций в теле Сибирских Увалов не фиксировали, и по аналогии с внешне похожими образованиями Русской равнины считали гряды конечной мореной древнего ледника, так как здесь кристаллический фундамент находится глубоко, но в теле Сибирских Увалов встречаются эрратические валуны. Проведя комплекс исследований в верхнем и среднем течении рек Вах, Таз, Пур и Надым и, предварительно проанализировав данные сторонников и противников отмеченной модели и изучив большой массив новой информации (Кузин, 2005; Чувардинский, 2012; Арктический бассейн..., 2017; Крапивнер, 2018), авторы пришли к иному выводу. Реликтов древних ледников ими выявлено не было – только господство процессов глубокого промерзания земной коры в квартере на фоне саморазвития речной сети, причем валуны были лишь вкраплены в толщу песчаного аллювия, являясь результатом обычного для сибирских рек ледово-речного разноса обломков горных пород (Шейнкман и др., 2017; Sheinkman, 2016).

Таким образом, отмеченные явления делают изученную территорию представительным регионом в плане отражения, с одной стороны, его палеокри-

генными структурами сдвига, в конце квартера, на севере низкотемпературной, характеризующейся наличием ПЖЛ криолитозоны, а с другой фиксации в этих ранее глубоко промороженных и, как результат, хрупких породах палеосейсмодислокаций.

Сначала рассмотрим ход палеокриогенеза – на примере ясно читаемых псевдоморфоз по ПЖЛ, вскрытых в низовьях р. Надым в районе пос. Пангоды благодаря многочисленным выемкам в этих местах песчаного аллювия для строительных целей. Время начала заполнения псевдоморфоз удалось определить при проходке шурфов на дне одного из карьеров, где выемкой были срезаны верхние части псевдоморфоз, а их нижние части выделялись на поверхности небольшими выпуклостями, противостоящими эрозии ввиду заполнения исходно увлажненным и уплотненным субстратом. В таких местах образцы из нижних частей псевдоморфоз дали ^{14}C -возраста ~13–14 тыс. л. н. – один из шурфов показан на рис. 2–II. Полный профиль псевдоморфоз показала расчистка стенки карьера, которая позволила увидеть строение крупных псевдоморфоз. Они хорошо выражены (рис. 2–III), достигали 5–6 м по вертикали, 3–4 м по горизонтали, и для них было характерно заполнение сизого цвета с бурым окаймлением, сопряженным с лежащей сверху криогидроморфной почвой – факт формирования былых ПЖЛ в условиях достаточного для их питания увлажнения. К сожалению, гумуса в образцах из псевдоморфоз не хватило для ^{14}C -датирования, но по образцам поверхностных подзолов вверху псевдоморфоз получено несколько среднеголоценовых дат (одна из них показана на рис. 2–III), что позволило определить время окончания развития псевдоморфоз.

Облик узкой нижней части псевдоморфоз говорит, что зарождение их было эпигенетическим и вначале шло по типу изначально грунтовой жилы: концы жилы ветвятся, а слои вмещающего аллювия отогнуты вниз – такие жилы характерны для дренированных песков. Данную фазу можно на наш взгляд сопоставить с началом криохрона МИС2, а в основное его время шло активное наращивание сингенетических, клин-в-клин, ПЖЛ при температуре пород, определяющей (Романовский, 1977) рост ПЖЛ в песках – порядка ~–5°C. Об этом говорит расширение жилы, ее ступенчатый контур и отжимание вверху слоев вмещающего аллювия вверх и в стороны. В самом верху контур жилы сопряжен с реликтами криогидроморфной палеопочвы на прежней подошве сезонно-талого слоя – итог стабилизации поверхности толщи осадков, прекращения синкриогенного роста ПЖЛ и их перехода на время, необходимое для образования этой почвы (первые тысячи лет) вновь на развитие по эпигенетическому типу. В конце МИС2, в терминальную фазу криохрона, началось таяние ПЖЛ с замещением их минерально-почвенным субстратом. А к середине голоцена, когда начал формироваться поверхностный подзол, ПЖЛ вытаяли полностью, и криогидроморфная почва стала реликтовой, частично редуцированной в ходе разви-

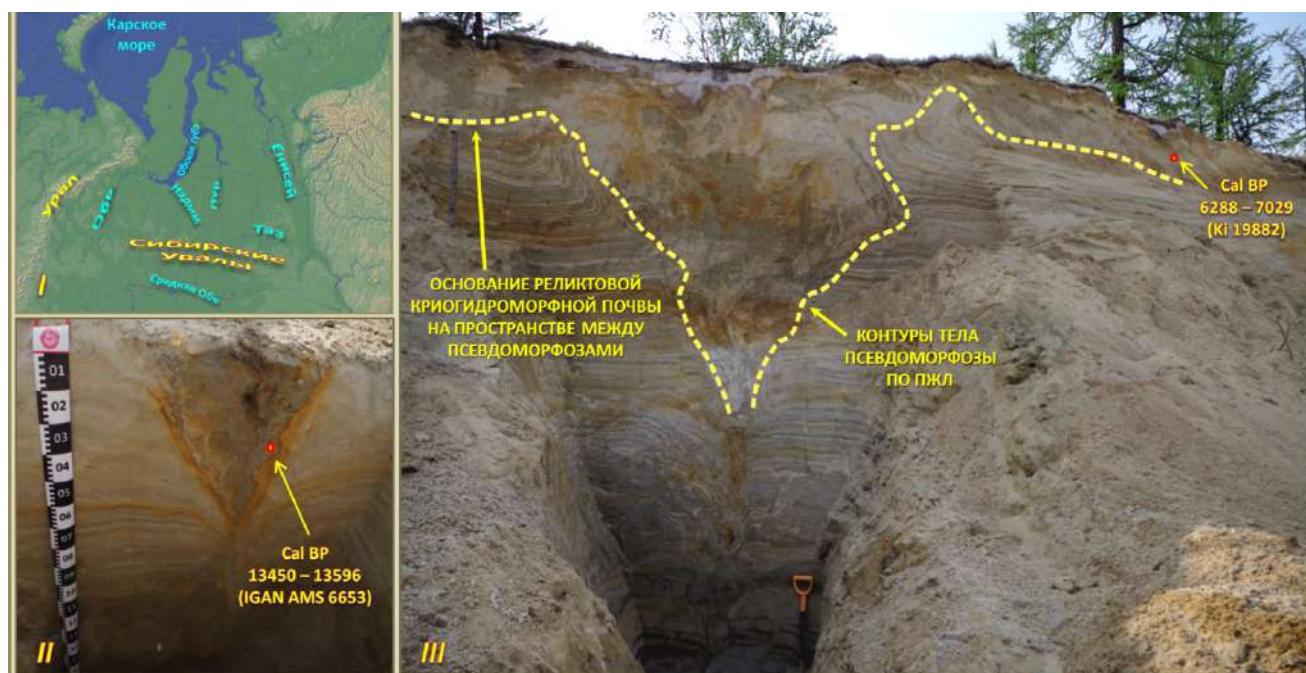


Рис. 1. I – картосхема региона; II – вскрытая при проходке шурфа нижняя часть псевдоморфозы по ПЖЛ в днище карьера в низовьях р. Надым вблизи пос. Пангоды; III – полный профиль псевдоморфоз по ПЖЛ, вскрытых в стенке карьера в низовьях р. Надым вблизи пос. Пангоды. Фото из архива В.С. Шейнкмана

тия подзола, который может формироваться только на талых, хорошо дренированных породах.

Условия палеокриогенеза с глубоким промерзанием пород несовместимы с развитием ледниковых щитов, поэтому гряда Сибирские Увалы может быть только результатом тектонических процессов. Предпосылки для таких процессов определялись структурно-геодинамической зональностью данной территории (Григорьев, Макаров, 2014), но в отложениях квартера ранее их следы здесь не искали, поскольку всё старались объяснять моделью с ледниковыми щитами. Хотя в соседних районах Арктики только в 2015 г. зарегистрировано (Маловичко и др., 2017) 6 землетрясений с магнитудой от 3.7 до 4.5, и тектонической активностью фиксировалась здесь давно, а об активном блоковом поднятии изучаемой территории говорит повсеместное наличие высоких террас – итог врез рек в толщу аллювия. Их высота достигает в Сибирских Увалах 30–40 м и 15–25 м в среднем течении текущих отсюда на север рек Надым, Таз и Пур. Объяснить врез рек иными процессами не получается, и авторы считают, что поднятие можно связать с давлением на кристаллическое основание Западносибирской плиты со стороны срединно-океанического хр. Гаккеля (Арктический бассейн..., 2017), расширяющегося в квартере. Это давление обеспечило вздымание данной территории, в частности – в районе Сибирских Увалов.

При этом в песчаном, ранее глубоко промороженном теле террас авторы выявили много сейсмичности – различные дислокации осадков, разрывные нарушения, проявления ликвифакции (рис. 2). Обычно ликвифакция проявляется в неконсолидированных породах (что наблюдалось авторами, например, во

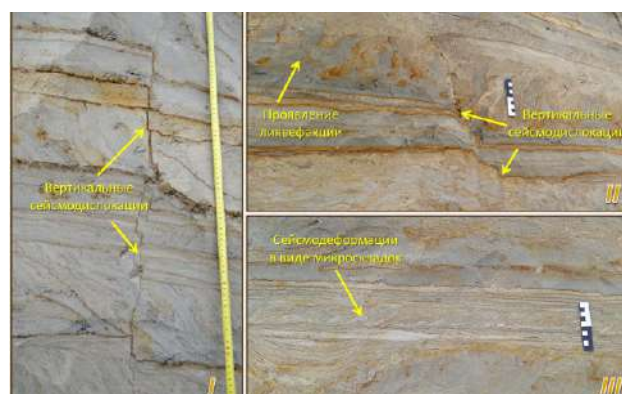


Рис. 2. Различные сейсмодетформации в позднелеистоценовых аллювиальных осадках 20-м Надымской террасы; окрестности г. Надым. Фото из архива В.С. Шейнкмана

время землетрясения 2003 г. на Алтае), и в нашем случае отмечалась она в ранее талых осадках. Тогда как разрывные деформации фиксировались (рис. 2-I) в породах, прежде консолидированных мерзлотой. Интересно, что) слои с проявлением ликвифакции, будучи потом проморожены, также оказывались в зоне сдвиговых смещений (рис. 2-II). Наряду с разрывами, перемещением и смещением слоёв были обнаружены и напряжённые микроскладки (рис. 2-III), свидетельствовавшие о значительном субмеридиональном сжатии: судя по наклону осей складок, максимальное его воздействие осадки испытали именно со стороны хр. Гаккеля – в направлении север-северо-восток – юг-юго-запад. Вообще явление ликвифакции для оценки сейсмических событий предложено применять А.А. Никоновым (2007) на основании соотношения меж-

ду порогом возникновения её структур и магнитудой порождающих их землетрясений. Согласно этому, текстуры внедрения (в виде язычков пламени и др.) вызываются землетрясениями 7–8 баллов по шкале MSK-64, а лежащие складки с внутренними разрывами и надвиговые структуры при широком распространении деформаций – более 8 баллов. Однако в работе (Мусатов, 1990) отмечено, что для их реконструкции нужно знать изначальные реологические свойства и мощность ликвифицированных и перекрывающих осадков, механизм деформаций и многие другие параметры. Поэтому однозначно о взаимоотношении между степенью ликвификации и интенсивностью землетрясений пока судить нельзя. Помогает оценка блоковых смещений горных пород. Вдоль глубинных разломов по всей их системе в нашем регионе развиты крупные морфоструктуры сдвигового и взбросово-сдвигового типа (Чувардинский, 2012), включая сопряжённый с Сибирскими Увалами трансзападносибирский разлом. Позднекайнозойская тектоническая активность проявлялась здесь (Гоговенков и др., 2007) на всех стратиграфических уровнях; следы её активизации в позднем квартале и голоцене нашли, как было установлено авторами, отражение и в верхних частях высоких террас региона, осадки которых идентифицированы авторами молодой сартанский (МИС2) аллювий.

Как показало изучение псевдоморфоз по ПЖЛ, в криохрон МИС2 толща песчаного аллювия промерзала, консолидировалась, становилась хрупкой, и во время землетрясений легко поддавалась разрывным деформациям. В низовьях Надыма это подтверждается тем, что здесь повсеместно встречаются высокие террасы, в теле которых развиты псевдоморфозы по ПЖЛ – индикатор глубокого промерзания пород, и в среде этих осадков вне зоны формирования псевдоморфоз, в том числе в слоях, подстилающих толщу с ними, широко представлены секущие всю сартанскую толщу вертикальные трещины (см. рис. 2-И). Смещение слоёв вдоль них составляет 5–10 см, порой до 15 см, причём такие трещины не связаны с областью оседания блоков породы при вытаивании ПЖЛ – это могут быть только сейсмичности. В работе (Никонов, 2007) наличие ликвификации считается свидетельством высокой сейсмичности, но на наш взгляд величина фиксированных смещений слоёв позволяет говорить об их возникновении во время землетрясений меньшей, интенсивностью до 5–6 баллов, по всей вероятности, силы

Вздымание рассматриваемой территории толщи к северу от Сибирских Увалов на 20-м высоту, а в восточной их части – на высоту до 40 м не раньше начала голоцена говорит о высокой скорости этого поднятия. Отмеченные оценки в 2–4 мм/год в любом случае означают высокую активности тектонических процессов в регионе в позднем квартале – в МИС2 и ранее в МИС3. Процесс такого вздымания продолжается и его

необходимо учитывать при возведении инженерных сооружений.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология. 2017, 291 с.
2. Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 6. С. 792–799.
3. Григорьева С.В., Макаров В.И. Новейшая структурно-геодинамическая зональность Западно-Сибирской платформы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 2. С. 114–126
4. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.
5. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск, 1976, ТГУ, 344 с.
6. Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. ГЕОС. 2018. 320 с.
7. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: Издательство Государственной полярной академии. 2005. 176 с.
8. Маловичко А.А., Коломиец В.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2015 году // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 4. С. 21–34.
9. Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.
10. Никонов А.А. Сейсмодетектирование в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2. Иркутск: ИЗК. 2007. С. 56–58
11. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
12. Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Издательство Кольского научного центра РАН. 2012. 179 с
13. Шейнкман В. С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Том 494. № 1. С. 82–86.
14. Шейнкман В.С., Мельников В. П., Седов С. Н., Парначёв В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // ДАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.
15. Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International. V. 420. 2016. pp. 15–23.

ПРОБЛЕМА ТРАНСГРЕССИЙ–РЕГРЕССИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА РОССИЙСКОМ АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА КРИОЛИТОЗОНЫ

Н.А. Шполянская

Ухтинский государственный технический университет, кафедра экологии, землеустройства и природопользования. Ухта, Коми, Россия, nellashpol@yandex.ru

Рассматриваются спорные вопросы четвертичной истории Российской Арктики. Анализ криолитозоны приводит к определенному выводу, что 1) морской бассейн в Западном секторе в плейстоцене существовал, и причиной трансгрессии была не гляциоэвстатика, а спрединг в хребте Гаккеля в Арктическом бассейне; 2) регрессия Арктического бассейна в поздневалдайскую (сартанскую) эпоху в восточном секторе Арктики не превышала 50 м, а на основном пространстве западного сектора отсутствовала; 3) покровного оледенения на равнинах Российского Севера не было.

Ключевые слова: криолитозона, подземный лед, палеогеография, плейстоцен-голоцен, неотектоника, спрединг

The controversial issues of the Quaternary history of the Russian Arctic are considered. The analysis of the permafrost zone leads to a definite conclusion that 1) a sea basin in the Western sector existed in the Pleistocene, and the cause of the transgression was not glacioeustatics, but spreading in the Gakkel ridge in the Arctic basin; 2) the regression of the Arctic basin in the Late Valdai (Sartan) epoch in the eastern sector of the Arctic did not exceed 50 m, and was absent in the main space of the western sector; 3) there was no cover glaciation on the plains of the Russian North.

Key words: cryolithozone, ground ice, paleogeography, Pleistocene–Holocene, neotectonic, spreading

Трансгрессии и регрессии в плейстоцене в пределах Российской Арктики, их причины и размеры, входят в число главных спорных вопросов четвертичной геологии. Изучение вещественного состава отложений не приводит к однозначным результатам. Требуются дополнительные аргументы. К таковым можно отнести широко распространенную на Российском Севере и Арктическом шельфе криолитозону, возникшую еще в конце плиоцена. Подземные льды сохраняют в своем строении черты эпохи их формирования, а потому содержат в себе информацию о природных условиях плейстоцена. Изучение криолитозоны и подземных льдов позволило получить достаточно определенные ответы на ряд спорных вопросов.

Фактический материал. Главная черта криолитозоны на Российском Севере – это резкое различие между западным и восточным секторами Арктики. На равнинах Западного сектора преобладают пластовые подземные льды, на равнинах Восточного сектора – полигонально-жильные льды (рис. 1). Генетически это разные образования, и это указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

В Западном секторе развиты пластовые льды – крупные ледяные залежи, неоднородные по генезису, но в большинстве своем изначально субмаринного происхождения. Имеют свойства и черты, свидетельствующие о субаквальном формировании. Развиты в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме поздневалдайской). Возможность промерзания донных засоленных осадков непосредственно в море и образование вечной мерзлоты в субмаринных условиях исследована в работе (Шполянская, 2015). Под-

тверждением служит Баренцево-Карский шельф, где сейчас на глубоких участках (более 50 м) наблюдается современное новообразование донной мерзлоты (Рокос и др., 2009, 2018; Мельников. Спесивцев, 1995). Преобладание в отложениях региона этого типа льдов свидетельствует о трансгрессивном режиме и морском осадконакоплении в течение большей части плейстоцена (за исключением поздневалдайской эпохи) – и в ледниковые, и в межледниковые эпохи.

В поздневалдайскую эпоху Западный сектор развивался в континентальном режиме, на что указывает широкое распространение в отложениях полигонально-жильных льдов (сугубо континентальных образований). Как антагонисты ледников они указывают и на отсутствие в это время покровного оледенения. Последнее вытекает и из анализа материалов Мурманской АМИГЭ – разрезов донных отложений в Печорском море (Рокос и др., 2018): ни в одном разрезе нет ледниковых отложений (рис. 2), преимущественно морские, на мелководье в зырянское время аллювиальные, в каргинское – аллювиально-морские и в голоцене снова морские.

В Восточном секторе Арктики на равнинах повсеместно распространены полигонально-жильные льды (см. рис. 1). Они развиты в отложениях всех эпох плейстоцена, начиная с эоплейстоцена, и это значит, что Восточный сектор, в отличие от Западного, в течение всего плейстоцена (и в ледниковые, и в межледниковые эпохи) развивался в континентальном режиме. Присутствие полигонально-жильных льдов исключает и существование покровных оледенений на равнинах Восточного сектора Арктики во все эпохи плейсто-

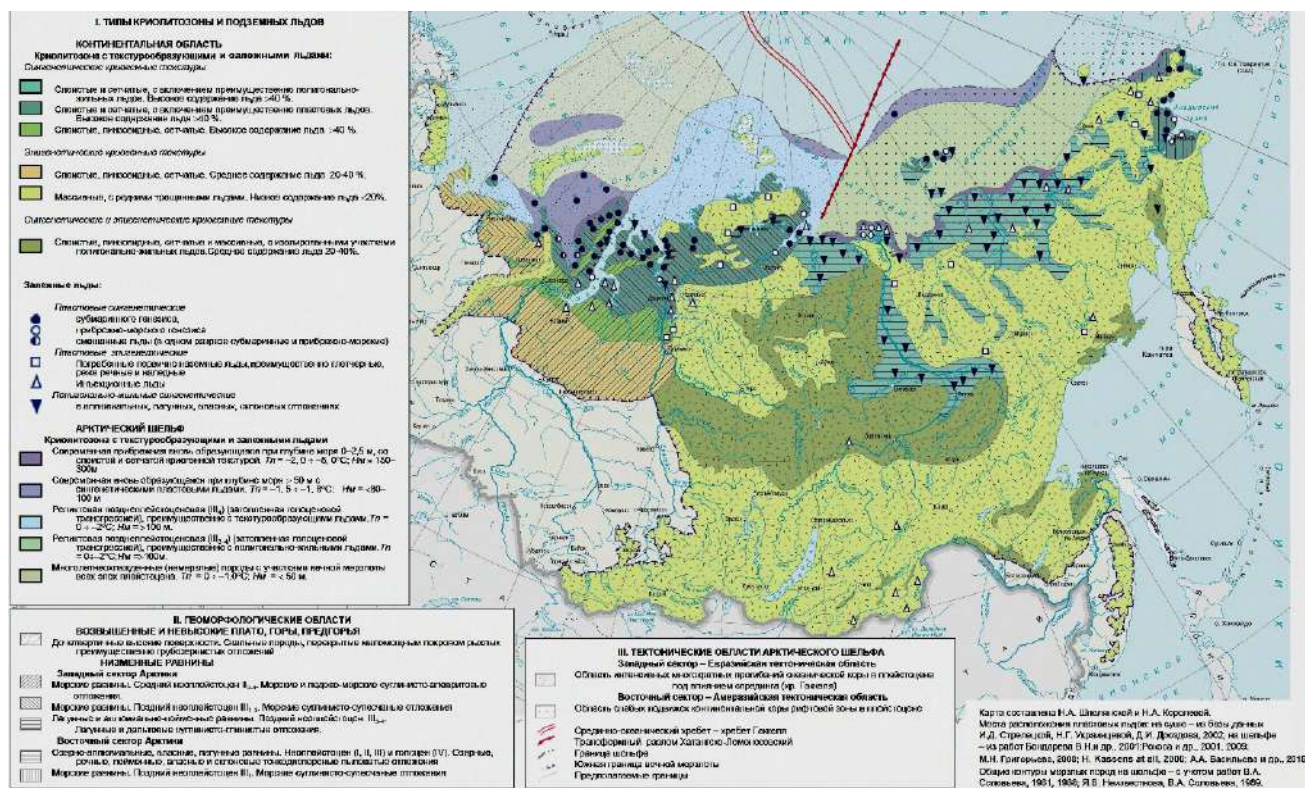


Рис. 1. Карта криолитозоны России (Шполянская, 2015)

цена. На Восточно-Арктическом шельфе, мелком, не более 40 м глубины, в отличие от Западно-Арктического, криолитозона реликтовая. Об этом свидетельствует затопленный ледовый комплекс сартанского возраста. Он же показывает, что на осушенном шельфе не было покровного оледенения. У внешней кромки шельфа, при глубине моря более 50 м, Российско-Германскими работами в море Лаптевых (Kassens et al, 2000) был вскрыт изначально субмаринный лед (см. рис. 1). Это подтверждает возможность промерзания донных осадков в Арктических морях на при глубинах моря более 50 метров.

Обсуждение фактического материала. Из всего материала следует важный вывод: фактический материал противоречит некоторым современным утверждениям.

Во-первых, не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». А отсутствие синхронного движения береговой линии исключает признанную сейчас причину колебания уровня моря – гляциоэвстатиду. Наиболее вероятно, основной причиной разнонаправленного развития двух секторов Арктики (в морском и континентальном режиме, соответственно) являются неравномерные тектонические процессы в Северном Ледовитом океане. Океан расположен на стыке двух литосферных плит – Евразийской на западе и Американо-Азиатской на востоке (Хаин, Лимонов., 2004; Лавров и др., 2012).

Это сформировало две разнородные океанические впадины – западную с океанической корой (ее замы-

кает хребт Ломоносова) и восточную с преимущественно континентальной корой. В западной впадине расположен срединно-океанический хребт Гаккеля, сформировавшийся в начале плиоцена 9,5 млн лет как продолжение срединно-океанического Атлантического хребта (Карасик, Рождественский, 1977). Спрединг в хребте, начавшийся в конце плиоцена (Хаин, Лимонов, 2004), продолжавшийся в плейстоцене и сейчас (хотя и менее активно), приводил к тому, что большие объемы воды вытеснялись на континент (Сорохтин, 2007). В раннем и среднем плейстоцене на Баренцево-Карский шельф, непосредственно примыкающий к области срединно-океанического хребта, было вытеснено много океанической воды, которая на равнинной прилегающей суше распространилась далеко на юг. На территории Европейского севера России и Западной Сибири образовался обширный морской бассейн (см. рис.1). Восточная впадина Арктического бассейна представлена преимущественно устойчивой континентальной корой. Это снижает ее динамичность. Спрединг в Хребте Гаккеля с востока прерывается трансформным разломом Чарли (Хатангско-Ломоносовским), к востоку от которого затухают движения земной коры (см. рис. 1). Восточный сектор Российской Арктики развивался в достаточно стабильном режиме.

Во-вторых, размеры последней регрессии Арктического бассейна в современной трактовке завышены. Исходя из приведенных фактов, поздневалдайская (сартанская) регрессия моря, которая, как принято считать, достигала 100–120 м, не могла превышать 50 м, а в ряде мест и вообще отсутствовала. К этому приводит

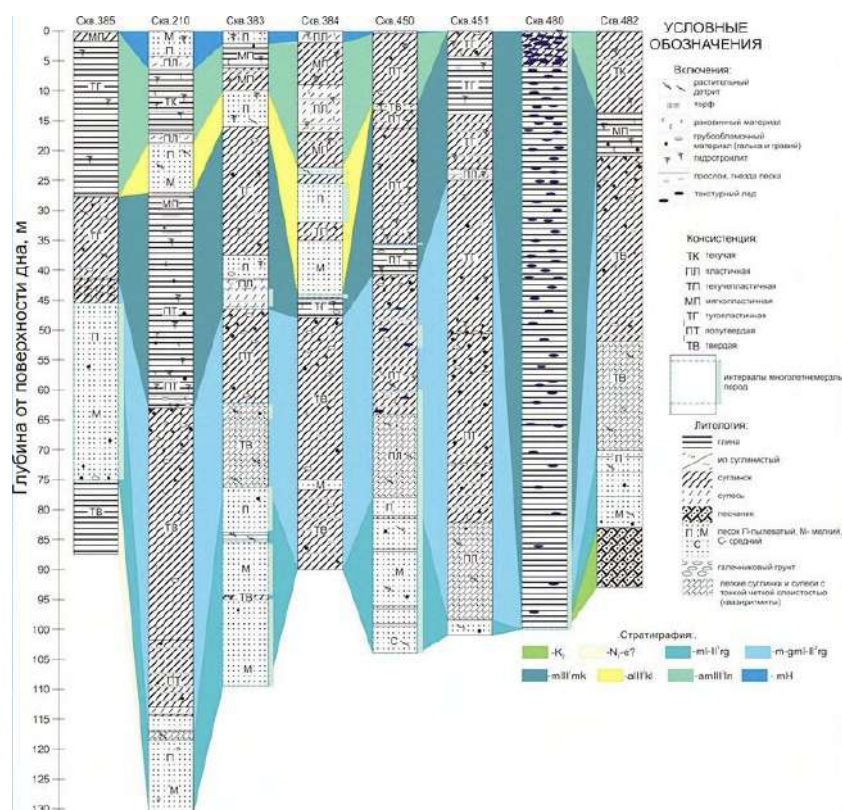


Рис. 2. Разрезы по скважинам на шельфе Печорского моря. Материалы Мурманской АМИГЭ (Рокос и др., 2018)

следующее. Восточный шельф с глубиной моря 20–40 м. осушался весь. При регрессии моря до изобаты 100–120 м должна была бы осушиться часть материкового склона за пределами внешней кромки шельфа. Однако у кромки шельфа при глубине моря более 50 м, как указывалось выше, встречен современный изначально субмаринный лед. Значит, осушения здесь не было. Так что регрессия Восточного шельфа не могла превышать 50 м. На Западном шельфе осушение, скорее всего, коснулось только отдельных мелководных участков, например, южной части Печорского моря. На основной территории бассейна осушения не было. Это вытекает из анализа упоминавшихся выше разрезов донных отложений Печорского моря (см. рис. 2). По скважинам видно, что основную часть разреза составляют морские и ледово-морские отложения, начиная с раннего плейстоцена. Они развиты в виде сплошного покрова мощностью до 130 м. В скв. 480 у Карских Ворот, где глубина моря 100 и более метров, осушения не было. Там морские отложения без перерыва залегают от дна моря и содержат в себе пластовые льды. Регрессия моря видна только в скважинах 210, 383, 384 на мелководных участках самого юга Печорского моря. Здесь зырянский аллювий появился только с глубины 45 м. Это самый глубокий врез. Рядом это только 30 метров.

На малое осушение указывает и батиметрический анализ морей Арктического шельфа, проведенный Б.А. Казанским (2008) из Тихоокеанского института океанологии. Он выявлял плотность распределения 100-метровых глубин на Арктическом шельфе. По его результатам, на шельфе Баренцева моря максимума

плотности распределения глубин 100 м вообще нет. Из этого следует, что шельф не осушался на больших площадях. Если бы он осушался до 100–120 м, то обязательно сформировались бы устойчивые 100-метровые поверхности, которые сохранились бы на затопленном шельфе.

Выводы

Выводы из проведенного исследования являются можно рассматривать как ответы на некоторые спорные вопросы четвертичной истории Российской Арктики.

– Морской бассейн в Западной Субарктике существовал.

– Регрессия моря не связана с ледниковой эпохой, так же как трансгрессия моря не связана с межледниковой эпохой.

– Изменения положения береговой линии имеют тектоническую природу. Роль гляциоэвстатики не прослеживается.

– Регрессия Арктического бассейна в поздневалдайскую (сартанскую) эпоху не превышала 50 м, а на больших пространствах западного сектора отсутствовала.

– Покровного оледенения на равнинах Российской Арктики в плейстоцене не было.

Литература

1. Казанский Б.А. Сравнительный батиметрический анализ шельфа Арктических морей по цифровым данным ЕТОРО 5 // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Мат-лы Междуна. Кон-

- ференции в Мурманске, вып 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 154–156.
2. Карасик А.М., Рождественский С.С. Структура оси разрастания океанического дна и закономерности ее формирования (на примере рифтовой зоны Североатлантического мегабассейна) // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 167–175
 3. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6). С.4–19
 4. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995, 195 с.
 5. Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. С. 38–41
 6. Рокос С.И., Костин Д.А., Куликов С.Н. Стратиграфическое расчленение толщи новейших отложений шельфа Печорского моря по материалам инженерно-геологического бурения. Презентация. // Мат-лы VI Международной конференции “Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана” в СПб 25–29 апреля 2018 г.
 7. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли (в серии «Науки о Земле»). М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 450 с.
 8. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель–Консалтинг», 2004. 269 с.
 9. Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики “глазами” подземных льдов. М.–Ижевск: институт компьютерных исследований, 2015. 344 с.
 10. Kassens, H., Bauch, H., Drachev, S., Gierlichs, A., Niessen, F., Taldenkova, E., Ruodoi, A., Thiede, I., and Wessels, M. The Transdrift VIII Expedition to the Laptev Sea: The Shelf Drilling Campaign of “Laptev Sea System 2000”, in Sixth Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System, Terra Nostra, 2000. No. 8. pp. 39–40;

A NEWLY RECOGNIZED 2 000 KM LONG BOLIDE AIRBURST CHAIN, PHOEBE REGIO, VENUS

E.G. Antropova^{1*}, C.H.G. Braga¹, R.E. Ernst^{1,2}, K.L. Buchan³, H. El Bilali², J.W. Head⁴

¹Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia, *ekatanthropova@yandex.ru

²Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada

³273 Fifth Ave., Ottawa, Ontario, Canada

⁴Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Brown University, Providence, RI 02912, U.S.A.

В статье представлены основные результаты анализа вытянутой цепи, состоящей из 12 импактных структур (ССЗ-ЮЮВ направления), которые были получены в ходе геологического картирования региона Фиби (Phoebe Regio) на Венере. На основе имеющихся данных о механизмах образования геологических структур, подробно рассмотрена специфика морфологии «пятен», а также описаны основные представления об их происхождении в исследуемом регионе.

Ключевые слова: импакты, пятна, регион Фиби, Венера, планетная геология

The study analyzes a NNE-SSW trending (2 000 km long, 500 km wide) chain of 12 circular “splotches” located in western Phoebe Regio on Venus. Their morphology is considered in detail, along with their possible origins. It is concluded that the splotches represent the airburst of a bolide arriving along a NNE or SSW trajectory.

Keywords: Impacts, Splotches, Phoebe Regio, Venus, Planetary Geology

The numerous features that are observed on the surface of Venus on Magellan radar images can be divided into four groups, according to their origin – volcanic, tectonic, impact and exogenous (the results of weak weathering processes). Of particular interest in this study are features with an impact origin.

Cosmic bodies (bolides) constantly collide with Venus, but the size of most bodies is too small to have any noticeable effect. Small objects – meteoroids ranging in size from a grain of sand to 1 m – usually disintegrate and burn up in the atmosphere. Fragments of the largest of

them can reach the surface as meteorites do on Earth and produce impact craters. The presence of a large number of impact craters on Venus makes it possible to estimate the average age of its surface, with current estimates ranging from 300 to 500 million years (Kirk et al., 1995).

Schaber et al. (1992) characterized impact craters on the surface of Venus based on how they have been modified by volcanic and tectonic processes, dividing them into several main classes: pristine, embayed and fractured. The authors presented a morphological classification of Venus impact craters, dividing them into 6 main groups:

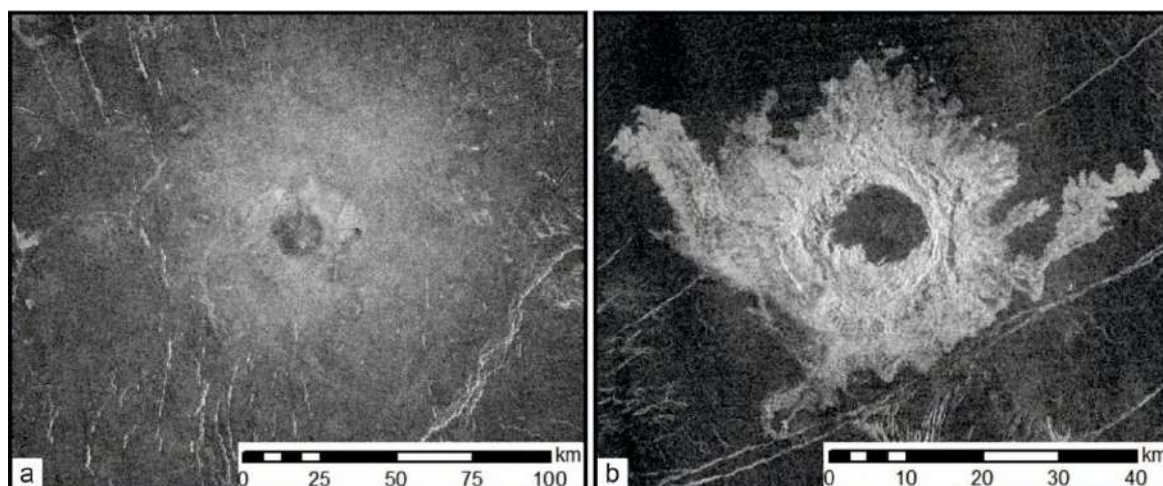


Fig. 1. Examples of impact features in the Phoebe Region on Venus: a – "splotch", b – impact crater.

multi-ring basins, double-ring basins, central peak craters, structureless floor craters, irregular craters with central peak and multiple craters. In addition, they identified an intermediate complex of dark and bright surface patterns resulting from interactions between impacts and the atmosphere, including splotches, dark margins, streaks, enormous parabolic patterns, and halos bordering craters.

In this work, we focus on the so-called "splotches", which, as suggested by Schaber et al. (1992), are closely related in origin to impact craters. Their shape is predominantly circular, sometimes oval or elongated. They typically consist of an inner dark splotch (which may or may not include a crater) and an outer bright or dark annulus. Figure 1 illustrates the most common type (dark spot with a bright ring) found on the surface of Venus, in which the diameter of the outer bright ring can be up to 200 km or more.

As shown in Figure 1, the inner dark circle can vary in diameter from a few kilometers to about 70 km, with an average value of 20 km (Soderblom et al., 1992). Moreover, it may or may not include classical impact features. The dimensions of the bright outer ring vary from ≈ 70 to 200 km or more, and its boundaries are often quite blurred. The outer ring can be either bright or dark, depending on the effect of shock waves generated during the destruction of the impact body by the atmosphere, which can affect the surface in different ways. In some cases, this leads to a sufficiently strong pulverizing of the material, reducing its backward radar scattering, and producing dark splotches. In other cases, it contributes to surface disturbance (fracturing and roughness), which increases the radar brightness, and produces bright splotches (Soderblom et al., 1992).

Origin of splotches.

In the course of our research, we considered two main hypotheses for the origin of the splotches in the study area. The first hypothesis is that the splotches have a volcanic origin and are related to volcanic activity in the region and a possible pyroclastic footprint from the action of the volcanoes. However, the absence of any central features of volcanic origin in the region argues against such a hypothesis.

The second and preferred hypothesis is that the splotch-

es resulted from the interaction of an impact body and the dense atmosphere at the location of its penetration, leading to explosion (airburst) of the body in the atmosphere. The shockwave from such an air-blast could affect the surface in different ways, leading to both radar darkening and brightening (Schaber et al., 1992; Schultz, 1992). Where a fragment(s) of the impactor reaches the surface, a small crater (or cluster) is created in the center of the splotch. The type of splotches largely depends on the characteristics of the bolide itself – its size, mass, speed, angle of incidence, etc. Depending on these parameters, various scenarios for the entry of a projectile into the atmosphere can be inferred. The absence of craters at the centers of the splotches is a good indicator that the projectiles were destroyed in the atmosphere and did not reach the surface. However, the shockwaves from these bolides were sufficient to form large features on the surface.

The discovery of a round dark halo surrounding small bright craters (mainly 2 to 6 km in diameter) (Kirk et al., 1994), which resembled irregular blemishes in shape, served as convincing evidence in favor of the impact origin. According to the hypothesis of Soderblom et al. (1992), the spots can be formed by bolides, ranging in diameter from several hundred meters to several kilometers. Thus, this raises the question, why are we not seeing numerous such spots on the surface of Venus?

Geological mapping of the Phoebe Regio on Venus.

On the basis of our mapping in Hinemoa planitia, NW of Phoebe Regio in the southeastern part of the Beta-Atla-Themis region, we have identified a NNE trending cluster of at least 12 multiple bright splotches (Fig. 2). The centers of these splotches are dark and they are surrounded by wide radar-bright annuli. Only two splotches have faint central craters, which indicates that, on the one hand, these impactors were not completely destroyed by the atmosphere and, on the other hand, these splotches tend to be confined to surfaces with low backscatter (more radar dark), in contrast to those in which a crater is not observed. This may indicate that we are not recognizing faint central craters in areas which are already radar dark before impact. The characteristics of the splotches are summarized in Fig-

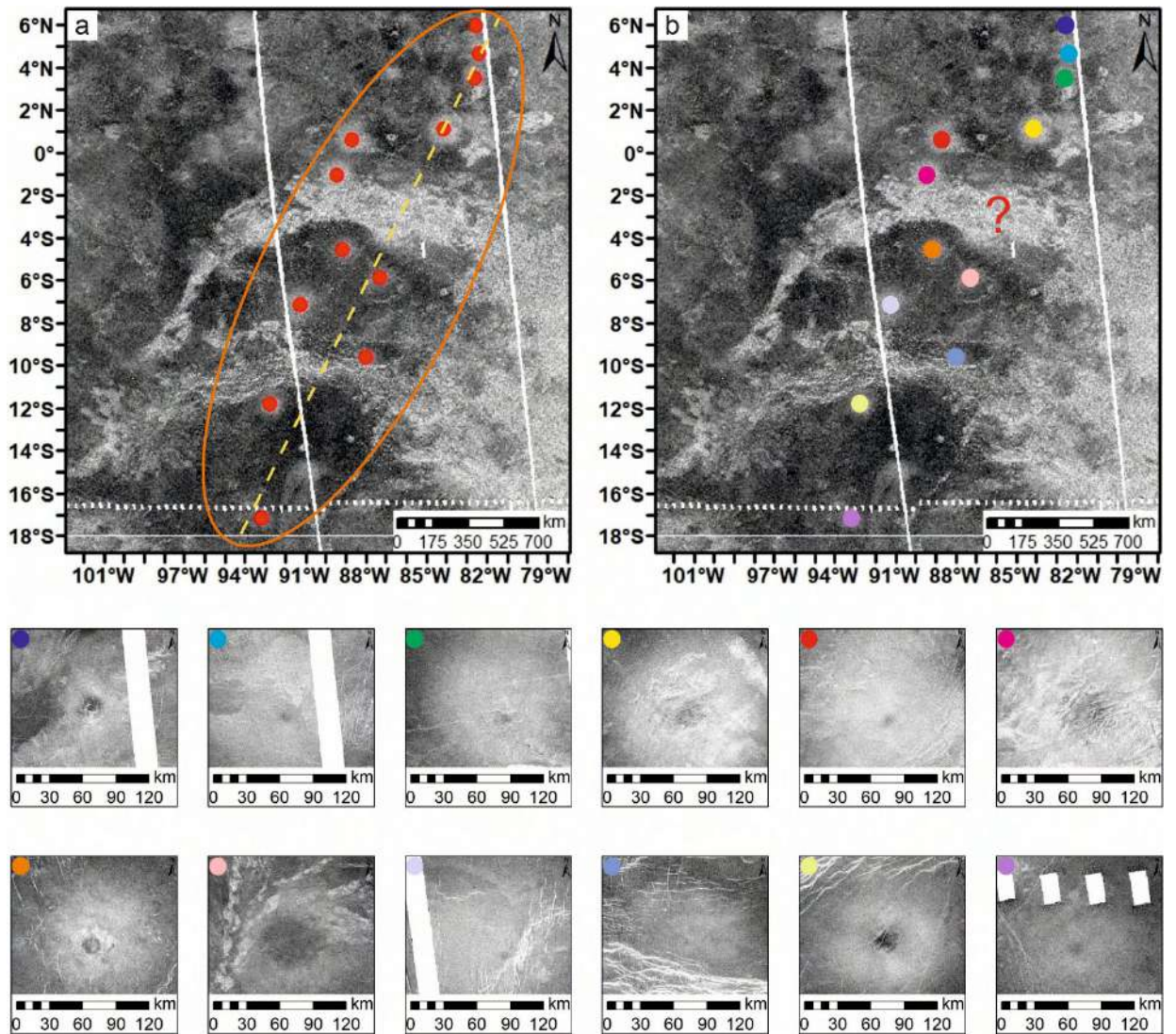


Fig. 2. The distribution of the splotches in the Phoebe Regio on Venus: a – the dashed line is the predicted trajectory of the cosmic body; the solid line restricts the approximate area of scattering of the bolides; points marked the places where the splotches were found; b – different types of splotches

ure 2. The diameters of the splotches vary from 70 to 180 km. The diameter of the inner, dark center varies from 10 to 35 km, and that of the bright annulus, from <50 to 80 km or more. Note that because of diffuse boundaries these numbers are approximate. The concentration of splotches in this area is anomalously high (Kirk et al., 1994).

The most interesting aspect is the elongate NNE distribution of the splotches (2 000 km long, 500 km wide) and our hypothesis is that a single cosmic body was responsible for it. It exploded in the atmosphere and its fragments formed similar “splotches” along the flight path of the body.

Approaching a planetary body, a projectile of sufficiently large size and sufficiently low strength can be destroyed by tidal forces, breaking into several fragments that move along closely-spaced, parallel trajectories. The entry of a cosmic body into the atmosphere of Venus at high speed creates colossal aerodynamic and thermal loads on the body. There is ablation of the material from the surface

of the body, and possibly its complete destruction. If the debris fragments are large enough to penetrate through the atmosphere, their fall can create adjacent structures of the same age. On Earth, a famous example of paired falls is the Chelyabinsk meteorite (Gladysheva, 2019) and of airbursts, Tunguska and Tall el-Hammam (Bunch et al., 2021).

Further analysis of the elongate splotch cluster in this study is focused on assessing whether the body was incoming from the NNE or SSW, and estimating the altitude(s) at which the interpreted airburst occurred.

The observation of such bright splotches allows us to make an assumption about their relative age. As in the case of the halo observed in some impact craters (Ivanov and Head, 2011), we consider “splotches” as one of the youngest units on the surface of the studied region. Our interpretation is based on the fact that the material of the splotches is rather heterogeneous, is not very thick and would be easily covered with other materials or removed by wind.

References

1. Bunch T.E., LeCompte M.A., Adedeji A.V. [et al.] A Tunguska sized airburst destroyed Tall el-Hammam a Middle Bronze Age city in the Jordan Valley near the Dead Sea // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. No. 18632.
2. Gladysheva O.G. Disintegration of the Chelyabinsk cosmic body // *Planetary and Space Science*. 2019. V. 178.
3. Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science*. 2011. V.59. pp. 1559–1600.
4. Kirk R.L., Chadwick D.J. Splotches on Venus: Distribution, properties and classification // *Lunar and Planetary Science Conference (LIPSC XXV)*. 1994. Abstract number #1353.
5. Schaber G.G., Strom R.G., Moore H.J. [et al.] Geology and distribution of impact craters on Venus: What are they telling us? // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97. pp. 13257–13301.
6. Schultz P.H. Atmospheric effects on ejecta emplacement and crater formation on Venus from Magellan // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97. pp. 16183–16248.
7. Soderblom L.A., Chadwick D.J., Schaber G.G. Surface effects of impacts into Venus' atmosphere // *Lunar and Planetary Science Conference (LPSC XXIII)*. 1992. Abstract number #1652.

DYKE SWARM HISTORY OF ATLA REGIO, VENUS: INSIGHTS INTO A LARGE PLUME HEAD EVENT

H. El Bilali^{1,2}, R.E. Ernst^{1,2}, K.L. Buchan³, J.W. Head⁴

¹*Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada; hafidaelbilali@cunet.carleton.ca,*

²*Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia,*

³*273 Fifth Ave., Ottawa, Ontario, Canada,*

⁴*Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Brown University, Providence, Rhode Island, USA.*

Регион Атла является частью региона БАФ (Бета-Атла-Фемида) и представляет собой крупное скопление мантийных плюмов с множеством вулканических центров и связанным с ними рифтингом тройного сочленения. 26 000 линейных растяжения нанесены на карту и сгруппированы в наборы, представляющие излучающие и окружающие рои даек. Они связаны с магматическими центрами и используются для оценки размера нижележащей головы плюма, связанной с каждым центром, и для вывода о том, что событие единственной головки плюма согласуется с магматической историей региона Атла.

Ключевые слова: Атла Регион, дайки роя, грабен, Маат Монс, Озза Монс, Онгвуги Монс, Сапас Монс, размер плюмы, головка плюмы, литосферные движения

Part of the BAT region, Atla Regio is a major mantle plume concentration featuring multiple volcanic centres and associated triple junction rifting. 26 000 extensional lineaments are mapped and grouped into sets representing radiating and circumferential dyke swarms. These are linked to the magmatic centres and are used to estimate the size of the underlying plume head associated with each centre, and to infer that a single plume head event is consistent with the magmatic history of Atla Regio.

Keywords: Atla Regio, Dyke swarm, Graben, Maat Mons, Ozza Mons, Ongwuti Mons, Sapas Mons, Plume size, Plume head stage, lithospheric shifts

Introduction

Part of the BAT region, Atla Regio is the locus of triple junction rifting with particularly large rifts extending to the ENE, SW and SE to connect with other Regios. Dali Chasma is a 4 000 km long rift system extending SW from Atla Regio. Dali Chasma together with its continuation to the SW, Diana Chasma, extends 7 500 km and connects to Thetis Regio in the west (Fig. 1).

Atla Regio is a major mantle plume concentration featuring multiple volcanic centres (notably Ozza, Maat and Ongwuti Montes, and likely also Sapas Mons), associated coronae, topographic highs, a geoid high and radiating rift systems, all classic signatures of Large Igneous Province (LIP)-style magmatism associated with

an active mantle plume (Senske et al., 1992; Smreka, 1994; Shalygin et al., 2012) (Fig. 1). Comparable LIP magmatism on Earth consists of major volcanism in the form of shield and plateau basalts, and giant radiating and circumferential dyke swarms (Ernst et al., 2001; Buchan and Ernst, 2021). Dyke swarms on Venus are expressed as sets of long narrow graben (and also pit chains) inferred to overlie blind dykes that were, for the most part, laterally emplaced (Grosfils and Head, 1994; Ernst et al., 1995). There have been several detailed studies of graben systems (interpreted in the context of dykes) in multiple regions of Venus (Ernst et al., 2003; Studd et al., 2011; Davey et al., 2013; Graff et al., 2018) and other planetary bodies (Head and Wilson, 1993; 2017). In these studies, linear, radiating

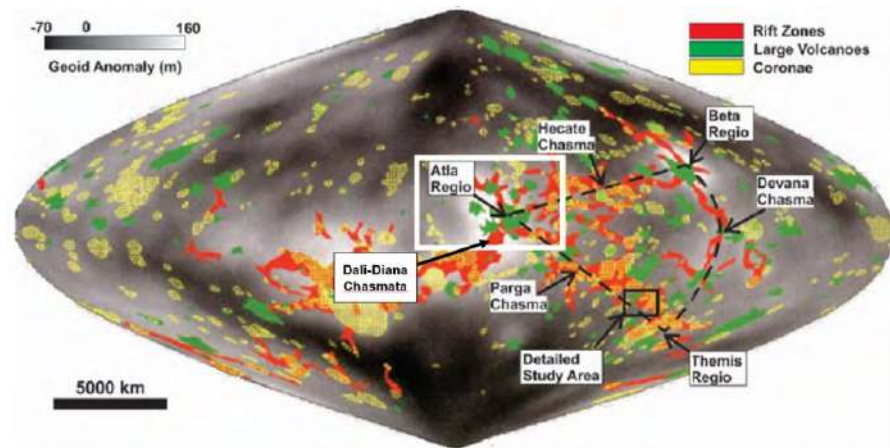


Fig. 1. Study area located in the Atla Regio, the locus of triple junction rifting with particularly larger rifts extending to the ENE, SW and SE to connect with other Regios. Base-map after (Herrick, 1999)

and circumferential swarms have been recognized, with the former associated with rift zones and the radiating and circumferential systems associated with mantle plumes. These regional dykes are interpreted to be fed from buffered magma reservoirs (Parfitt, Head, 1993).

Dyke Swarms and Magmatic Centres of Atla Regio

We undertook detailed mapping of graben systems across Atla Regio in order to distinguish different radiating, circumferential and linear graben sets (interpreted to mark different dyke swarms) and link them with the known magmatic centres of Atla Mons, other magmatic centres of Atla Mons that lack a central magmato-tectonic expression, or magmatic centres outside Atla Regio.

Furthermore, crosscutting relationships between the different graben sets is used to provide the relative ages of the associated dyke swarms and, hence, the relative ages of the magmatic centres to which they belong, thus providing critical information on regional mantle convection patterns and geodynamics.

Initial mapping of the grabens interpreted as dykes is shown in Figure 2 with 26 000 lineaments traced to date. Preliminary analysis of the data (Fig. 3) suggests that there are giant radiating and circumferential graben systems (interpreted as dyke swarms) linked to 4 Mons (Maat, Sapas, Ozza, Ongwuti), Zemina corona, and unnamed magmatic centres. Grabens from Ongwuti Mons, Unnamed magmatic centre, Maat and Ozza Mons are extending for hundreds to thousands of kilometers with Ozza Mons dykes reaching more than 2 000 km.

Locating the Plume Centre and Plume Head Size

We located magmatic centres using both radiating and circumferential graben sets (dyke swarms) for Maat, Sapas, Ozza and Ongwuti, Mons, Zemina corona, and unnamed magmatic centres.

The size of the plume head after it has flattened against the lithosphere (Campbell, 2007) can be estimated as the distance from the plume centre where the radiating swarm swings into a linear trend reflecting the regional stress field becoming stronger than the radial stress field due to domal uplift above the plume (Ernst, Buchan, 2001). Using this

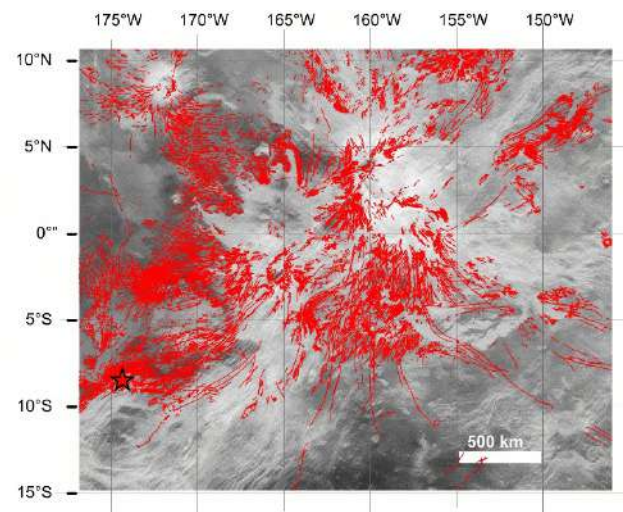


Fig. 2. Graben Sytem of Atla Regio inferred from a mapping of about 26 000 lineaments so far. Radiating, circumferential and linear graben systems were mapped

approach, Ongwuti Mons has a similar plume head radius to that of Maat Mons (about 600 km) whereas the Unnamed centre south of Ozza Mons has an inferred plume head radius of 200 km. The inferred plume size for Ozza Mons is the largest, with an inferred plume head radius of 1200 km (Fig. 4) (El Bilali et al., 2021a,b).

The estimated plume head sizes for Ongwuti, Unnamed, Ozza, and Maat Mons were plotted together to determine if all these centres could be related to a single plume head (Fig. 5). The results shows that the plume heads of the other three are all enclosed with the extent of the Ozza Mons plume head. In addition, Sapas Mons is located at the edge of the outer boundary of the Ozza Mons plume head and could therefore also be related to it. This analysis of plume head sizes suggest that all these magmatic centres could be related to a single large plume.

Age Relationship Based on Cross-Cutting Relationships.

We investigated four areas with key cross-cutting relationships between dykes and flows that can reveal the relative ages of their associated magmatic centres. The

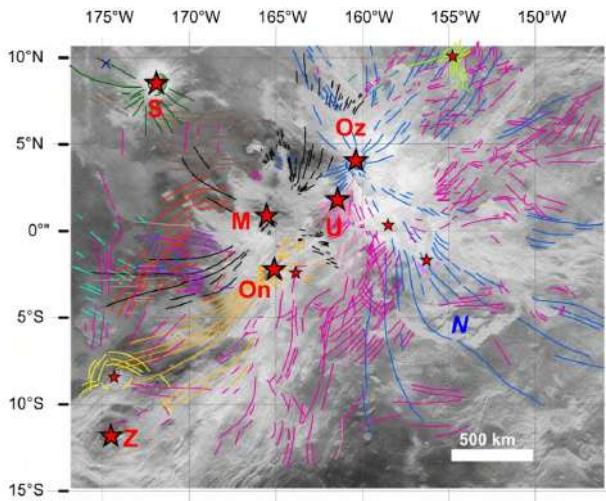


Fig. 3. Generalized graben distribution (interpreted as dyke swarms) of the Atla Regio. Stars represent known and Unknown magmatic centres. S: Sapas Mons, M: Maat Mons, O: Ozza Mons, On: Ongwuti Mons. Z: Zemina Corona, and the remaining stars represent unknown magmatic centres identified. N: Ningyo Fluctus

results shows that Ongwuti Mons is older than Unnamed centre which is older than Ozza Mons, followed by Maat Mons. Furthermore, these magmatic centres are aligned from oldest to youngest along a SW-NE trending line (Fig. 6). Zemina Corona seems to be also located along the same line and mapping is in progress to test if Zemina corona is part of this age trend. Sapas Mons is provisionally interpreted to be younger than Maat Mons.

Discussion

Testing Plume Tail Model: We next address whether the 3 main magmatic centres (Ozza, Maat and Ongwuti mons) of Atla Regio could represent a transition from plume head to the plume tail stage. In order to assess this, we consider the characteristics of terrestrial plume head and plume tail magmatism. The terrestrial plume head stage can last up to several 10s of Myr as indicated by the maximum duration of associated Large Igneous Province (LIP) (Ernst, 2014). The plume tail magmatism proceeds from that point and represents continued flux from the plume tail. Plume tail magmatism is rarely found in continental areas except in areas of thin lithosphere and is mainly found on oceanic crust. The plume head stage can be distinguished by more voluminous magmatism and huge radiating dyke swarms (at least hundreds to potentially several thousand km in radius). Although the plume tail stage can cumulatively produce the volume of the plume head stage, the duration is much longer (potentially, nearly 200 myr), and so the flux of magmatism is much smaller, and the feeder dyke swarms are much shorter.

We note that the radiating swarms associated with Ozza Mons, Ongwuti and Maat have radii (> 600–1200 km) that are therefore too large to represent plume tail magmatism. Confirmation of the absence of plume tail magmatism would suggest that Atla Regio is still at the plume head stage (suggesting an age < 50 myr), which would be

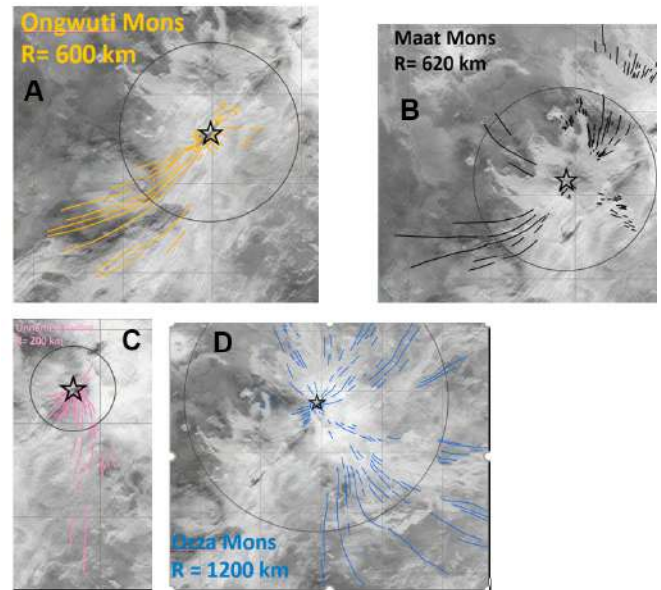


Fig. 4. Estimated plume size is measured from distance at which a radiating swarm swings into regional stress field for Ongwuti (A), Maat (B), Unnamed centre (C), and Ozza (D) Mons

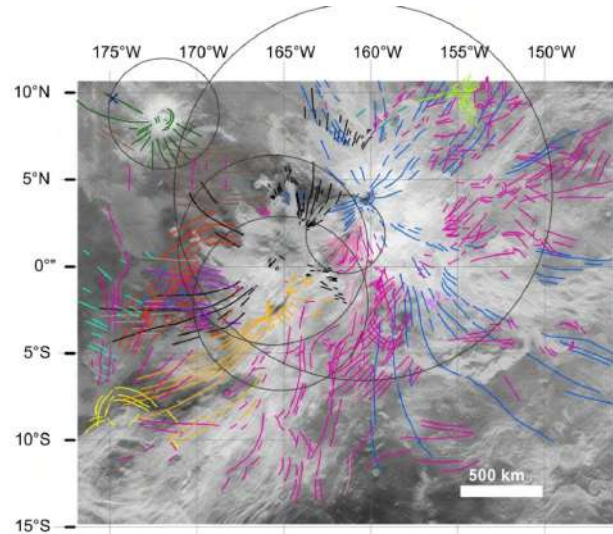


Fig. 5. Superimposed plume head size estimates from Maat Mons, Ozza Mons, Ongwuti Mons, Unnamed centre and Sapas Mons (from Fig. 4) showing that all can be approximately enclosed by the plume head from Ozza Mons

consistent with the observed active volcanism along the Ganiki Chasma rift system (Shalygin et al., 2012) that extends N from Atla Regio.

Explanation of Age Progression of Magmatic Centres: If all the magmatism is at the plume head stage, then an explanation is required for the presence of multiple distinct centres and their age progression. We consider possible models in two categories: 1) shifting of the lithosphere above a stationary plume, and 2) generation of multiple centres above a stationary plume with no lithospheric shifting.

Lithospheric shifting above a stationary plume: Distinct magmatic centres can be due to lithospheric movement above a single plume head with protracted (up to 10s of Myr of

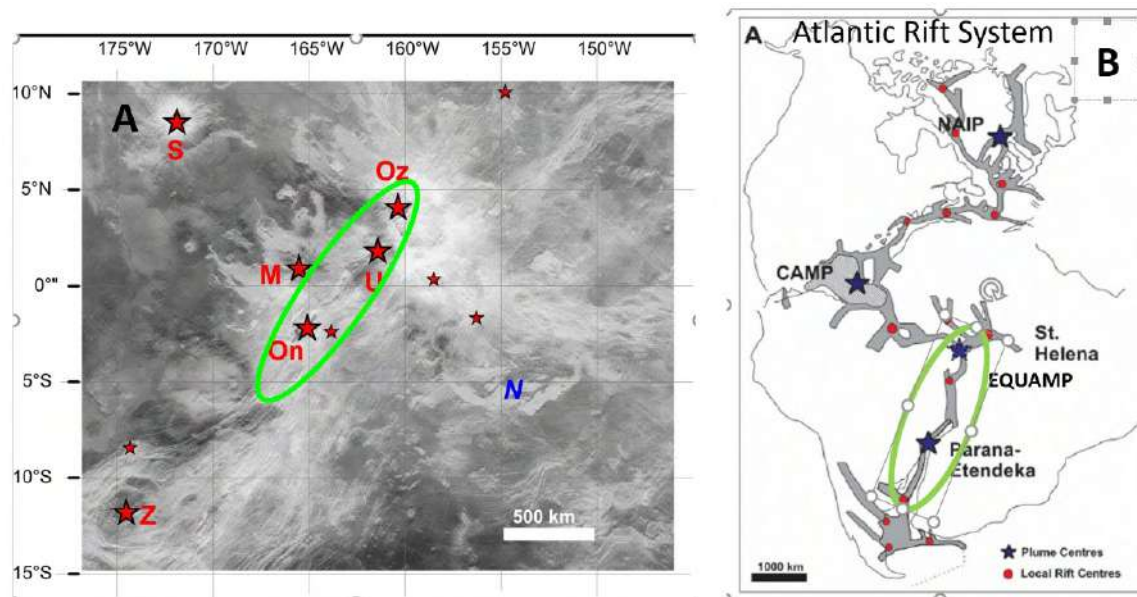


Fig. 6. A. Cross-cutting relationships and relative ages of the main Alta Regio magmatic centres reveal an SW-NE younging age progression: Ongwuti (On), unnamed centre (U) and then Ozza Mons (Oz). Maat Mons forms after Ozza Mons. S: Sapas Mons. Z: Zemina Corona. B. Incipient rifting of the South Atlantic in association with at least two ca. 130 Ma plume centres (Graff et al., 2018)

magmatism) or multiple plume-head like pulses (and associated magmatism) caused by a pulsating plume. A pulsating plume can be generated by multiple periods of temporary ponding of the ascending plume at a mid-mantle boundary.

No lithospheric shifting above the plume head: Local centres of intense magmatism above a stationary plume head can linked to development of lithospheric thin spots (through delamination or other mechanisms), or to development of zones of rifting and associated decompression melting (White and McKenzie, 1989). The SW-NE age progression in centres Ongwuti, Unnamed and Ozza could represent incipient rifting – zipper style (Courtillet et al., 1999). A possible terrestrial example is the two plume centres (ca. 130 Ma) associated with the opening of the south Atlantic Ocean (Fig. 6) (Graff et al., 2018).

Implication for Evolution of the Venusian Atmosphere: Atla Regio is a young major plume centre analogous to a terrestrial LIP, and terrestrial LIPs cause major climate change including mass extinctions (Ernst, 2014). The present research is revealing that Atla Regio may still be at the plume head stage and thus actively contributing significant volumes of CO₂ and SO₂ to the Venusian atmosphere.

References

1. Buchan, K.L., Ernst, R.E. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes // Gondwana Research. 2021. In press.
2. Campbell, I.H. Testing the plume theory // Chemical Geology. 2007. V. 241. pp. 153–176.
3. Courtillet, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponier, P., and Besse, J. On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V.166. pp. 177–195.
4. Davey, S.C., Ernst, R.E., Samson, C., Grosfils, E.B. Hierarchical clustering of pit crater chains on Venus // Canadian Journal of Earth Sciences. 2013. V. 50. pp. 109–126.
5. Ernst, R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge University Press. 2014. 653 p.
6. Ernst, R.E. and Buchan, K.L. The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. In Ernst, R.E. & Buchan, K.L. (eds.), Mantle Plumes: Their Identification through Time. Boulder, CO // Geological Society of America, Special Paper. 2001. V. 352. pp. 247–265.
7. Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E. Grosfils, E., Wilson, L. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus // Earth Science Reviews. 1995. V. 39. pp. 1–58.
8. Ernst, R.E., Grosfils, E.B., Mège, D. Giant dike swarms: Earth Venus and Mars // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2001. V. 29. pp. 489–534.
9. Ernst, R.E., Desnoyers, D.W., Head, J.W., Grosfils, E.B. Graben-fissure systems in Guinevere Planitia and Beta Regio (264–312°E, 24–60°N), Venus, and implications for regional stratigraphy and mantle plumes // Icarus. 2003. V. 164. pp. 282–316.
10. El Bilali, H., Ernst, R.E., Buchan, K.L., Head, J.W. Dyke swarm history of Atla Regio, Venus // Twelfth Moscow Solar System Symposium (12M-S3). 2021a.
11. El Bilali, H., Ernst, R.E., Buchan, K.L., Head, J.W. Magmatic and Tectonic History of Atla Regio, Venus: Evidence from its Regional Dyke Swarms // American Geophysical Union Fall Meeting, 2021b.
12. Grosfils, E.B., Head, J.W. The global distribution of giant radiating dike swarms on Venus: implications for

- the global stress state // *Geophysics Research Letters*. 1994. V. 21. pp. 701–704.
13. Graff, J.R., Ernst, R.E., Samson, C. Evidence for triple-junction rifting focussed on local magmatic centres along Parga Chasma, Venus // *Icarus*. 2018. V. 306, pp. 122–138.
 14. Herrick, R.R. Small mantle upwellings are pervasive on Venus and Earth // *Geophysical Research Letters*, 1999. V. 26. pp. 803–806.
 15. Head, J.W. and Wilson, L. Lunar graben formation due to near-surface deformation accompanying dike emplacement // *Planet. Space Sci.* 1993. V. 41. pp. 719–727.
 16. Head III, J. W. and Wilson, L. Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (part 2: observations) // *Icarus*. 2017. V. 283. pp. 176–223.
 17. Parfitt, E.A., Head, J.W. Buffered and unbuffered dike emplacement on Earth and Venus: Implications for magma reservoir size, depth, and rate of magma replenishment // *Earth Moon Planets*. 1993. V. 61. pp. 249–261.
 18. Studd, D., Ernst, R.E., Samson, C. Radiating graben-fissure systems in the Ulfrun Regio area, Venus // *Icarus*. 2011. V. 215. pp. 279–291.
 19. Senske, D.A., Schaber, G.G., Stofan, E.R. Regional topographic rises on Venus: geology of western Eistla Regio and comparison to Beta Regio and Atla Regio // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97. pp. 13395–13420.
 20. Shalygin, E.V., Basilevsky, A.T., Markiewicz, W.J., et al. Search for on-going activity on Venus: Case study of Maat Mons, Sapas Mons and Ozza Mons volcanoes // *Planet Space Sci.* 2012. V. 73. pp. 294–301.
 21. Smrekar, S.E. Evidence for active hotspots on Venus from analysis of Magellan gravity data // *Icarus*. 1994. V. 112. pp. 2–26.
 22. White, R.S. and McKenzie, D. Magmatism at rift zones – the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth and Planets*. 1989. V. 94. pp. 7685–7729.

THE IMPLICATIONS OF APPLYING A LARGE IGNEOUS PROVINCE (LIPS) CONTEXT FOR VOLCANISM, TECTONICS AND ATMOSPHERIC EVOLUTION ON VENUS

R.E. Ernst^{1,2}, K.L. Buchan³, H. El Bilali^{1,2}, J.W. Head⁴

¹*Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com*

²*Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada*

³*273 Fifth Ave., Ottawa, Ontario, Canada*

⁴*Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Brown University, Providence, RI 02912, U.S.A.*

В работе рассматривается применение парадигмы земных крупных магматических провинций к вулканизму и тектонике Венеры.

Ключевые слова: Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы, тройное сочленение рифтов, магматические резервуары, Венера, изменение климата.

We consider the application of the terrestrial Large Igneous Provinces paradigm to Venusian volcanism and tectonics.
Keywords: Large Igneous Provinces, Mantle Plumes, Triple Junction Rifting, Magma Reservoirs, Venus, Climate Change.

Introduction

Voluminous Venusian magmatism may be analogous to Large Igneous Provinces (LIPs) on Earth (Head and Coffin, 1997; Hansen 2007; Ernst 2007). We consider implications of the terrestrial LIP paradigm for the Venusian geological record, and for the evolution of the Venusian atmosphere over time through input of CO₂ and SO₂ from LIP-style volcanism.

Grouping Magmatic Units and Tectonic Aspects into LIPs

On Earth, each LIP event comprises multiple magmatic units (flows, dykes, sills, intrusions, magmatic underplate) and tectonic features (uplift, associated rifting). Different LIP events (with distinct ages) can spatially overlap. For Venus we are assessing strategies to similarly group

separate units into discrete events, using stratigraphic and cross-cutting relationships in the absence of an absolute geochronology.

Graben-Fissure Systems as the Surface Expression of Underlying Dyke Swarms

Do radiating and circumferential graben-fissure systems on Venus mark radiating and circumferential dyke swarms (Grosfils and Head, 1994; Buchan and Ernst, 2021)? Are Venusian coronae analogues to terrestrial circumferential dyke swarms (Buchan and Ernst, 2021). A related issue is distinguishing grabens overlying dykes from purely extension graben in Venusian rift systems.

Link to Mantle Plumes

For Venusian LIPs (by comparison with Earth), we can distinguish three regions: plume centre, a broader

plume head, and beyond-plume head, each with distinctive magmatic and tectonic expression.

Plume head size on Venus (like on Earth) can be assessed from the distance at which a radiating swarm transitions outward to a linear trend controlled by a regional stress field (Ernst and Buchan, 2001). The maximum size of the circumferential swarm can also mark the outer boundary of the plume head (Buchan and Ernst, 2021).

The characteristics of terrestrial plume tail volcanism (including smaller volume pulses and shorter dyke swarms), represent criteria for testing for plume tail magmatism on Venus.

Given the absence of plate tectonics, Venus provides an opportunity to assess the natural size distribution of mantle plumes from the sizes of radiating and circumferential swarms, uncoupled from any influence by plate tectonics.

Triple Junction Rifting

On Earth plume/LIP events are often associated with triple junction rifting (Burke and Dewey, 1973; Ernst, 2014). There is an opportunity for systematic comparison of such rifting on Earth (prior to the ocean opening stage) with the extensive triple junction rift systems on Venus associated with major plume-related magmatic centres (Hamilton and Stofan 1996; Basilevsky and Head 2007; Graff et al. 2018; Guseva, 2019).

Locating Magma Reservoirs

On Earth, erosion and geophysical data reveal the distribution of magma reservoirs of LIP plumbing systems (Buchan and Ernst, 2021). On Venus (given the absence of erosion), we assess evidence for the presence of magma reservoirs in at least three indirect ways: a) local uplifts, b) central depressions within coronae, which may indicate down-sag caldera collapse associated with expulsion of magma; and c) surface depressions which can be interpreted to mark roof collapse above sill-like and dyke-like layered intrusions (MacLellan et al., 2021).

Identifying Sources of Lava Flows

Terrestrial lava flows can be fed from fractures along the edge of a caldera, from lateral injection of radiating dykes intersecting surface topography and from circumferential dykes (El Bilali et al., 2021a). Given the absence of erosion, Venus provides a remarkable opportunity for linking specific lava flows to specific sources, thus providing insight into the distribution of buffered vs unbuffered magma reservoirs (Parfitt and Head, 1993) within an overall magmatic system.

Effect on Climate

Terrestrial LIPs are responsible for dramatic climate change and mass extinctions (Ernst et al., 2021). The proposed Great Climate Transition on Venus, from habitable to present day hyper-warm with high CO₂ (Way et al., 2016; Way and Del Genio, 2020; Khawja et al. 2020) may be associated with stochastic overlap of multiple LIPs (Way et al., 2021).

The post-climate change atmosphere of Venus will have ongoingly received additional input of CO₂ and SO₂ from Venusian LIP style basaltic volcanism. This contribution will be from different sources including the older mafic

plains (planitia) and the younger plume-related magmatic centres such as Atla Regio which are likely currently active (El Bilali et al., 2021b; Shalygn et al., 2012). Detailed flow and graben (dyke) mapping of both planitia and younger volcanic centres, and determination of relative ages from cross-cutting relationships, can constrain the volume vs time release of CO₂ and SO₂ and thus provide parameters for improved modelling of the evolution of the Venusian atmosphere.

References

1. Basilevsky A. and Head J. W. Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume // *Icarus*. 2007. V.192. pp. 167–186.
2. Buchan, K.L., Ernst, R.E. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes // *Gondwana Research*. 2021. In press.
3. Burke, K. and Dewey, J. 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // *Journal of Geology*. 1973. V. 81. pp. 406–433.
4. El Bilali, H., Ernst, R.E., Buchan, K.L. Maat Mons, Atla Regio, Venus: Magmatic and tectonic history from detailed mapping // 52nd Lunar and Planetary Science Conference. 2021a. No. 2529.
5. El Bilali, H., Ernst, R.E., Buchan, K.L. Head, J.W. Dyke Swarms of Atla Regio, Venus: Insights into a large plume head event // *Venera-D: Venus Cloud Habitability System Workshop*. 2021 b.
6. Ernst, R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge U. Press. 2014. 653 p.
7. Ernst, R.E. and Buchan, K.L. The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes // In: Ernst, R.E. and Buchan, K.L. (eds.) *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*, Geological Society of America Special Paper. 2001. V. 352. pp. 247-265
8. Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E. Grosfils, E., Wilson, L. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus // *Earth Science Reviews*. 1995. V. 39. pp. 1-58.
9. Ernst, R.E., Liikane, D.A., Jowitt, S.M., Buchan, K.L., Blanchard, J.A. A new plumbing system framework for mantle plume-related continental Large Igneous Provinces and their mafic-Ultramafic intrusions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2019. V. 384. pp. 75–84.
10. Ernst, R.E., Dickson, A., Bekker, A. (eds.). Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes // *American Geophysical Union Geophysical Monograph*. 2021. V. 255. 508 P.
11. Graff, J.R., Ernst, R.E., Samson, C. Evidence for triple-junction rifting focussed on local magmatic centres along Parga Chasma, Venus // *Icarus*. 2018. V. 306. pp. 122–138.
12. Grosfils, E.B., Head, J.W. The global distribution of giant radiating dike swarms on Venus: Implications for

- the global stress state // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21. pp. 701–704.
13. Guseva, E.N. Spatial and Genetic Relationships of Groove Belts, Rift Zones, and Lobate Plains on Venus // *Solar System Research*. 2019. V53. pp. 151–160.
 14. Hamilton, V.E. and Stofan, E.R. The geomorphology and evolution of Hecate Chasma, Venus // *Icarus*. 1996. V121, 171–194.
 15. Hansen, V.L. LIPs on Venus. // *Chemical Geology*, 2007, V. 241, pp. 354–374.
 16. Head, J.W., Coffin, M.F. Large Igneous Provinces: a planetary perspective. // In: *AGU Geophysical Monograph*, 1997, V. 100, P. 411–438.
 17. Khawja, S., Ernst, R.E., Samson, C., Byrne, P.K., Ghail, R.C., MacLellan, L. Tesseræ on Venus may preserve evidence of fluvial erosion // *Nature Communications*. 2020. V. 11. No. 5789
 18. MacLellan L.M., Ernst R.E., El Bilali H., Ghail R., Bethell E. Volcanic history of the Derceto large igneous province, Astkhik Planum, Venus // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 220. No. 103619.
 19. Partitt, E.A., Head, J.W., Buffered and unbuffered dike emplacement on Earth and Venus: Implications for magma reservoir size, depth, and rate of magma replenishment // *Earth Moon Planets*. 1993. V. 61. pp. 249–261.
 20. Shalygin, E.V., Basilevsky, A.T., Markiewicz, W.J., et al. Search for on-going activity on Venus: Case study of Maat Mons, Sapas Mons and Ozza Mons volcanoes // *Planet Space Science*. 2012. V. 73. pp. 294–301.
 21. Way, M.J., Del Genio, A.D., Kiang, N.Y., Sohl, L.E., Grinspoon, D. H., Aleinov, I., Kelley, M., Clune, T. Was Venus the first habitable world of our Solar System? // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. pp. 8376–8383.
 22. Way, M.J., Del Genio, A.D. Venusian habitable climate scenarios: Modeling Venus through time and applications to slowly rotating Venus-like exoplanets. // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2020. V. 125 (5). No. e2019JE006276.
 23. Way, M.J., Ernst, R.E., Scargle, J.D. Large Scale Volcanism and the heat-death of terrestrial worlds // *American Geophysical Union Annual Fall Meeting*. 2021.

PRELIMINARY VOLCANIC HISTORY OF THE VOLCANIC CENTER ATIRA MONS, BETA-ATLA-THEMIS (BAT) REGION, VENUS

C.H.G. Braga¹, E.G. Antropova¹, R.E. Ernst^{1,2}, K.L. Buchan³, H. El Bilali², J.W. Head⁴

¹*Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia, carloshenrique_gb@hotmail.com*

²*Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada*

³*273 Fifth Ave., Ottawa, Ontario, Canada*

⁴*Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Brown University, Providence, RI 02912, U.S.A.*

Крупный вулкан Атира Монс расположен в северо-восточной части региона Бета-Атла-Фемида (БАФ), на Венере. Его лавовые потоки указывают на сложную и многоэтапную вулканическую историю, которую в данной работе пытается раскрыть с помощью подробного геологического картирования в масштабе 1:500 000. Работа над этим продолжается в настоящее время, и здесь представляются краткое описание вулкана и связанных с ним геологических структур, а также предварительные результаты и интерпретации.

Ключевые слова: Вулканизм, Атира Монс, Венера, планетарная геология, стратиграфия, БАТ регион, рой даек.

The large volcano Atira Mons is located on the NE portion of BAT region, Venus. Its flow apron reveals a complex and multi-stage volcanic history, which this work tries to unveil through detailed geological mapping on a scale 1: 500 000. This is still a work in progress and here we present a brief description of the volcano and its associated geological features, as well as preliminary results and interpretations.

Keywords: Volcanism, Atira Mons, Venus, Planetary Geology, Stratigraphy, BAT Region, Dyke Swarm.

Atira Mons is a large volcano with an average diameter of ~600 km, a height of ~0,9 km and capped with a central caldera ~100 km across (base altitude, ~0,6 km; summit altitude, ~1,5 km; maximum slope ~0,35°). It is centered at 52,2°N, 272,4°E (92,4°W) in the NE portion of the Beta-Atla-Themis (BAT) region between Kawelu and Guinevere Planitiae (Fig. 1). When compared to previous geological mapping (Dohm et al, 2011; Ivanov and Head, 2011), our work provides a more detailed map

on a scale of 1:500 000 of the volcanic edifice region, in order to reconstruct its stratigraphy and geological history. Geological units, including lava flows, grabens, fractures, fissures, wrinkle ridges, fracture belts, shield volcanoes and lava channels, are distinguished based on differences in radar brightness, topography and morphology. Relative ages of units are assessed from embayment and cross-cutting relationships.

Regional analysis shows that Atira Mons and its apron

of flows occupy an area of ~300 000 km² (Fig. 2). They partially overlie the older regional plains “rp” (Ivanov, Head, 2011); on the N and terminate against topographic barriers (fracture belts) on the E and W.

A field of small shield volcanoes is located immediately NE of the Atira Mons’ flows (Fig. 2, sh). These small volcanoes and their associated flows appear to be younger than the regional plains, but have an uncertain age relationship with respect to Atira Mons.

On the south flank, Atira Mons flows partially cover a cluster of coronae and corona-like features, including Davies Patera (Fig. 2, ccl) and are covered by a dark craterless blast halo (Fig. 2, cbh) (Antropova et al, 2021; Antropova et al, 2021). SW-trending flows (Fig. 2) can also be traced ~800 km away from the Atira Mons summit, where they partially cover older plains with wrinkle ridges (unit “pwr” in Ivanov and Head, 2011).

Most of the mapped lava flow units extend radially downslope away from Atira Mons’ summit region (mA, Fig. 3) until they reach a topographic barrier such as the fracture belts on the E (fbE, Fig. 2), W and SW sides (fbW, Fig. 3). The W-, NW- and N-trending flows start radially from outside the caldera rim, but eventually swing 40–50° to the W and converge towards a local bowl-shaped depression of unknown origin (labelled bs, Fig. 3) ~300 km NW of the summit.

The E flank flows are fed from the eastern side of the caldera interior, crossing its low rim. However, the W and SW flows are not fed from the caldera interior, but more likely from buried circumferential dykes outside the caldera rim, based on their radial trend and the fact that these flows originate outside the rim. Alternatively, these W and SW flows could be fed from the caldera interior if they were emplaced before its formation. This second hypothesis would provide us with a timing constraint that would help us correlate the ages of the flows inside and outside the caldera. Radar bright landslides (yellow unit) can be seen on the W and NW flanks of the caldera (Fig. 4), partly covering and obscuring the assumed sources of the W-trending flank flows.

From our mapping in the summit region (Fig. 4), we propose the following sequence of events: 1) caldera formation with greater collapse on the east side; 2) emplacement of flows on the floor of the caldera, which were later deformed by polygonal fractures (cf. Smrekar et al, 2002) and a small set of arcuate fractures; 3) emplacement of younger flows covering part of the summit floor and fed from small shield volcanoes; 4) formation of a set of wrinkle ridges deforming the youngest flows.

A major arcuate fracture system, which is interpreted to overlie a circumferential dyke swarm (cf. Buchan and Ernst, 2019), is located on the E flank of Atira Mons (Fig. 5). This could suggest that late in its history Atira Mons started to develop corona-like characteristics. This arcuate fracture system cuts across the majority of the E-trending radial flows (fE, Fig. 5), indicating that most of these fractures are younger than the flows. However, the northern end of this fracture system is completely covered

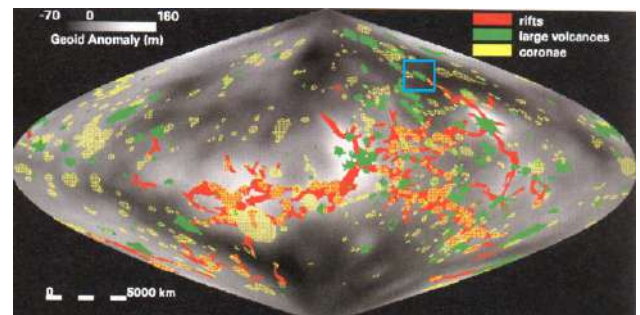


Fig. 1. Geoid of Venus in sinusoidal projection centered on 180° longitude with the locations of large volcanoes, rifts and coronae overlaid (Herrick, 1999). Atira Mons is located by the blue box

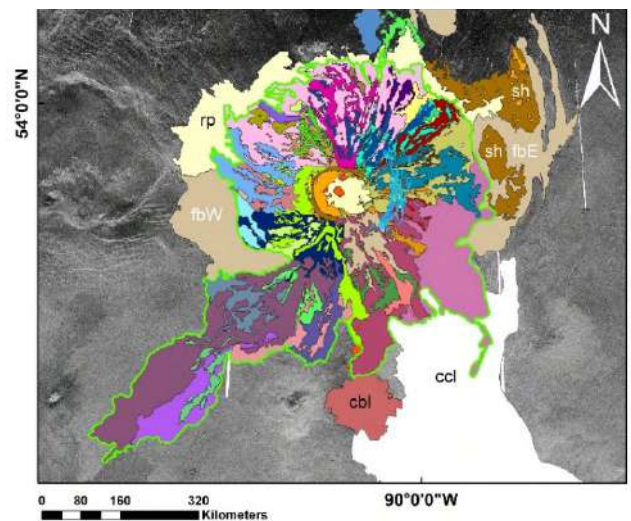


Fig. 2. General view of the study area (green line). Unless indicated otherwise, colors represent different generations of lava flows. fbW – western fracture belt; fbE – eastern fracture belt; ccl – cluster of coronae; sh – shield volcanoes; cbh – craterless blast halo

by a younger set of N- and NE-trending flank flows (fN, Fig. 5). The presence of these arcuate fractures only on the E side could reflect formation of a partial (<360°) circumferential fracture system (Ernst et al, 2019). Two smaller arcuate fracture systems on the SW portion of Atira Mons (Fig. 5) may form part of a large elliptical system that also incorporates the eastern fracture system. We are currently assessing these patterns and their relation to caldera subsidence and similar features seen in coronae.

Also on the eastern flank, the lobes of unit fSE-2 have a sharp contact with the arcuate fractures and seem to originate from them (Fig. 6). This hypothesis is supported both by topography and flow morphology. Cross-cutting and embayment relationships indicate that these are some of the youngest units on Atira Mons’ eastern flank. Another possibility is that these flows are actually sourced from the caldera and are, therefore, part of unit fSE-1.

On the SW flank of Atira Mons the flow unit fSW-1 has a length of ~600 km (Fig. 7A). Its width initially is ~100

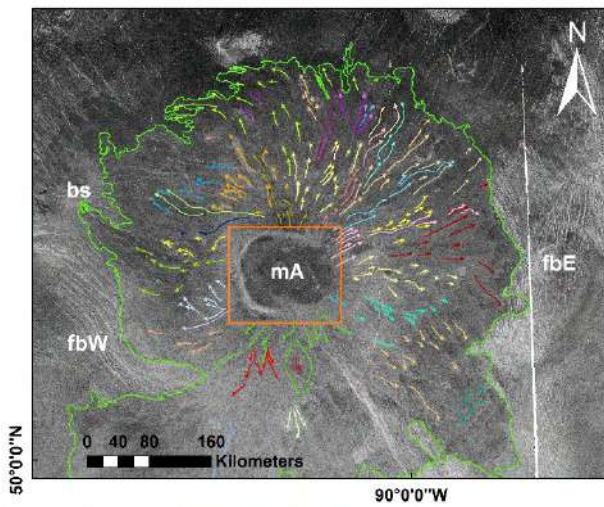


Fig. 3. Flows on the flanks of Atira Mons.

Colors indicate different generations of flows mapped on the basis of embayment and cross-cutting relationships. The white line shows the full extent of the flows. mA – Atira Mons' summit; fbW – Western fracture belt; fbE – Eastern fracture belt; bs – local depression (basin). The orange box locates Fig. 4

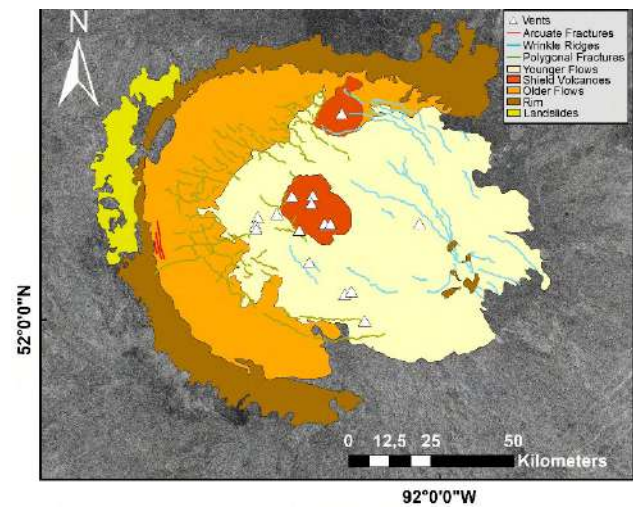


Fig. 4. Geological map of Atira Mons' summit.

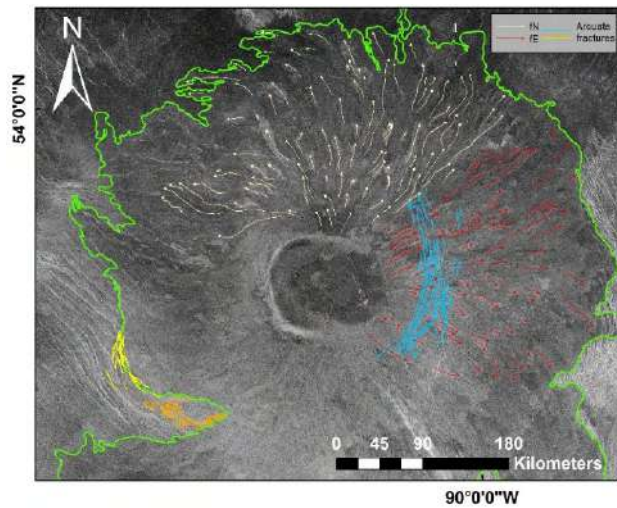


Fig. 5. Eastern arcuate fracture system (blue lines) cutting older E trending flank flows (fE) but cut by younger N-NE trending flank flows (fNE). On the SW portion are located two other systems of arcuate fractures

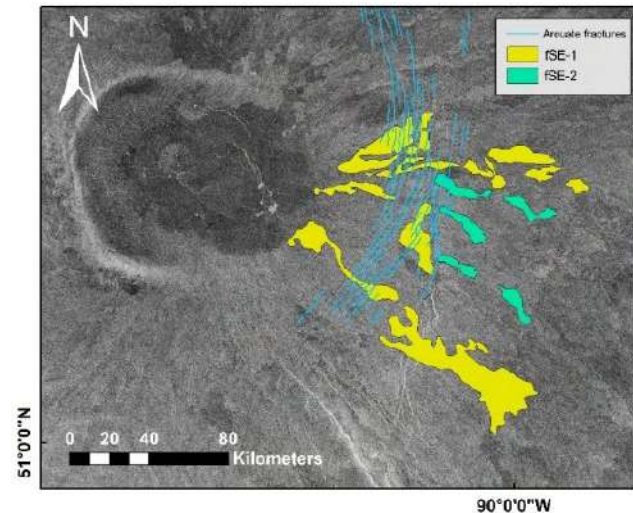


Fig. 6. Flows on the eastern flank of Atira Mons show some potential eruption sources. fSE-1 clearly can be traced to Atira Mons' summit, while fSE-2 could be emanating from the arcuate fractures or be a part of fSE-1

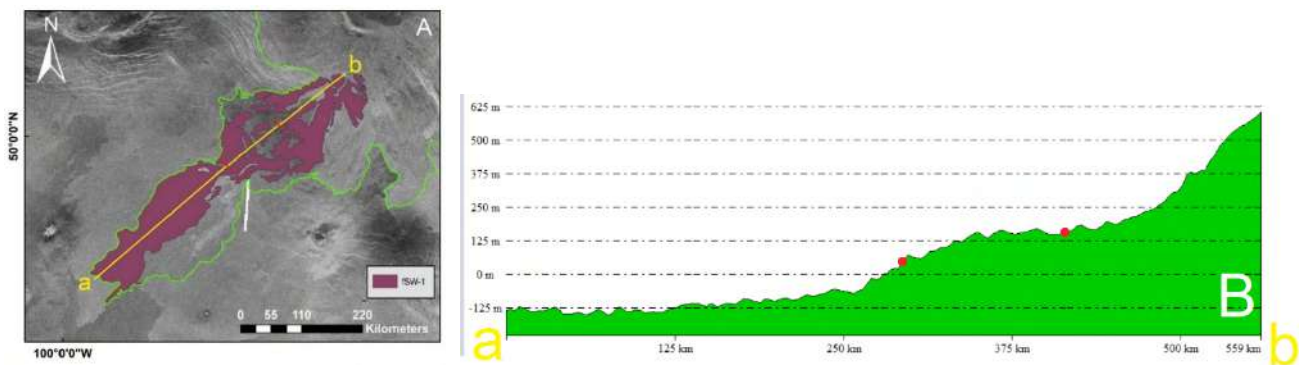


Fig. 7. A) Areal extension of unit fSW-1 (above). The yellow line ab indicates the topographic profile shown in B, while the red lines correspond to the red dots in B; B) Topographic profile of the flow unit fSW-1 along line ab.

km, increasing to ~180 km and then decreasing again to ~50–100 km. This variability reflects changes in regional topography, as indicated by the profile in Fig. 7B, which could potentially be evidence for the presence of an annular depression caused by the overlying weight of the volcano: a flexural moat (McGovern et al, 2014). We are currently evaluating further evidence to assess this possibility, since most of Venus' moats are thought to be filled by lava flows from large volcano edifices (McGovern and Solomon, 1997). This could also be related to the changing lengths of superposed phases of lava flows and a step-like structure of the edifice.

References

1. Antropova E.G., Braga C.H.G., Ernst R.E., Buchan K.L., El Bilali H., Head J.W. Analysis of multiple impact "splotches" in Hinemoa Planitia, NW and W of Phoebe Regio // Moscow Solar System Symposium, 2021.
2. Antropova. E. G., Braga C.H.G., Ernst R.E., Buchan K.L., El Bilali H., Head J.W. Characterization of a NNE-trending cluster (2 000 x 500 km) of impact "splotches" located NW of Phoebe Regio // AGU Fall Meeting. 2021.
3. Buchan, K. L., Ernst, R. E. In: Srivastava et al. (eds) Dyke Swarms of the World – A Modern Perspective // Springer. 2019. pp. 1–44.
4. Dohm, J. M., Tanaka, K. L., Skinner, J. A. Geologic Map of the Metis Mons Quadrangle (V-6), Venus // U.S. Geological Survey Scientific Investigations. 2011. Map 3158.
5. Ernst R.E., Liikane D.A., Jowitt S.M., Buchan K.L., Blanchard J.A. A new plumbing system framework for mantle plume-related continental Large Igneous Provinces and their mafic-Ultramafic intrusions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 384. pp. 75–84.
6. Herrick R.R. Small mantle upwellings are pervasive on Venus and Earth // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. № 6. pp. 803–806.
7. Ivanov, M.A., Head, J.W., Global geological map of Venus // Planetary and Space Science. 2011. V.59. pp. 1559–1600.
8. McGovern P.J., Solomon S.C. Filling of flexural moats around large volcanoes on Venus: Implications for volcano structure and global magmatic flux // Journal of Geophysical Research. 1997 V.102. № E7. pp.16 303-16 318.
9. McGovern P. J., Galgana G.A., Verner K.R., Herrick R.R. New constraints on volcano-tectonic evolution of large volcanic edifices on Venus from stereo topography-derived strain estimates // Geology. 2014. V. 42. № 1. pp. 59-62.
10. Smrekar S.E., Moreels P., Franklin B.J. Characterization and formation of polygonal fractures on Venus // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107. I. E11. pp. 8-1 to 8-17.

DYKE SWARM HISTORY OF SAMODIVA MONS REGION, DEVANA CHASMA QUADRANGLE V-29, VENUS

D. Malyshev¹, R.E. Ernst^{2,3}, C.H.G. Braga², E.G. Antropova², H. El Bilali^{2,3}

¹*Physics Faculty, Tomsk State University, Tomsk, Russia, malyshev.danil13@gmail.com*

²*Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia,*

³*Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada*

На основе радарных данных, полученных в результате миссии Магеллан (Magellan), предполагается провести детальное картирование вулканов с описанием их геологической истории. Гора Самодива (вулкан), расположена (13,6° N, 291,0° E) в южной части области Хюндлы в четырехугольнике каньона Деваны V-29 и является наиболее представительной структурной единицей для детального картирования (в масштабе 1:500 000), поскольку включает многочисленные вулканические потоки разных направлений и системы грабен-разломов. Последние, согласно проведенному анализу территории, накладываются поверх скоплений даек, и являются одним из ключевых предметов изучения данного региона. В текущей работе представлена предварительная карта скоплений даек и анализ соотношения их пересечений, которые отражают относительный возраст геологических структур и их ассоциаций с магматическими центрами.

Ключевые слова: гора Самодива, корона Живана, вулканы, дайки, Венера, планетарная геология

The Magellan radar data allow detailed mapping of volcanoes and determination of their geological histories. Samodiva Mons (volcano), located (13.6° N, 291.0° E) at the southern end of Hyndla Regio in Devana Chasma Quadrangle V-29 was selected for detailed mapping at 1:500 000 of both its volcanic flows and graben-fissure systems. The latter, which are viewed to overlie dyke swarms are the focus of the current mapping. A preliminary map of the dyke swarms is produced and crosscutting relationships reveal the relative ages of the different swarms and their associated magmatic centers.

Keywords: Samodiva Mons, Zhivana corona, volcanoes, dykes, Venus, planetary geology

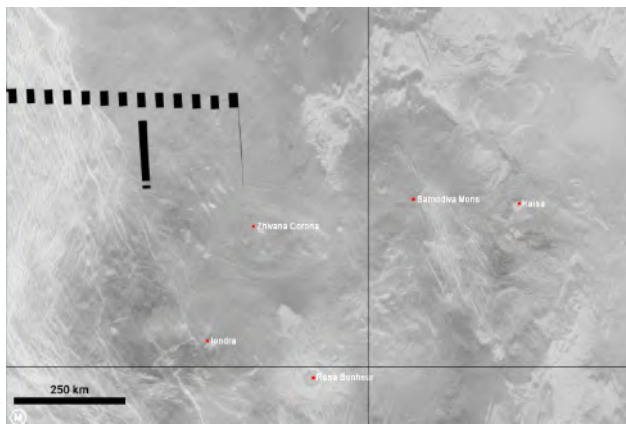


Fig. 1. Samodiva Mons region, the focus of this mapping. See also Zhivana corona. Kaisa, Rosa Bonuer, and Londra are impact craters. The tesserae in the northern part of the image is the southern portion of Hyndla regio. Image from JMARS (Christiansen et al., 2009). 290°E longitude and 10°N latitude lines are shown

The area chosen for study is the Samodiva Mons (volcano; 13.6° N, 291.0° E) and surrounding areas (Fig. 1), which is located east of Beta Regio (major plume center) (Basilevsky and Head 2008), and at the southern end of Hyndla regio, a flat-topped highland consisting mostly of tesserae (Basilevsky 2008). Tesserae are the stratigraphically oldest units and typically complexly deformed (Ivanov and Head, 2011), and may derive from a time when Venus had a more Earth-like climate (Khawja et al. 2020). However, the volcanism of Samodiva Mons and surrounding areas occurred after a proposed great climate change transition (Way et al. 2016; Way and Del Genio 2020) to the present hyper warm (450 °C), with high CO₂ concentration (96 %) and high atmospheric pressures (90 times that of Earth). As a consequence, there has been no significant erosion during or subsequent to emplacement of the volcanic and tectonic features of the Samodiva region. Therefore, the primary characteristics of the flows are preserved. Thus, Venus provides a complimentary view of terrestrial Large Igneous Province (LIP) volcanism for which erosion has typically exposed the deeper parts of the plumbing system (Buchan and Ernst 2021).

The Samodiva area is within Quadrangle V-29 and 1:500 000 scale mapping of this quadrangle was begun (Tandberg and Bleamaster, 2010) but not completed. In the catalogue of Crumpler and Aubele (2000) Samodiva is classified as an unnamed Arachnoid (subclass of corona) that is listed as being 70 km in diameter. This measurement refers to the upper portion of the Samodiva edifice. Figure 2 indicates an overall width of the edifice of 150 km and a central summit caldera 25 km in diameter.

The goals of this research are:

1. Detailed mapping of the graben fissure systems of the area, which will be grouped into sets (interpreted to represent dyke swarms). Crosscutting relationships will reveal the relative ages of those associated with Samodiva Mons with respect to those that belonging to other magmatic centers (e.g. Zhivana corona, to the west);
2. Detailed mapping of the lava flows associated with Samodiva Mons to determine their emplacement history, and to identify their specific sources, including those which are being fed from the radiating graben system (dyke swarm);
3. Assess the timing of central summit collapse to identify which flows or dykes were fed from summit collapse (and emptying of an underlying magma chamber);
4. Mapping of the surrounding units to understand the regional context for emplacement of the Samodiva Mons event.
5. Assessment of variation in the areal extent of magmatism over time (from crosscutting relationships) can be used to estimate the magnitude of CO₂ and SO₂ release over time associated with the Samodiva event and thus contribute to our understanding of the evolution of the Venusian atmosphere over time.

Initial mapping results for Goal 1 are shown in Figure 3. Three sets of grabens (interpreted to represent dyke swarms) have been mapped so far: the radiating (yellow) and circumferential swarm (white) are both directly associated with Samodiva Mons, but a third NNW-trending swarm (blue) is unrelated and likely belongs to a different magmatic center located along strike outside the study area either to the NNW or SSE.

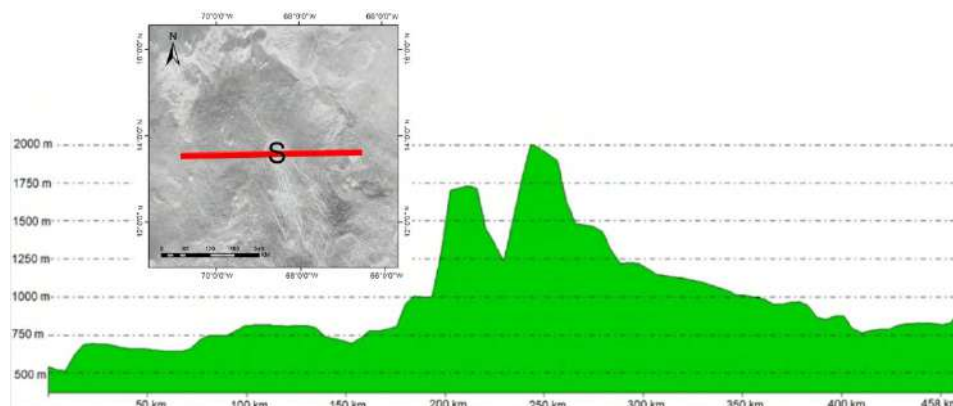


Fig. 2. E-W section across the central edifice of Samodiva which has an elevation of 1250 m, a width of about 150 km and a summit caldera about 25 km wide and about 500 m deep. Inset shows location of E-W profile; S = center of Samodiva Mons

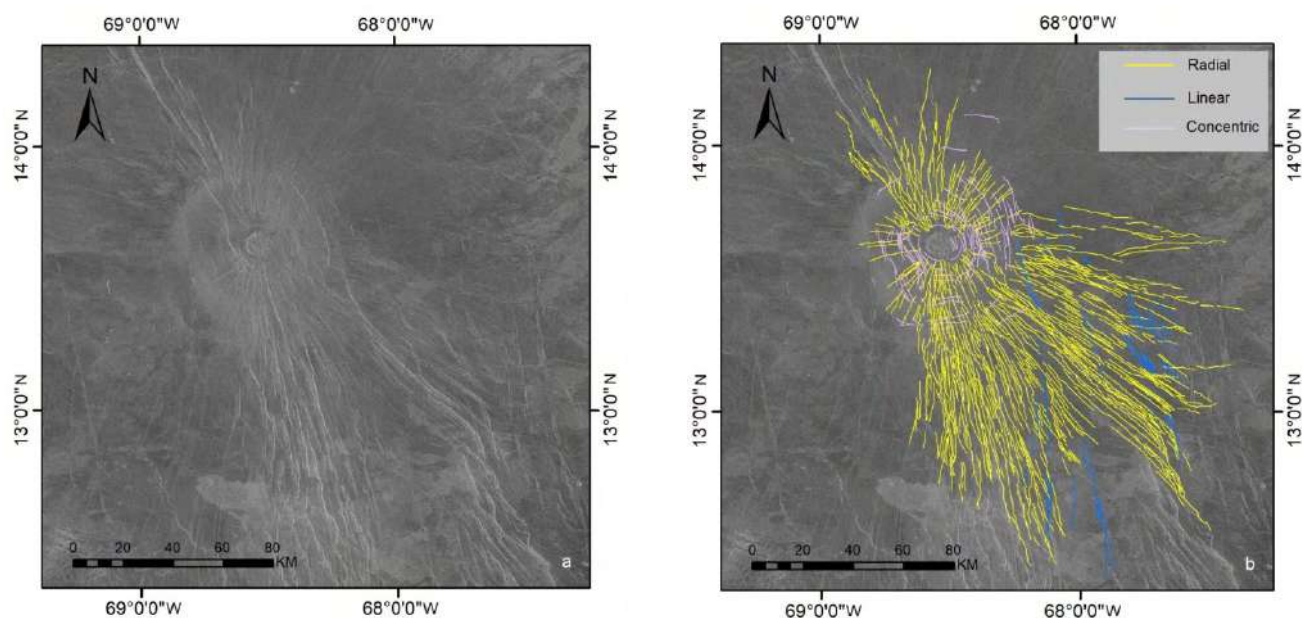


Fig. 3. Closer look to the studied area (a) and initial mapping of graben fissure systems of Samodiva Mons (b). The yellow lines represent an overall radiating dyke swarm and the blue NNW-trending lines represent a swarm that is unrelated to Samodiva Mons and is inferred to be linked to a separate center outside the area either to the NNW or to the SSE. A set of circumferential graben surrounds the Samodiva Mons centre with a radius up to 60 km and likely represents a circumferential dyke swarm. A radiating system of flows is also visible and will be the focus of the second stage of detailed mapping of this research

References

1. Basilevsky A. Geologic Map of the Beta Regio Quadrangle (V-17), Venus // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3023. 2008.
2. Basilevsky A. Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume / Basilevsky A., Head J.W. // *Icarus*. 2008. V. 192. pp. 167–186.
3. Buchan K.L. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes / Buchan K.L., Ernst R.E. // *Gondwana Research*. 2021. In press.
4. Christensen P.R. [et al.] A planetary GIS // AGU Fall Meeting. 2009. Abstract #IN22A-06.
5. Crumpler L.S. Volcanism on Venus. / Crumpler L.S., Aubele J.C. // In Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press. 2000. pp. 727–769.
6. Ivanov M.A. Global geological map of Venus. / Ivanov M.A., Head J.W. // *Planetary and Space Science*. 2011. V.59. pp. 1559–1600.
7. Tandberg E.R. Geological mapping of the Devana Chasma (V-29) Quadrangle, Venus: Preliminary Report / Tandberg E.R., Bleamaster L.F. // 41st Lunar and Planetary Science Conference (LPSC XLI). 2010. Abstract number #1816.
8. Khawja S. Tesserae on Venus may preserve evidence of fluvial erosion / S. Khawja, R.E. Ernst, C. Samson [et al.] // *Nature Communications*. 2020. V.11, No. 5789.
9. Way M.J. Was Venus the first habitable world of our Solar System? / M.J. Way, A.D. Del Genio, N.Y. Kiang [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2016. V.43. pp. 8376–8383.
10. Way M.J. Venusian habitable climate scenarios: Modeling Venus through time and applications to slowly rotating Venus-like exoplanets. / Way M.J., Del Genio A.D. // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2020. V.125(5). No., e2019JE006276.

ASIAN CONSERVATIVE SKELETON OF THE EARLY EVOLVED PRIMORDIAL MANTLE IN LOMU AND ELMU SOURCES OF LATE PHANEROZOIC VOLCANIC ROCKS

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, E.V. Saranina^{1,3}, Yi-min Sun⁴

¹*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia, rassk@crust.irk.ru*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³*Vinogradov Institute of Geochemistry SB of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

⁴*Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China*

Мы представляем результаты изотопных исследований Pb вулканических пород позднего фанерозоя из разных регионов Азии и делаем вывод о том, что их источники образовались во время затвердевания мантии в гадейском магматическом океане 4,54–4,44 млрд лет назад. Созданные протомантные резервуары LOMU и ELMU сохраняют специфические изотопные характеристики Pb всей истории мантии в доменах Южной, Центральной и Восточной Азии.

Ключевые слова: Азия, вулканические породы, поздний фанерозой, мантия, ранняя Земля

We present results of Pb isotope study of Late Phanerozoic volcanic rocks from different regions of Asia and infer that their sources originated during a solidification of the mantle in the Hadean magma ocean between 4.54 and 4.44 Ga ago. The created LOMU and ELMU protomantle reservoirs retain specific Pb isotope signatures of the whole mantle history in the South Asian, Central Asian, and East Asian domains.

Keywords: Asia, volcanic rocks, Late Phanerozoic, mantle, early Earth

Deep-seated magmatic processes beneath continental areas are recorded through analysis of major oxide and trace element abundances of erupted volcanic rocks, as well as their isotopic signatures. In Asia, we distinguish OIB-like and non-OIB sources. The former originate in the deep mantle, the latter show complementary protoliths of the continental crust and crust–mantle transition and belong, in general, to the uppermost shell of the Earth, which is defined in geophysical fields as the modern lithosphere. From study of volcanic rock sources, this definition is occasionally supplemented, however, by an underlying relatively viscous part of the mantle. We identify zones of structural unconformities between sources of the deep mantle and crust–mantle transition that denote boundaries of the most sufficient tectonic displacements.

Radiogenic isotope systems yield different constraints on processes occurred in the Earth's interior in the geological past (Allègre et al., 1982). On the one hand, no mantle material that would have corresponded to the meteorite geochron could be preserved in the Earth's mantle during the Hadean magma ocean solidification on the Earth. On the other hand, no HIMU component has been recorded in Asian volcanic rocks that that would have been characteristic of ca. 2 Ga material of low-mantle plumes (Hart & Gaetani, 2006). So, we use Pb-isotope data on volcanic rocks to estimate ages of protoliths involved in melting and develop general systematics of sources for Asian volcanic rocks subdividing protoliths into Low μ and Elevated μ Viscous Protomantle Reservoirs (LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR, respectively) that imply a solidification time of the mantle in the Hadean magma ocean between 4.54 and 4.44 Ga ago. From data obtained, we infer that the protomantle reservoirs of Asia retain specific Pb isotope signatures of the whole mantle history, i.e. the Early, Middle, and Late Epochs of the Earth's evolution (4.51–3.6, 2.9–1.8, and <0.7 Ga ago, respectively) (Rasskazov et al., 2020).

By uraniumogenic Pb isotope signatures, we designate three major non-HIMU mantle domains: (1) South Asian, (2) Central Asian, and (3) East Asian that are bordered from the south and north by the Indian and North Asian HIMU domains, respectively. The first non-HIMU domain, generated from the ELMUVIPMAR material in South Asia, approximately corresponds to an area of accretionary lithosphere related to the eastern part of the Tethysides, the second one, produced from the LOMUVIPMAR material in Central Asia, spatially coincides with an accretionary lithosphere in the central part of the Central Asian Mobile Belt and southern part of the Siberian paleocontinent, and the third one, supplied by both the LOMUVIPMAR and the ELMUVIPMAR components in East Asia, spatially matches an accretionary lithosphere of the eastern part of the Central Asian Mobile Belt and North China paleocontinent.

We describe lateral relationship between the LOMU and ELMU reservoirs in the East Asian domain using data on the Hannuoba-Dariganga group of volcanic fields. The Dariganga volcanic area, located in Southeast Mongolia near the China border, extends southeastwards to the adjacent North China in a chain of the Abaga, Dalinuoer, and Chifeng (Beilike) volcanic fields with a total length of about 500 km. Volcanic rocks from the first three fields are dated back to the Neogene-Quaternary, while those from Chifeng are referred to the Late Cretaceous [Zheng et al., 2002; Zhao et al., 2004]. Taking into account the age contrast and a low alkaline composition of Chifeng basalts [Chen et al., 2013], we separate this volcanic field from the younger Dariganga–Dalinuoer chain, composed of a basalt–tephrite–basanite assemblage. All these volcanic fields occur in the Central Asian Mobile Belt. Other (Baiyinsian, Hannuoba, Jining, and Wulanhada), located 300–400 km southwest of Chifeng, occupy the North China Palecontinent.

OIB-like geochemical signatures of volcanic rocks from the Hannuoba-Dariganga group of volcanic fields evidence their origin from deep mantle protoliths. We interpret data point distribution on diagram of uranogenic Pb as a result of the protomantle source evolution due to its depletion or enrichment. The Dariganga protomantle source (D) shows a maximal $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ value corresponding to a 4.455 Ga geochron. Data points of the Abaga and Dalinuoer rocks are shifted to the right and are referred to the protomantle source AD, which is determined by a high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ value approximately corresponding to a 4.442 Ga geochron. The D source yields also secondary isochrones, slopes of which correspond to ages of 3.69, 2.16, and 1.74 Ga. The AD source gives a secondary isochron, a slope of which corresponds to an age of 3.39 Ga. A single Dalinuoer rock (sample 100913-1) (Zhang & Guo, 2016)) is comparable with those of the Dariganga volcanic area.

Unlike rocks from Dariganga, Abaga, and Dalinuoer, those from Baiyinsian, Hannuoba, Jining, and Wulanhada represent sources of a LOMU material. In diagram of uranogenic leads, we define the Wulanhada (W) and Hannuoba (H) protomantle sources by the maximal $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values of compact groups of data points corresponding to 4.545 Ga and 4.52 Ga geochrons, respectively. Data points of the H source yield secondary isochrones, slopes of which correspond to ages of 2.62 and 1.81 Ga. The Jining data points, scattered along the Hannuoba trend from the W source, do not extend to the right of its geochron that implies the origin of the Jining rocks from the depleted W-source material simultaneously with depletion processes in the H source. Data points of the early lavas from the Baiyinsian area (eruptions of 33 Ma ago) yield a most advanced low-radiogenic trend, a slope of which corresponds to an age of about 1.48 Ga.

The protomantle-related structure in East Asia is also

complicated by stepwise processing of some older upper mantle fragments into convectively homogenized medium. This kind of processing, firstly occurred about 4 Ga ago, was developed afterwards both at the beginning and at the end of the Middle Epoch (ca. 2.85 and 1.99 Ga ago) and was displayed also in the latest geodynamic stage.

From analysis of the early evolved primordial mantle LOMU and ELMU protoliths in sources of Late Phanerozoic volcanic rocks, we infer that Asia has a conservative skeleton that was created during a solidification of the Hadean magma ocean and was retained through geological time. As compared to protoliths of sources for volcanic rocks, surface structures of the continental crust generally exhibit records of younger geological events.

References

1. Allègre, C.J., Dupré, B., Brévar, O. Chemical aspects of the formation of the core. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 306. 1982. pp. 49–59.
2. Chen, S.S., Fan, Q.C., Zhao, Y.V., Shi, R.D. Geochemical characteristics of basalts in Beilike area and its geological significance, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 2013. 29 (8). pp. 2695–2708.
3. Hart, S.R., Gaetani, G.A., Mantle paradoxes: the sulfide solution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006. 152. Pp. 295–308.
4. Rasskazov, S., Chuvashova, I., Yasnygina, T., & Saranina, E., Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, 10 (9). 2020. pp. 739.
5. Zhang, M., Guo, Z. Origin of Late Cenozoic Abaga-Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite-peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab. *Gondwana Research*, 37. 2016. pp. 130–151.

HISTORY OF VOLCANISM IN NORTHERN ASTERIA REGIO, VENUS

V. E. Rozhin^{*1}, R. E. Ernst^{1,2}, E. G. Antropova¹, C. H. G. Braga¹, H. El Bilali^{1,2}

¹*Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia, *vadimroz@mail.ru*

²*Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada*

Астерия Регио, Венера богата вулканическими центрами, полями потоков и разломами, включая пропасть Гекаты. Наше картографирование более детальное (масштаб 1:500 000), чем предыдущее (1:5 000 000). Целью нашего картографирования является подробная вулканическая история Астерии Регио, которая будет иметь отношение к вулканизму крупных изверженных провинций (КИП) на Земле. Здесь мы сообщаем о первоначальном картографировании поля потока в северной части региона Астерия.

Ключевые слова: Астерия Регио, Полик-мана Монс, Кона Монс, Тейя Монс, Пропасть Гекаты, Венера, Планетарная геология.

Asteria Regio, Venus is rich in volcanic centers, flow fields and rifts including Hecate Chasma. Our mapping is at 10x higher resolution (1:500,000 scale) than previous mapping (1:5,000,000). The goal of our mapping is a detailed volcanic history of Asteria Regio, which will have relevance to Large Igneous Provinces (LIP) volcanism on Earth. Here we report on initial mapping of a flow field in the northern part of Asteria Regio.

Keywords: Asteria Regio, Polik-mana Mons, Kona Mons, Theia Mons, Hecate Chasma, Venus, Planetary Geology.

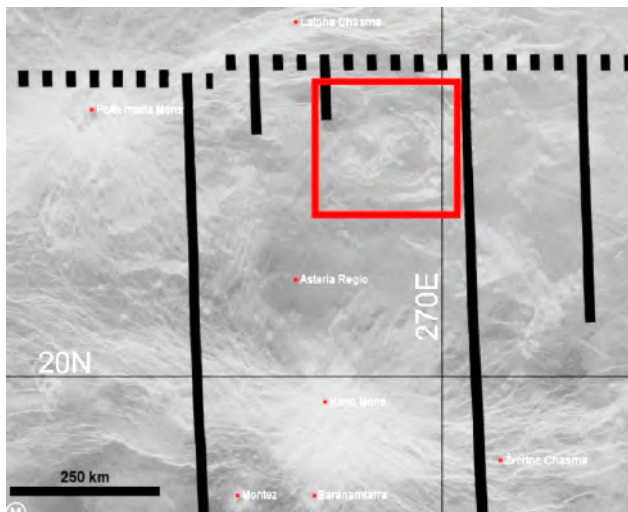


Fig. 1. Magellan SAR image of the Asteria Regio region which is about 1200 km west of the centre of Theia Mons, which is the main volcano associated with the Beta Regio plume. The area enclosed by the red box is the focus of this abstract (see Fig. 2). Image is JMARS (Christiansen et al. 2009)

Asteria Regio, Venus (Fig. 1) hosts multiple volcanic centers including Polik-mana Mons and Kona Mons with their associated rift zones, and there are also multiple smaller unnamed magmatic centers (Stofan et al. 2012). This area is about 1200 km west of the Theia Mons center, which is the main volcano associated with the Beta Regio plume (e.g. Basilevsky and Head 2008). We have selected this Asteria Regio region (Fig. 1) for research, given the intense volcanism and the opportunity to characterize its volcanic history through detailed mapping (1:500 000 scale). Such Venus volcanism is analogous to Large Igneous Provinces (LIP) on Earth (Head and Coffin 1997;

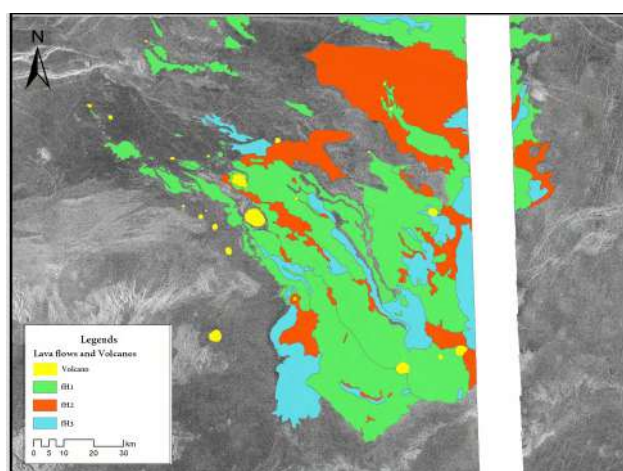


Fig. 2. Preliminary mapping in the area with a major fluctus (flow field) which is mapped as fH unit in the 1:5 000 000 scale quadrangle map of Stofan et al. (2012). According to Stofan et al. (2012) this flow unit is linked to Hecate Chasma (rift) and is inferred to have been fed from fissure along Hecate Chasma; the goal of our more detailed mapping (1:500 000 scale) in this area is to identify the specific source of this flow field. The approximately N-S white band across the image is an area of missing Magellan data

Ernst et al. 2007; Buchan and Ernst, 2021) and provides a complementary view of such volcanism, given the absence of erosion on Venus at this time (c.f. Khawja et al. 2020), when compared to the erosion that can deeply dissect terrestrial LIPs.

Our mapping of this region at 1:500 000 is 10x more detailed than previous mapping. The western part of our area is in Hecate Chasma V-28 quadrangle which was mapped at 1:5,000,000 (Stofan et al. 2012). The eastern part of this area is within Devana Chasma Quadrangle V-29, for which initial mapping of V-29 was started (Tandberg and Bleamaster, 2010), but not completed.

The goals of this research of Asteria Regio are: 1) detailed mapping of the lava flows and identification the specific sources for each; 2) detailed mapping of graben fissure systems (interpreted to overlie dyke swarms) and linking them to specific magmatic centers; 3) determining the relative ages of dykes and flows and developing a geological history for the area; 4) determining the geodynamic relationship with the plume-related magmatism of Beta Regio, centered about 1000 km to the east; 5) considering implications for improved understanding of terrestrial LIPs 6) estimating the volume of volcanism from each magmatic center and its relative timing from cross cutting relationships (goal 3) in order to estimate the magnitude of CO₂ and SO₂ release as a contribution to characterizing the evolution of the Venusian atmosphere over time.

Preliminary Mapping

Our initial mapping is focused on the flow field shown in Figure 2 (see red box in Fig. 1). In the quadrangle map of Stofan et al. (2012) this flow field is labelled fH (and termed “Hecate Chasma flow material”) and is mapped as a distinct unit from the nearby flows fPoc, which are

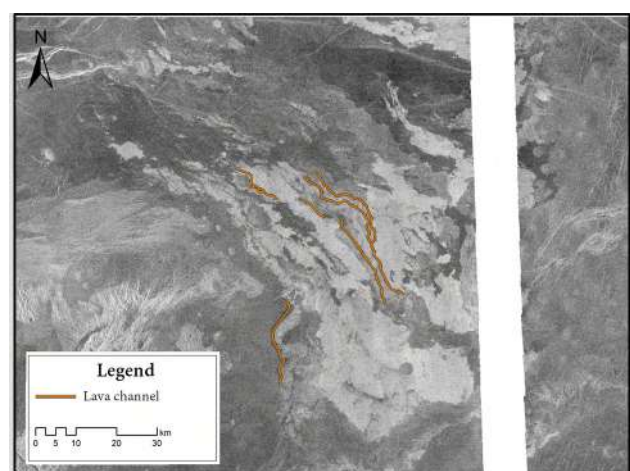


Fig. 3. Preliminary mapping of lava channels in the area with a major fluctus (flow field).

A lava channel is a stream of fluid lava contained within zones of static (i.e., solid and stationary) lava or lava levees. As the lava flows through the channel, the elevation of the surface of the lava flow pulsates and lava can possibly flood the associated channel walls spilling out of the channel and over the existing levees, creating what is known as overflow levees. Overflow levees increase the height and width of the original levee

interpreted as a distal flank flow from Polik-mana. The latter is considered as flow field 49 in Table 2 of the global flow field catalogue of Magee and Head (2001).

The Hecate flow field unit covers about 70% of this area (Fig. 2) the main direction of flow is from northwest to southeast. Hecate-Chasma (fH) (Stofan et al. 2012) has been sub-divided by us into the following 3 types: fH-1, fH-2, fH-3 (Fig. 2). Unit fH-1 is radar-bright, suggesting a rough surface and is interpreted to be the oldest unit. It comprises the majority of the fluctus. Type fH-2 is radar dark, suggesting a smooth surface, and which we interpret as the youngest unit. Lava channels located on the edges of fH-1 are provisionally interpreted to be of the same age as fH-2 (Fig. 3).

Type fH-3 is radar intermediate; it has a variable texture and is presumably intermediate in age between fH1 and fH2. It is distributed mainly in the western and eastern parts of the fluctus, and is of smaller extent than fH-1 and fH-2.

Small shield volcanoes are also present (Fig. 2), which are predominantly distributed in the central part of the area. Their diameter varies from 1 km to 6 km. These shield volcanos are older than the fH-1 type lava flow, as can be the relationship with the surrounding flows.

Our continuing mapping of this fluctus aims to identify the specific source(s) of these three main flow units associated with Hecate Chasma. More broadly our detailed (1:500 000) mapping and interpretation of all the flow units (and associated graben-fissure systems) of this northern Asteria region will lead to 1) a robust geological history and 2) an estimate of magmatic production (and CO₂ and SO₂ gas release) through time over time and thus contribute to our understanding of the evolution of the Venusian atmosphere.

References

1. Basilevsky A. Geologic Map of the Beta Regio Quadrangle (V-17), Venus // U.S. Geological Survey Scientific Investigations. 2008. Map 3023.
2. Buchan K.L., Ernst R.E. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes // *Gondwana Research*. 2021. In press.
3. Christensen P. R. et al. A planetary GIS // AGU Fall Meeting. 2009. Abstract #IN22A-06.
4. Crumpler L.S., Aubele J.C. Volcanism on Venus // In Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press. 2000. pp. 727–769.
5. Ernst R.E., Desnoyers D.W., Head J.W., Grosfils E.B. Graben–fissure systems in Guinevere Planitia and Beta Regio (264–312° E, 24–60° N), Venus, and implications for regional stratigraphy and mantle plumes/diapirs // *Icarus*. 2003. V. 164. pp. 282–316.
6. Ernst R.E., Buchan K.L., Desnoyers D.W. Plumes and plume clusters on Earth and Venus: Evidence from Large Igneous Provinces (LIPs) // In: D.A. Yuen, S. Maruyama, S-I. Karato, B.F. Windley (eds.) *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Springer. 2007. pp. 537–562
7. Head J.W., Coffin M.F. Large Igneous Provinces: a planetary perspective // AGU Geophysical Monograph. 1997. V. 100. pp. 411–438.
8. Khawja S., Ernst R.E., Samson C., Byrne P.K., Ghail R.C., MacLellan L. Tesserae on Venus may preserve evidence of fluvial erosion // *Nature Communications*. 2020. V11, № 5789.
9. Magee K.P., Head J.W. Large flow fields on Venus: Implications for plumes, rift associations, and resurfacing // In: Ernst R.E., Buchan K.L. (eds). *Mantle Plumes: Their Identification Through Time: Geological Society of America Special Paper*. 2001. № 352. pp. 81–101.
10. Stofan E.R., Guest J.E., Brian A.W. Geologic Map of the Hecate Chasma Quadrangle (V-28), Venus // US Geological Survey Scientific Investigations. 2012 Map 3163.
11. Tandberg E.R., Bleamaster L.F. Geological mapping of the Devana Chasma (V-29) Quadrangle, Venus: Preliminary Report // 41st Lunar and Planetary Science Conference. 2010. Abstract number #1816.

MAGMATIC HISTORY OF NORTH-EAST PART OF THEIA MONS, BETA REGIO VENUS

A. Shimolina¹, R.E. Ernst^{2,3}, E.G. Antropova², C.H.G. Braga², H. El Bilali³

¹Department of Petrology and Volcanology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, arina051299@gmail.com

²Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia,

³Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada

Тейя Монс – вулканическое сооружение высотой 2,5 км и шириной около 500 км, расположенное в центре региона Бета на тройном сочленении рифтов и сопровождаемое радиальным роом даек. Детальное картирование в масштабе 1:750 000 нацелено на раскрытие геологической истории Тейи и её связь с плюмовым событием региона Бета.

Ключевые слова: Тейя Монс, регион Бета, вулканы, дайки, Венера, планетная геология

Theia Mons is a 2,5 km high 500 km across volcanic edifice centered on Beta Regio, and at the locus of triple junction rifting and a radiating dyke swarm. Detailed mapping 1:750 000 scale aims to reveal the emplacement history of Theia Mons with broader implications for the Beta Regio plume event.

Keywords: Theia Mons, Beta Regio, Volcanoes, Dykes, Venus, Planetary Geology

Theia Mons is one of the most important volcanic edifices on Venus (Figs. 1 and 2). It is centered at 22.7° N, 281° E (101° W) on Beta Regio, which along with Atla and Themis Regio, define the BAT (Beta-Atla-Themis) region as the youngest volcanic and tectonic activity of Venus. Beta Regio is thought to represent a currently active plume in that it is topographically elevated, has an associated geoid high, is the center of a triple junction rifting system (Basilevsky and Head, 2008) and is also the focus of a giant radiating dyke swarm (Ernst et al., 2003).

The northern half of Theia Mons has been mapped at 1:5 000 000 scale as part of Beta Regio Quadrangle (V-17) (Basilevsky, 2008). The southern half of Theia Mons is located in Devana Chasma Quadrangle (V-29). 1:5 000 000 mapping of this quadrangle begun (Tandberg and Bleamaster, 2010) but was not completed. The global compilation Crumpler and Aubele (2000) catalogued this as Theodora Patera (24° N, 280,5° E) with a diameter of 1 000 km. In later publications (ie. Basilevsky, 2008; Basilevsky and Head, 2008) it is referred to as Theia Mons and we use this name here.

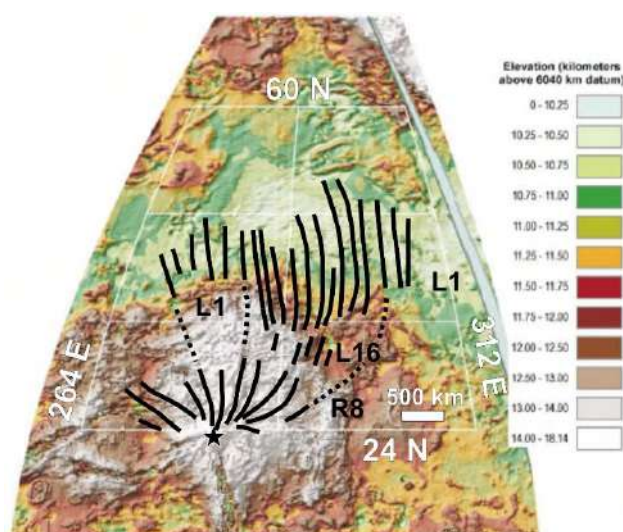


Fig. 1. Topographic map of Beta Regio showing elevated topography centered on Theia Mons (star) and associated with potential radiating swarms that swings into a common trend after 1 000 km (modified after Ernst et al., 2003)

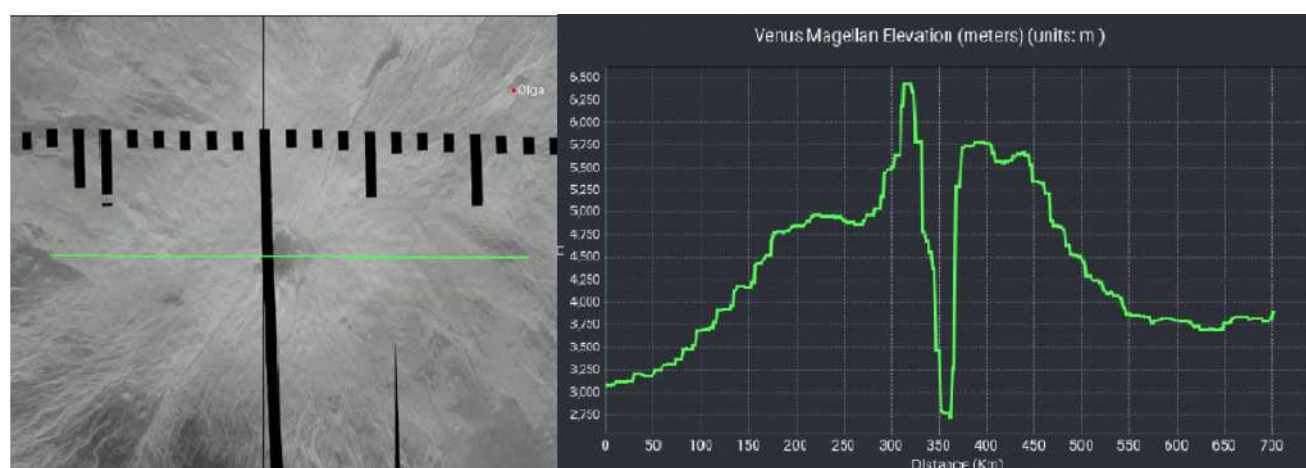


Fig. 2. W-E topographic profile across Theia Mons reveals an edifice 500 km across with a deep central caldera which is about 50 km across. Flows can be traced up to at least 650 km away from the central edifice. The SAR image of Theia Mons is 750 km across

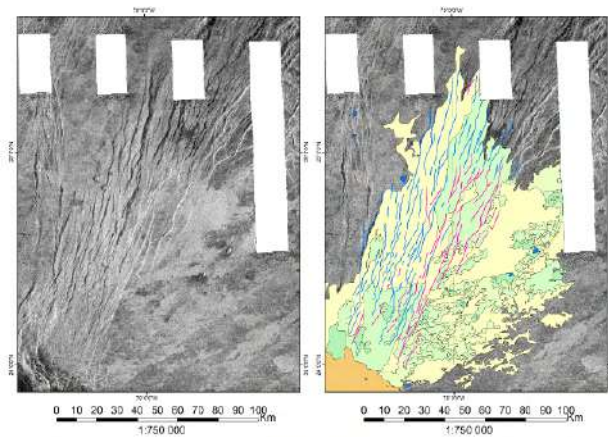


Fig.3. Distribution of initial mapping of flow units at 1:750,000 scale and suggestion that some units can be traced into the NNE-SSW rift zone suggesting that rifting postdates emplacement of the flows. Different polygon colors correspond to: orange – caldera, yellow to green – separated flows, blue – pits. Different line colors correspond to: blue – dark side of grabens, pink – bright side grabens, corresponding to left and right sides of graben in Cycle 1 (Left looking SAR images)

Theia Mons consists of a volcanic edifice which is 500 km across and 2,5-3 km high with a deep central caldera (2,5 km deep) which is about 50 km across (Fig. 2). Flows can be traced up to at least 650 km away from the central edifice. The radiating swarm (recognized by a graben-fissure system) can be linked to a regional linear N-S swarm suggesting an overall swarm length of 3400 km (Fig. 1; Ernst et al., 2003). The transition from the radiating to linear pattern at 1 000 km is interpreted to mark the outer boundary of the underlying flattened plume head (Ernst and Buchan, 2001).

The focus of this research is detailed mapping of Theia Mons volcanism at a scale of 1:500 000 with the following goals: 1) identify the sources of all mapped flow units, 2) integrate the emplacement of flows with graben system (dyke swarm) emplacement and central caldera collapse (above a central magma chamber); 3) characterize the relationship with the triple junction rifting; 4) develop a comprehensive geological history of Theia Mons in order to better constraint the geodynamic evolution of Beta Regio plume event. 5) integrate this geological history with estimated flow volumes to characterise the release of CO₂ and SO₂ over time from this major young plume event and thus contribute to our understanding of the evolution of the Venusian atmosphere over time.

Initial mapping of flows and grabens-fissures in the NE quadrant (Fig. 3) indicate multiple generations and suggest rifting postdates emplacement of flows. We suggest two different directions of flows (Fig. 4): from the central caldera (red arrows) and from the grabens to the north of it (yellow arrows). Alternatively, the northern flows (yellow arrows) could also be from a source further southwest that is obscured by the younger set of grabens. An important question to be resolved from continued mapping is whether this NE set of grabens is underlain by dykes or whether these grabens are purely due to extension in a rift zone.

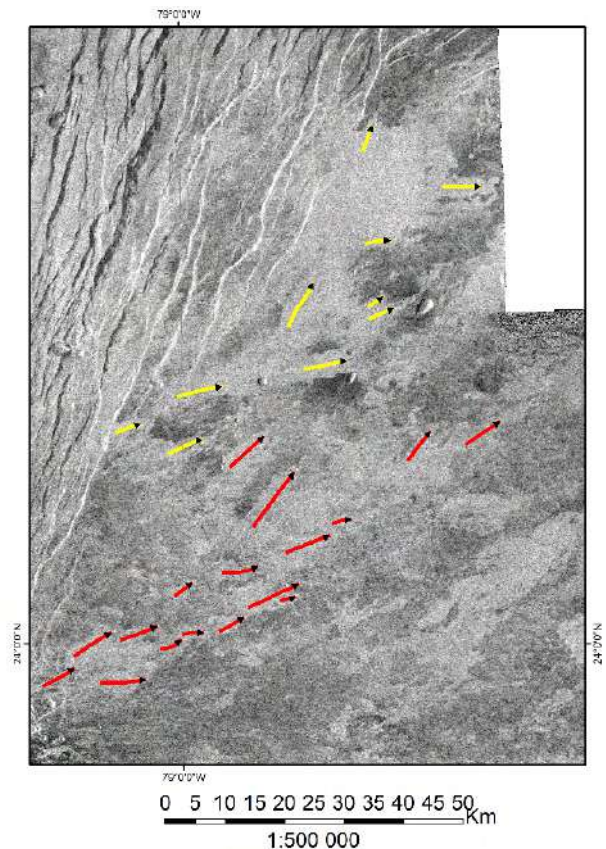


Fig.4. Two supposed different directions of the Theia Mons' north-east flows: red arrows – flows from caldera, yellow arrows – flows from grabens or from source further SW but obscured by the grabens

References

1. Basilevsky A. Geologic Map of the Beta Regio Quadrangle (V-17), Venus // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3023. 2008.
2. Basilevsky A., Head J.W. Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume // *Icarus*. 2008. V. 192. pp. 167–186.
3. Crumpler L.S., Aubele J.C. Volcanism on Venus. In: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press. 2000. pp. 727–769.
4. Ernst R.E., Buchan K.L. The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*. Geological Society of America. Special Paper 352. 2001. pp. 247–265.
5. Ernst R.E., Desnoyers D.W., Head J.W., Grosfils E.B. Graben-fissure systems in Guinevere Planitia and Beta Regio (264–312° E, 24–60° N), Venus, and implications for regional stratigraphy and mantle plumes/diapirs. // *Icarus*. 2003. V.164. pp. 282–316.
6. Tandberg E.R., Bleamaster L.F. Geological mapping of the Devana Chasma (V-29) Quadrangle, Venus: Preliminary Report // 41st Lunar and Planetary Science Conference. 2010. Abstract number #1816.

СЕКЦИЯ

**«ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
И ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЗЕМЛИ»**

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ НА ПРИМЕРЕ ХАРАМПУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

И.В. Афонин¹, Е.А. Онкуль²

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, ¹heaven05@list.ru, ²u.sigurdsson@mail.ru

В данной работе рассматриваются отложения березовской свиты мелового возраста в пределах Харампурского месторождения. Приведены результаты структурно-текстурного, минералогического и геохимического анализов. На основании полученных данных была предложена модель формирования отложений в преобладающе шельфовых условиях на фоне слабых регрессивно-трансгрессивных движений.

Ключевые слова: березовская свита, литолого-фациальный анализ, геохимические индикаторы

This paper examines the Cretaceous deposits of the Berezovskaya suite within the Kharampurskoye field. The results of structural-textural, mineralogical and geochemical analyzes are presented. Based on the data obtained, a model was proposed for the formation of sediments in a predominantly shelf environment against the background of weak regressive-transgressive movements.

Keywords: Berezovskaya suite, lithological-facies analysis, geochemical indicators

В настоящее время наблюдается общее истощение газовых месторождений, преимущественно связанных с сеноманскими отложениями. Эта проблематика заставляет искать новые объекты, чтобы поддержать общий уровень добычи газа и создать запас по данному виду ресурсов. Одним из таких объектов являются коньяк-сантонские отложения Западной Сибири, представленные березовской свитой.

В основу исследований был положен керновый материал (52 погонных метров) одной из опорных скважин в пределах Харампурского месторождения, результаты рентгеноструктурного анализа (50 образцов) и данные масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (30 образцов). Исследования были проведены в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ. В качестве методических подходов для обработки данных микроэлементного состава были использованы следующие геохимические индикаторы: La/Yb, Sr/Ba, Ti/Zr, Eu/Eu (Маслов, 2005; Шатров, 2007, 2010)

Березовская свита характеризуется двучленным строением, каждая из подсвит в свою очередь разделена на несколько пластов, отличных друг от друга по вещественному составу и геохимическим особенностям. Описание разреза будет приведено от подошвы к кровле. Пласт НБ4 сложен мелкозернистыми алевролитами различных оттенков серого цвета с небольшими линзами мелкозернистого песчаника. Текстуры особенности представлены сочетанием горизонтально-слоистой, оползания, биотурбационной. В минералогическом плане отмечается преобладание кварцевой составляющей (до 53,8 %) и глинистых минералов с преобладающей ролью монтмориллонита. Пласт НБ3 представлен алевролитами мелкозернистыми глинистыми голубовато- и зеленовато-серого цвета со

множеством темно-бурых битуминозных включений. Текстура горизонтально-слоистая, биотурбационная, отмечаются интракласты и слойки (0,5 см) более крупнозернистого материала. Минеральный состав представляет собой сочетание кварца, глинистых минералов, опал-кристаллитовой фазы, цеолитами и глауконита. Пласт НБ2 сложен преобладающе кремнево-глинистыми породами, в которых отмечаются прослои глауконитовых глин и алевролитов (преимущественно в кровельной части пласта). Среди текстур фиксируются тонкая и неясная горизонтальная слоистость. Минералогия представлена общим преобладанием кварц-опал-кристаллитовой фазы (до 70 %), менее распространенными являются глинистые минералы, цеолит (наиболее развит в подошве пласта) и глауконит. Пласт НБ1 сложен светло-серыми опоками с редкими прослоями тонкого глинистого материала, образующего пологоволнистую слоистость. Также отмечаются ветвящиеся прожилки темно-серого цвета, вероятно, обусловленные перераспределением коллоидов в незатвердевшем осадке. Минералогия представлена опал-кристаллитовой фазой и кварцем (до 90 %), в меньшей степени отмечаются глинистые минералы глауконит. Пласт ВБ2 сложен кремнево-глинистыми породами различных оттенков серого. Текстура преобладающе тонко горизонтально-слоистая, редко нарушенная присутствием интракластов алевролитов, иногда отмечаются следы биотурбации. В минералогическом плане отмечается общее преобладание глинистой составляющей до 60 %, менее распространенными являются кварц, опал+кристаллит, глауконит. Пласт ВБ1 сложен переслаиванием алевролитов с глинисто-карбонатными породами. Текстура преобладающе массивная, редко неявно горизонтально-слоистая. Среди минералов отмечается общее преобладание

кварца (до 60 %), глинистых минералов (до 50 %), в карбонатных прослоях фиксируется сидерит до 50 %, редко наблюдается глауконит. Пласт ВБ0 представлен алевритами от глинистых мелкозернистых до слабо песчаных крупно-мелкозернистых (вверх по разрезу). Текстура по всему интервалу неоднородная: неявная горизонтально-слоистая, биотурбационная. В минералогическом плане наблюдается общее преобла-

дание кварца, глинистых минералов, также отмечаются полевые шпаты глауконит.

Учитывая особенности текстурно-структурного анализа и минералогические особенности исследуемых пород можно сделать вывод, что формирование березовской свиты предположительно происходило в шельфовой зоне на фоне незначительных регрессивно-трансгрессивных циклов.

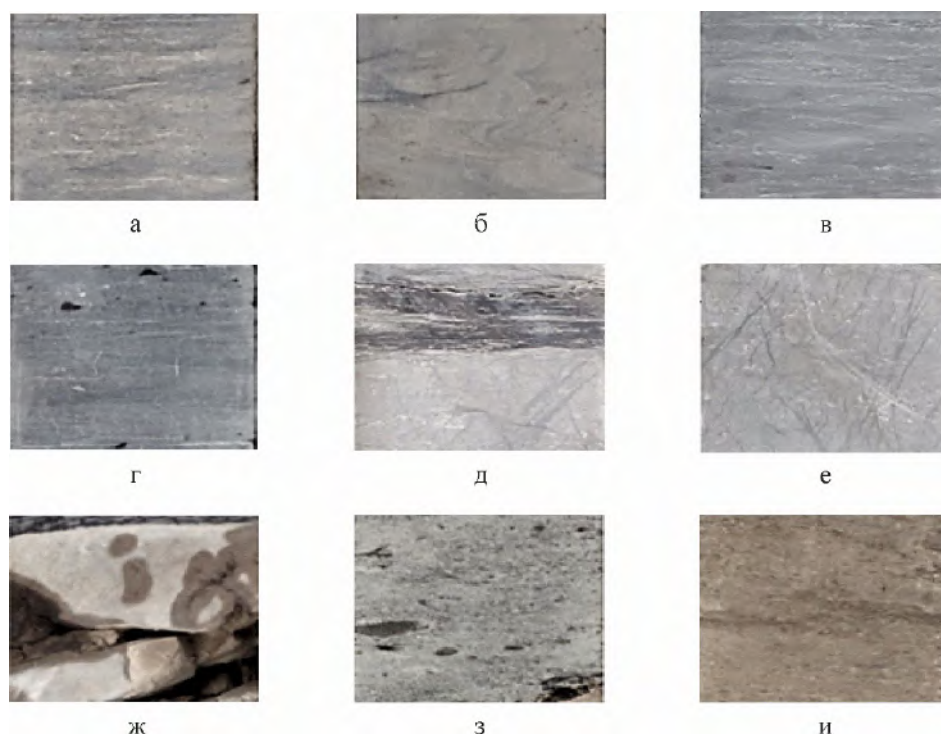


Рис. 1. Текстуры пород березовской свиты:

а – горизонтальная слоистость в алевритах пласта НБ4; б – текстура оползания в песчаном прослое, пласт НБ4; в – тонкая горизонтальная слоистость в глинистых алевритах, пласт НБ3; г – тонкая горизонтальная слоистость в кремнево-глинистых породах, пласт НБ2; д – глинистые прослои в опоках, пласт НБ1; е – диагенетические трещины в опоках, пласт НБ1; ж – прослой сидеритов, пласт ВБ2; з – интракласты алевритов в кремнево-глинистых породах, пласт ВБ1; и – массивные карбонизированные алевриты, пласт ВБ0

Вариации геохимических индикаторов представлены на рисунке 2. Sr/Ba, как индикатор палеосолёности, в его привычном понимании (<1 – пресноводные отложения, >1 – морские отложения) не совсем применим к отложениям березовской свиты, так как не даёт однозначных результатов сам по себе. Однако в совокупности с литологическими данными, можно сделать вывод о принадлежности пород к морской обстановке с локальными аномалиями опреснения. Аномалии могут быть обусловлены свободным перемещением масс воды из бореальной области в Западно-Сибирский бассейн в коньякский и сантонский века (нижнеберезовская подсвита) (Перегойкин, 2017). La/Yb как индикатор глубокowodности информативен для шельфовой зоны, в которой предположительно формировались отложения березовской свиты, так как возрастание тяжёлых лантаноидов относительно лёгких происходит и

при переходе от верхних горизонтов воды к глубинным (наддонным) (Шатров, 2010). Таким образом, колебания значений коэффициента La/Yb от 8 до 16 можно рассмотреть, как проявления небольшой смены глубинности шельфа. Коэффициент Ti/Zr не применим как индикатор удалённости от источника сноса для характеристики данных отложений. Его повышенные значения (27–45) могут указывать на привнос тёмноцветных Ti-содержащих минералов за счёт вулканического материала. Данное предположение так же может подтверждаться высоким содержанием кремнезёма в пластах нижнеберезовской свиты. Ю.Г. Цеховский и другие исследователи, наряду с привносом кремнезёма из площадных латеритно-каолинистых кор выветривания, признавал и возможность его поступления из глубинных источников в результате вулканической и гидротермальной деятельности (Перегойкин, 2017).

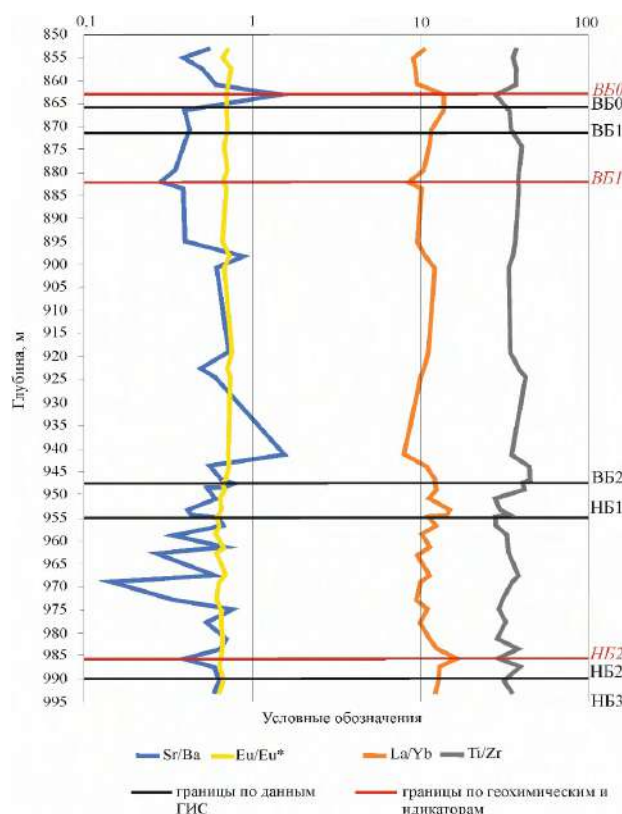


Рис. 2. Геохимический разрез березовской свиты Харампурского месторождения

По мнению М.А. Петровой в вулканических областях большая масса кремнезема поступает в бассейны при взаимодействии раскаленной лавы и горячего пирокластического материала с водой и при разрушении вулканического пепла в процессе диагенеза (гальмиролизе с выделением кремнекислоты) (Перекожин, 2017). Именно с этим процессом и связывают возникновение минеральной ассоциации, состоящей из клиноптилолита, кристобалита, опала и монтмориллонита, которая характерна для раннекайнозойских отложений Южно-Русского и Западно-Сибирского морей (Перекожин, 2017), в том числе и для березовской свиты. Коэффициент Eu/Eu^* показывает высокие значения до 0,76 (среднее для осадочных пород фанерозоя – 0,61–0,72) (Шатров, 2007), что может так же служить основой для предположения о значимой роли вулканитов как источников вещества.

На основании проведенных литолого-фациального и минералого-геохимического анализов было выдвинуто предположение о формировании отложений березовской свиты Харампурского месторождения в пределах континентального шельфа (рис. 3).

Пласты НБ3-4 формировались в относительно спокойной обстановке переходной зоны от глубоководного к мелководному шельфу. Пласты НБ1-2 и ВБ2 на-

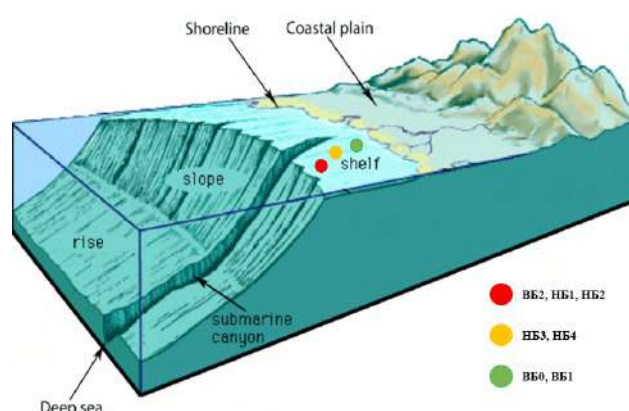


Рис. 3. Модель формирования березовской свиты Харампурского месторождения

капливались в условиях относительно глубоководной части шельфа. На минеральный состав пластов НБ1-2 большое влияние оказал глубинный вулканический источник вещества. Локальные аномалии опреснения объясняются влиянием вод бореального бассейна. Формирование пластов ВБ0-1 происходило в условиях мелководного шельфа. На минеральный состав и геохимические особенности отложений повлиял привнос вещества подводными потоками с континентов. При этом необходимо отметить, что границы пластов, установленные по данным геофизических исследований скважин (ГИС), хорошо совпадают с геохимическими границами, обозначенными в виде симбатных пиков геохимических индикаторов. Основываясь на поведении тех же пиков, границы пластов ВБ0, ВБ1, НБ2 вероятно стоит несколько скорректировать (рис. 2).

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ

Литература

1. Маслов А.В. Методы изучения и интерпретации полученных данных: учебн. пособие. Екатеринбург : Изд-во УГТУ, 2005. 289 с.
2. Перекожин А.С. Перспективы нефтегазоносности сенонских отложений Западной Сибири : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. С. Перекожин. Тюмень, 2017. 196 с.
3. Шатров В.А. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного Мирового океана / В. А. Шатров, Г. В. Войцеховский // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2010. №1. С. 73–83.
4. Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы): автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / В. А. Шатров. Москва, 2007. 51 с.

ИЗУЧЕНИЕ И ОТКРЫТИЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ТЕРРИТОРИИ ОМСКОЙ ОБЛАСТИ

П.В. Большаник, И.И. Кротт, П.В. Ирха

Омский государственный педагогический университет, Омск, Россия, bolschpetr@mail.ru

В работе анализируется история геологического поиска и разведки нефтяных месторождений на территории Омской области. Выявляются геологические и палеонтологические особенности отложений Баженовской свиты.

Ключевые слова: нефтяные месторождения, поиск полезных ископаемых, Баженовская свита, горные породы, углеводороды.

The paper analyzes the history of geological prospecting and exploration of oil fields in the Omsk region. The features of the deposits of the Bazhenov formation are revealed.

Keywords: oil fields, prospecting for minerals, Bazhenovskaya suite, rocks, hydrocarbons.

Актуальность. Нефтяная промышленность является одной из важнейших в структуре экономики России. Ее роль определяется значимостью в формировании экспортных и бюджетных доходов, а также взаимосвязью с другими секторами и отраслями национальной экономики. Кроме того, себестоимость добычи российской нефти такова, что позволяет получать сверхприбыль не только в периоды подъёма, но также гарантирует доход при низких ценах на энергоресурсы.

В структуре добытой российской нефти доля западносибирской составляет 58,5%, именно поэтому вопросы изучения истории сибирской нефтеразведки так важны.

Цель. Исследовать историю геологоразведочных экспедиционных работ в Омской области и открытия Баженовской свиты.

Задачи. Выявить предпосылки проведения геологоразведочных работ в Западной Сибири.

Изучить историю исследования Баженовского участка Саргатской площади Омской области.

Обосновать критерии нефтеносности Баженовской свиты.

Методы исследования. Для изучения истории открытия Баженовской свиты были проанализированы материалы Омского филиала Федерального бюджетного учреждения «Территориальный фонд геологической информации по Сибирскому федеральному округу», архивные и картографические материалы; проводился опрос старожилов, которые работали в составе экспедиции.

Результаты. В 50-х годах прошлого столетия в экономике СССР возникла проблема нехватки нефти для производства топлива. Нефтяные месторождения Поволжья истощались, поэтому требовалось найти новые источники углеводородов. Первые предположения о возможности наличия нефти в Западной Сибири возникли в 30–40-х годах, но первые поисковые нефтеразведочные экспедиции пришлось уже на 50-е годы и начались с освоенных территорий.

Летом 1932 г. Академия наук СССР провела выездную сессию в Свердловске, а затем в Новосибирске.

На этой сессии академик Иван Михайлович Губкин высказал мысль о необходимости организации поисков нефти на восточном склоне Урала, иными словами, в пределах Западно-Сибирской равнины.

В 1936 г. в статье «К вопросу о нефти в Западно-Сибирском крае» проблему нефтеносности Западно-Сибирского края «с общегеологической точки зрения» обстоятельно рассмотрел Михаил Антонович Усов. Он сформулировал два «условия, совершенно необходимые для образования и сохранения нефти в земной коре»: 1) осадочные породы с битуминозными веществами, не испытывшими высоких степеней метаморфизма; 2) удобные структуры соответствующих формаций, преимущественно – в виде пологих складок, не разбитых частыми и резкими дизъюнктивами.

Западно-Сибирский филиал Академии наук СССР на первой сессии в 1945 году в Новосибирске заслушал доклад заслуженного деятеля науки, профессора М.К. Коровина «О перспективах нефтеносности Западной Сибири и путях дальнейших геологических исследований» и пришел к заключению о необходимости срочного возобновления прерванных из-за условий военного времени поисковых работ и разведочного бурения глубоких скважин в Западной Сибири.

1947 г. на Техническом совете под председательством академика Д.В. Наливкина был заслушан план возобновления на новом уровне геологоразведочных работ в Сибири. Приоритет в соответствии с докладами Н.А. Кудрявцева, а также других известных ученых-нефтяников страны – Д.Л. Степанова, Г.Е. Рябухина, В.М. Сеникова, Ф.Г. Гурари отдавался изучению мезозойских и третичных отложений.

Особое внимание уделялось опорному бурению. Было признано целесообразным продолжить бурение Тюменской, Барабинской, Колпашевской, Татарской, Максимкин-Ярской скважин и начать бурение Ханты-Мансийской, Покурской, Уватской, Шаимской, Омской, Славгородской, Ларьякской и Васюганской скважин. Сегодня хорошо известно, что в конечном счете бурение именно этих скважин привело к открытию ос-

новых нефтегазоносных районов в центральной и южной частях Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Приказом Мингео СССР в 1948 г. были организованы Центральная Западно-Сибирская нефтегазоразведочная экспедиция и Тюменская геологоразведочная экспедиция, соответственно, в Новосибирске и Тюмени.

В 1952–59 гг. производилось бурение на территории Саргатской исследовательской площади около с. Баженово. В начале, по результатам бурения была выделена самостоятельная пачка в составе Марьяновской свиты. Она залегала на глубинах 2359–2530 м и имела мощность от 20 до 30 м (Геологический..., 1955). Свита сложена черными и темно-серыми с коричневым оттенком аргиллитами, массивными и реже плитчатыми. В верхней части разреза встречаются прослои мергелей. В отложениях свиты встречены отпечатки аммонитов, двустворок, мелкие ростры белемнитов, остатки рыб и конхиолиновых крючков. Радиолярии встречаются по всей толще свиты (Материалы..., 1953).

Характерные свойства баженовской свиты обусловлены специфической обстановкой осадконакопления, в которой накапливались данные отложения. Эти условия представляли собой глубоководную обстановку в эпиконтинентальном морском бассейне.

Время формирования этих осадков начинается с позднекимериджского и заканчивается готеривским веком. В данный период происходила одна из крупнейших в истории мезозоя морская трансгрессия, в результате которой водой была покрыта почти вся территория Западной Сибири. За время формирования осадков глубина бассейна постоянно менялась. Наиболее глубоким морской бассейн был в волжское время, а к началу берриасского века произошла регрессия бассейна, и его глубина значительно уменьшилась.

Период трансгрессии был сопряжен со временем относительного тектонического покоя на суше (районы обрамления Западно-Сибирской плиты). В условиях сглаженного рельефа, теплого и влажного гумидного климата преобладали процессы химического выветривания пород, а интенсивность их механической денудации была низкой.

Объемы поступавшего в бассейн минерального вещества и темпы его седиментации были существенно пониженными, а объемы биогенного вещества – резко повышенными. Вследствие этого сформировались не терригенные, а терригенно-биогенные осадки (Баженовский..., 1986).

Изначально предполагалось, что битуминозные аргиллиты БС залегают плащеобразно и имеют единый возраст, однако, по мере изучения Западной Сибири было установлено, что данные отложения отличаются по литологическому составу и имеют различный возраст. По этой причине, как и в случае с неокосскими отложениями, в стратиграфических схемах появилось большое число свит, относящихся по своей сути к одним и тем же отложениям. В Западной Сибири аналогами баженовских битуминозных аргиллитов являются отложения тутлеймской и мулымьинской свит,

а также верхние части даниловской, гольчихинской и марьяновской свит. Каждая из этих свит распространена в пределах обособленного структурно-фациального района и отличается некоторыми литологическими особенностями и стратиграфическим объемом.

На юге Западной-Сибири, в пределах Тебисского и Ажарминского СФР, выделяется еще один аналог БС – марьяновская свита. Ее отложения представлены глинами аргиллитоподобными, темно-серыми до черных, тонкоотмученными, битуминозными прослоями. Возраст свиты – кимеридж-берриас, мощность – 30–220 м.

Фабиан Григорьевич Гулари выделил баженовскую свиту как самостоятельное геологическое тело в 1959 году. В 1961 году, в одной из своих статей (Гулари, 1962), готовясь к защите докторской диссертации, он написал о том, что если баженовская свита будет трещиноватой, то она может оказаться нефтеносной, и с ней могут быть связаны значительные запасы нефти.

Баженовская свита – группа нефтематеринских горных пород, выявленная на территории Западной Сибири. Занимает площадь около одного миллиона кв.км. Возраст свиты поздняя юра (волга) – начало раннего мела (берриас) – 150–143 млн. лет.

Стратотип свиты выделен в разрезе скв. 1-Р Большереченской площади. Ф.Г. Гулари, Т.И. Гурова, В.П. Казаринов, И.И. Нестеров, А.А. Булыникова, Н.И. Байбородских, Г.Н. Карцева и др. – основные исследователи, занимавшиеся изучением баженовской свиты уже с начальных этапов освоения региона.

На эту научную гипотезу почти никто не обратил внимания. Кроме его ученика и аспиранта, другого выдающегося геолога Западной Сибири – Фармана Курбановича Салманова. Через семь лет на Салымском месторождении, где работала Правдинская экспедиция, организованная Салмановым, подняли первую нефть баженовской свиты.

Поисками способов извлечения баженовской нефти, в те годы занялись две школы: в Тюмени на базе ЗапСибНИГНИ большую группу специалистов по изучению баженовской свиты создал И.И. Нестеров, в Новосибирске – Ф.Г. Гулари (Закономерности..., 1972). В настоящее время – изучением Баженовской свиты занимается коллектив Института нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН (Баженовский..., 1986).

На территории Омской области изучением геологических отложений на Саргатской площади занимался большой отряд ученых (Гулари, 1965; Николаев, 1955; Туезова, 1955; Цапко, 1957; Шпильман, 1958).

Геохимические особенности свиты. По всей территории Западной Сибири, от юры до мела, наблюдаются невысокие концентрации серы в битумах, битумоидах. Нефть на Сургутском своде – сернистая, и битумоиды баженовской свиты в центральной части Западной Сибири – сернистые. В них обнаружены порфирины – специфические соединения, которые имеют своим конечным источником хлорофилл. Это первый признак, что именно баженовская свита породила нефть Запад-

ной Сибири. Второй особенностью Баженовской свиты является ее мощность, таких толщ в России больше не встречается.

Литература

1. Баженовский горизонт Западной Сибири: Стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность / (Ю.В. Брэдучан, А.В. Гольберт, Ф. Г. Гулари и др.). //Труды Института геологии и геофизики/АН СССР, Сиб. отд-ние. Вып. 649. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 217 с.
2. Варзина В.Ф. Сводный геологический отчет о результатах стратегически-поискового бурения на Ложниковской, Баженовской и Новологиновской площадях (геологическое строение кайнозойских отложений Тарского Прииртышья). Тара-Новосибирск. Трест «Запсибнефтегеология». 1956. Кн. (244 листа).
3. Геологический отчет о результатах глубокого бурения на Саргатской площади за 1955 г. Т. (41 лист).
4. Глубинное геологическое строение Западно-Сибирской низменности в пределах листа №43. Кн. (146 листов).
5. Гулари Ф. Г. Нефтяная целина Сибири /Ф. Гулари, Г. Острый. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1965. 67 с.
6. Гулари Ф.Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южной и центральной части Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1962. 34 с.; Дис. Новосибирск, 1962. 712 с.
7. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности /Ф.Г. Гулари (и др.). //Труды/ М-во геологии СССР, СНИИГГИМС, АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. вып. 131. М.: Недра, 1972. 309 с.
8. Материалы по Саргатской структуре. 1953. Кн. (8 листов).
9. Николаев В.И. Отчет о работах Андреевской сейсмической партии 7/55 проведенных в Горьковском и Саргатском районах в 1955 г. Кн.(134 листа).
10. Туезова Н.А. Отчет о работе тематической партии №76/55 по изучению физических свойств Тарской, Саргатской, Большереченской площадей Западно-Сибирской низменности. Трест. Кн. (76 листов).
11. Цапко А.А. Отчет о работах Саргатской разведочной партии №23/57 проведенной в Омской и Кировской областях. Кн. (323 листа).
12. Шпильман К.А. Геологический отчет о результатах разведочного бурения на Саргатской площади. 1958.

УДК 551.794

ФЛАДСТРИМЫ ХАКАСИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

А.Л. Будников

Холдинг «Сибзолото» Красноярск, Россия, telenba@mail.ru

In this paper for the first time. Two multi-armed phiasstrims. who have passed through the territory of the current Republic. The Khakassia and the South jf the Krasnyarsk territory, radically changed the relief and conditions for the formation of lakes.

Поздний плейстоцен и голоцен всё более привлекают внимание специалистов различного профиля: геологов, географов, биологов, почвоведов, прежде всего тем, что различные вопросы естественной истории Земли этого времени представляют не только научный интерес, но и приобретают всё большее практическое значение в поисках сингенетичных месторождений различных полезных ископаемых. Их изучение является отправным моментом в познании закономерностей развития палеорельефа, палеоклимата и современного состояния природы. Знание тенденций в эволюционном, либо катастрофическом развитии природы и окружающего ландшафта очень актуально в настоящее время. Не зная истории геологического развития любой

изучаемой территории, невозможна правильная оценка состояния природной среды и насколько современные ландшафты сохранили и унаследовали естественную первичную структуру.

Формирование рельефа любого геологического полигона в позднеплейстоценовое и голоценовое время является продуктом климата и тех геологических процессов, зачастую имевших катастрофические события и даже событийные катастрофы, сформировавшие современный облик рельефа.

Район исследования расположен на стыке Восточных Саян и Кузнецкого Алатау. Данная территория издавна славится своими золоторудными и золотороссыпными месторождениями, а также своими уникаль-

ными озёрами, имеющими различный химический состав, возраст и генезис происхождения.

Четвертичная история этой наиболее доступной части региона до сих пор остаётся не до конца изученной. Такое положение обусловлено слабой и фрагментарной обнажённостью четвертичных отложений и доступностью изучения лишь самых верхних частей разреза, что зачастую приводит к неверному определению генезиса, возраста, условий седиментации, а в дальнейшем приводит к серьёзным ошибкам при корреляции разрезов, палеогеографических реконструкций и поисках полезных ископаемых, в том числе и россыпного золота.

Изучение предгорной части Восточных Саян и Кузнецкого Алатау в свете теории дилювиального морфолитогенеза позволяет взглянуть на формирование поверхности изучаемой территории с позиций, отличных от ранее опубликованных, и решить некоторые вопросы о генезисе спорных до сих пор геологических, геоморфологических и гидрологических объектов.

На изучаемой территории автор выделяет два разновозрастных и разномасштабных фладстрима - Андатский и Изекиольский, имевших катастрофические события с кардинальным изменением рельефа для данной территории.

Наиболее древним, но незначительным по масштабам, является Андатский фладстрим (катапоток), начавший свой разбег с прорыва ледниково-подпрудного озера, располагавшегося в верховьях реки Андат.

Начало формирования долины реки Андат относится к началу позднего плейстоцена и до прохождения по ней катастрофического потока имела единое русло с рекой Харатас и впадала в палеоозеро Улень. Долины реки Белый Июс в середине позднего плейстоцена ещё просто не существовало. Большинство долин рек данного геологического полигона имело северо-восточное простираие.

Формирование долины р. Белый Июс началось после прорыва ледниково-подпрудного озера. По ходу своего продвижения Андатский катастрофический (селевый) поток в районе устья реки Тунгужуль разделился на два рукава (потока). Первый сформировал долину реки Тунгужуль, второй долину реки Белый Июс.

Скэбленд первого ответвления (Туимский) Андатского катапотока просматривается по долине р. Тунгужуль, Туим и далее через п. Первомайское до р. Енисей. Результатом его катастрофической деятельности стало формирование долин рек Тунгужуль, Туим, а также крупной котловины северо-восточного простираия неправильной формы длиной более 70 км. В местах, где грязекаменный поток встречал на своём пути денудационные останцы, сложенные крепкими породами, происходило закручивание потока в виде водоворота, в результате чего формировались эвормионно-кавитационные ванны, воронки, заполнившиеся впоследствии водой. Наглядным примером данного действия катапотока являются сохранившиеся до наших дней озёра, унаследовавшие древние эвормионно-кавитационные

ванны, такие как: Итколь, Берёзовое, Собачье, Матарак, Шунет, Власово, Утичь и другие более мелкие водоёмы.

Второе, основное ответвление Андатского катапотока, прошло в северном направлении и окончательно сформировав долину р. Белый Июс выплеснулось в Ширинскую мульду, сложенную девонскими морскими отложениями.

На всём протяжении скэбленда от устья р. Андат и до п. Балахчин отмечаются следы рваного типа рельефа. Дилювиальные отложения в виде запруд осаждались в приустьевых частях долин рек и их притоков, перегородивали их мощными толщами и блокировали сток. При этом образовывались естественные запруды, создававшие условия для формирования подпрудных озёр. Дилювиальные отложения картируются от п. Ефремкино до Чёрного озера, а также в приустьевых участках рек Беренжак, Ипчул, Биза, Харатас, Сынный, Ся и др.

При выходе Белоиюсской ветви грязекаменного потока из горной системы в Ширинскую мульду, в районе п. Балахчин, произошло ещё одно разделение катапотока на три рукава.

Путь левой ветви потока просматривается в южном направлении через посёлки Чебаки, Гайдаровск, далее вверх по долине р. Транжуль, и заканчивается в районе озера Ошколь. Мощные толщи дилювиальных отложений сформировали естественные запруды, создавшие условия для формирования подпрудных озёр по долинам рек Чёрный Июс, Изекиоль и Транжуль.

Геологические следы средней ветви потока просматриваются в северном направлении через посёлки Балахчин, Чёрное озеро, и далее вплоть до посёлка Устинкино, где и произошло ослабление энергии потока и его окончательное замирание. По ходу своего пробега грязекаменным потоком было сформировано две эвормионно-кавитационные ванны и гигантская рябь течения, сохранившаяся в левобережье р. Чёрный Июс (район п. Подкамень).

Первая ванна в настоящее время заполнена водами озера Чёрное. Причём глубина данного водоёма превышала современный уровень озера на 130–140 м.

Вторая озёрная палеокотловина имеет серповидную форму и просматривается от существующего ныне озера Ошколь до п. Подкамень. В настоящее время озёрная котловина сухая и перекрыта более молодыми голоценовыми отложениями. Единственным напоминанием о былом существовании здесь в позднем плейстоцене крупного озера служит сохранившееся остаточное озеро Ошколь и серия мелких, округлых заболоченных водоёмов.

Следы деятельности правой ветви Андатского фладстрима просматриваются в северо-восточном направлении от посёлка Балахчин до п. Копёво, с заворотом через озеро Тус до озёр Белё и Шири.

Унаследовав палеодолину р. Чёрный Июс грязекаменный поток правой ветви фладстрима без особых затруднений дошёл до района нынешнего посёлка Июс,

где упершись в денудационные останцы, представленные скальными коренными породами девонского возраста, изменил своё направление на восточное и юго-восточное. Основным результатом деятельности этого катапотока стало формирование эвормионно-кавитационных котловин, где впоследствии сформировалось несколько крупных озёр размером 40 на 50 км. Глубина его превышала современные озёра Белё и Ши́ра на 150–180 м.

После завершения катастрофических процессов выше дилювиальных запруд сформировались дилювиально-подпрудные озёра не только по долинам рек Белый Июс, Чёрный Июс и Сыя, но и по всем многочисленным притокам. В местах развития известняков под воздействием вод подпрудных озёр начались процессы карстообразования, в результате которых и сформировались знаменитые пещеры в районе посёлков Ефремино и Малая Сыя.

Исследование остатков древесины (отобранных с глубины 25 м. в долине р. Андат) радиоуглеродным анализом СОАН – 9803 (определение Овчинникова И.Ю.) показало, что возраст дилювиальных отложений Андатского фладстрима и начало формирования палеокотловин озёр Чёрное, Белё, Иткуль, Ши́ра и др., а также карстовых пещер в долине реки Белый Июс соответствует 36240 ± 1080 лет.

Выше описанная палеогеографическая обстановка на изучаемой территории просуществовала без каких-либо кардинальных изменений практически 25–26 тыс. лет вплоть до начала голоценового периода. Деграция палеоозёр происходила постепенно, без каких-либо катастрофических событий. В это же время формировались карстовые пещеры и новые русла рек. Так, к примеру, русло реки Чёрный Июс изменило своё направление. Участок реки от п. Сарала и до южного берега озера Ошколь в позднем плейстоцене представлял собой классический спилвей.

Изекиюльский фладстрим, в начале голоцена, кардинально нарушил природную гармонию изучаемой территории. А началось всё с прорыва дилювиально-подпрудного озера, располагавшегося в верховьях р. Изекиюль. Прорыв озера произошёл одномоментно, а образовавшаяся при этом гигантская волна высотой более 50 метров сотворила катастрофические действия, превосходящие последствия Андатского фладстрима. По ходу своего продвижения грязекаменный поток как снежный ком, катящийся с горы, вобрал в себя всё, что попадалось на его пути.

Прохождение фладстримов всегда сопровождается резким и быстрым изменением рельефа, уничтожением, разрушением, переносом огромных масс различных по составу и консистенции пород на десятки, сотни и даже тысячи километров. При этом происходит нивелирование (активировка) земной поверхности, образование новых речных долин, озёрных ванн с формированием дилювиально-эрозионного, рваного типов рельефа. Кроме данных типов рельефа фладстримами формируют дилювиально-аккумулятивный тип релье-

фа, сопровождающийся быстрым отложением мощных дилювиальных толщ и, как следствие, в местах запруживания речных палеодолин образование дилювиально-подпрудных озёр.

Скэбленд Изекиюльского фладстрима охватывал реки Чёрный Июс, Белый Июс, Чулым, Урюп, Большой Кемчуг и др., прослеживается более чем на 400 км по простирацию и на 150 км. по латерали.

По ходу прохождения суперпаводка повсеместно просматривается рваный тип рельефа, формирующийся в приграничной зоне движущегося с большой скоростью грязекаменного потока, срезающего, как ножом, вмещающие его коренные породы, приобретающие вид вертикальных скальных выходов. На плоскостях среза отчётливо просматриваются борозды и сколы, указывающие на направление движения суперпаводка. Такой тип рельефа фиксируется практически по всей долине р. Чёрный Июс от п. Чебаки до п. Копьёво, а также в левобережье р. Белый Июс (район п. Июс). В районе озера Учум также сохранился рваный тип рельефа.

Также практически по всей долине р. Чулым отмечаются фрагменты следов гигантской ряби течения. В местах, где суперпоток встречал на своём пути денудационные останцы (преграды), сложенные крепкими породами, формировались эвормионно-кавитационные ванны, воронки, заполнившиеся впоследствии водой. Таким образом, были сформированы ванны озёр: Фыркал, Аврас, Учум, Большое и Малое (п. Парная), Салбат, Белое, Инголь, и другие более мелкие водоёмы.

Основным и, пожалуй, наиболее важным, является тот факт, что при прохождении по данной территории Изекиюльского фладстрима произошло кардинальное изменение русла р. Чулым. До суперпаводка палеорусло р. Чулым имело меридиональное простираие, проходило через г. Ужур и далее до р. Четь унаследовавшей древнюю долину р. Чулым.

Дилювиальные отложения полностью перегородили и захоронили палеодолину р. Чулым, отчего водам реки пришлось пробивать себе совершенно новое русло по границе Изекиюльского суперпаводка и коренных пород матрикса, с формированием спилвеев. Один из спилвеев, длиной более 20 км, просматривается от п. Курбатово до п. Подсосное.

Возраст дилювиальных отложений Изекиюльского фладстрима, и тех многочисленных изменений рельефа с формированием новых озёр Хакасии и юга Красноярского края, согласно данным радиоуглеродного анализа (СОАН – 9611; определения Овчинникова И.Ю.) древесины, отобранной с глубины 13 м. в долине р. Изекиюль, составляют 9310 ± 100 лет, что указывает на начало голоценового периода.

Таким образом, часть территории нынешней республики Хакасия и юга Красноярского края в середине позднего плейстоцена и в начале голоцена претерпели кардинальные изменения рельефа, вызванные двумя фладстримами – Андатским и Изекиюльским. Основными результатами их деятельности, сохранившихся

до наших дней, являются многочисленные озёра, имеющие различный возраст своего формирования и химический состав. Начало формирования солёных озёр, таких как Шира, Белё, Тус, Учум и др. соответствует середине позднего плейстоцена. Более молодые озёра – Фыркал, Аврас, Большое и Малое (п. Парная), Салбат, Белое, Инголь сформировались в начале голоцена

и имеют пресноводный состав. Одной из причин различного химического состава вод (от пресных до солёных) выше перечисленных водоёмов, скорее всего, является их возраст. Чем древнее водоём, тем большая концентрация солей накапливалась в илистых отложениях озёрных ванн, что естественным образом влияет и на состав вод озёр.

УДК 581.54

КОСМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ВЛИЯНИЯ НА ГЕОСФЕРУ И МОДУЛЯЦИИ КЛИМАТА ЗЕМЛИ

В.А. Епифанов

АО «СНИИГГиМС», АО «Росгеология», Новосибирск, Россия

На примерах глобальной и региональной геологии показано, что ранее выделенные автором геогалактические пульсации (ГТП) контролируют эволюционный путь планеты, и входящие в них составной частью земные циклы, имея разные масштабы-ранги, кратны длительности пульсации I ранга – 432 млн лет. Отмечено, что именно числом 432 в «древних знаниях сакральных книг» предопределяется процесс преобразования хаоса в порядок. И это полностью соответствует выявленной роли пульсационных циклов развития Земли, которые, как прежде было определено, по своей внутренней структуре соответствуют гармоникам музыкального звукоряда. Указано, что эти же наблюдаемые в геологии циклы-ритмы, контролируют и периодичность глобальных изменений климата от масштаба гляциоэра до внутренней структуры отдельных эпох похолоданий в Квартере.

Особый акцент сделан на том, что оценки глобального климата выполняются на основе определения изотопного состава газов, содержащихся в льдах Антарктиды и Гренландии. А льды эти формировались в областях развития глобальных рифтовых систем, которые являясь «зонами глубинного дыхания планеты» обуславливали изотопный состав газов окружающей атмосферы и вод Мирового океана. Таким образом, льды фиксировали активность рифтов, а зоны эти представляют собой «глубинные раны планеты» наиболее оперативно реагирующие на влияние орбитально-космических циклов. И поэтому выявленный по газовому составу льдов Антарктиды 100-тысячелетний климатический цикл, определяемый как цикл изменения эксцентриситета околосолнечной орбиты, в реальности является циклом модуляций активности рифтовых систем Земли.

Отмечено, что построенный по результатам изучения льдов график изменения температур воздуха, в целом подтверждаясь другими методами палеоклиматологии, соответствует реалиям и в нём могут быть выделены цикло-ритмы 3-х рангов по длительности

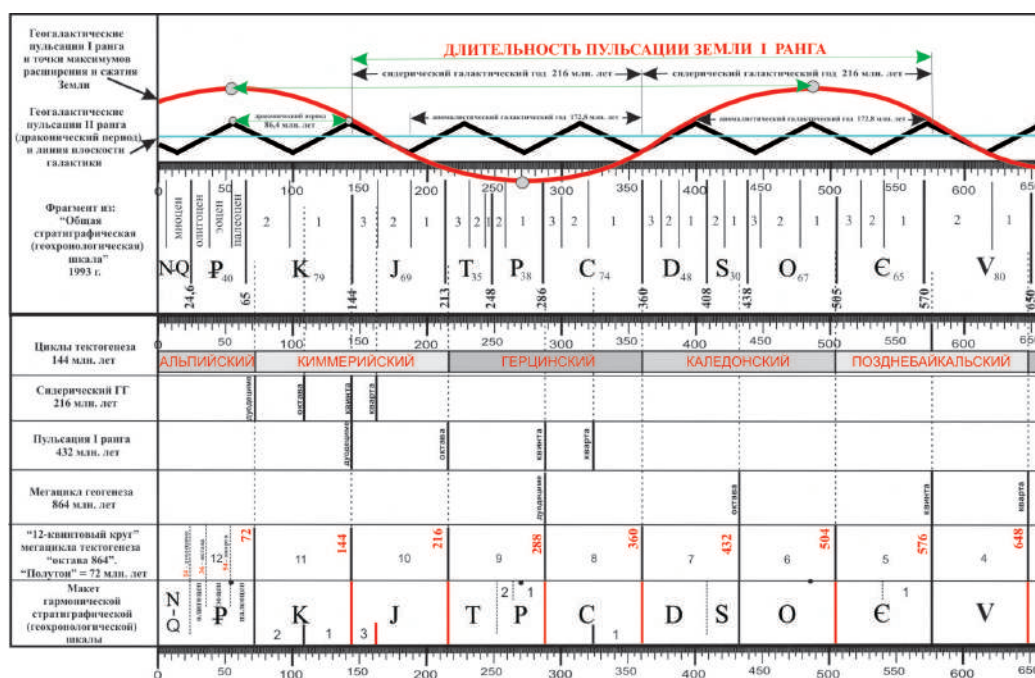
на порядок различающиеся между собой.

Циклический характер развития Земли в настоящее время признаётся практически всеми исследователями. Описанию цикличности посвящаются целые направления на научных симпозиумах, и уже имеется весьма обширная специальная литература, особенно многочисленная в науках о Земле.

В геологии циклы проявлены в периодичности активизаций тектоники и вулканизма, ритмах и типах накопления осадков, этапах формирования рельефа, в нефтенаклоплении. Зафиксирована цикличность в эпохах увлажнения земной поверхности, активности роста горных ледников (Шнитников, 1957, Максимов, 2005), изменениях уровня Мирового океана, модуляциях глобальной температуры атмосферы, вымираниях в биосфере и т.д. Цикличность фиксирует кажущуюся прерывистость процесса непрерывного развития геосферы, и конец одного цикла есть начало другого ему равновеликого (Епифанов, 2012).

Этой теме нами в последние 15 лет посвящено более 50 публикаций, в которых акцент делается на связи земных процессов с Ближним и Дальним Космосом. В качестве наиболее крупных космических циклов рассматриваются геогалактические пульсации (ГТП) I и II рангов, относительно подробно описанные в (Епифанов, 2006, 2012). Пульсации I ранга длятся 432 млн лет – два оборота Солнечной системы (СС) вокруг центра нашей Галактики-Млечного пути, в один из которых (216 млн лет – сидерический галактический год) Земля испытывает расширение, а в последующий сжатие (рис. 1). Пульсации II ранга (драконические ГТП) длятся 86,4 млн лет и обусловлены пересечением СС плоскости Галактики (верхняя строка рисунка) с периодичностью 43,2 млн лет.

В ходе исследований было выявлено, что процессы пульсирования Земли структурно организованы и подчиняются законам-правилам построения натурального (музыкального) звукоряда. Это позволило, проведя сопоставление с несколькими вариантами изданных хро-



нологических (стратиграфических) шкал (Епифанов, 2012), предложить свой вариант-макет гармонической хроно-стратиграфической шкалы. Он представлен в нижней строке.

С этими геогалактическими пульсациями были сопоставлены (рис. 2) этапы эволюции Алтая (Туркин, 2017), прежде уже в соавторстве описанные им монографически.

Отмечая ранее, что основателями «томской геологической школы» В.А.Обручевым и М.А.Усовым и их учениками В.П.Казариновым и Н.Е.Мартьяновым была создана также и основа для понимания пульсационного развития Земли, нами указывалось: «Автор уверен в том, что в XXI веке идея пульсации Земли получит признание, а выпускники-геологи томской школы достойно продолжат дело ее основателей» (Епифанов, 2009, с. 102).

Это дело отцов-основателей было достойно продолжено выпускником ГГФ ТГУ геологом-съёмщиком Ю.А. Туркиным, которым на основе ранее выполненного им с плейт-тектонических позиций геодинамического анализа крупного региона выявлена и наглядно показана полная согласованность данных геологических съёмок с динамикой и хронологией пульсационного хода эволюции Земли в глобальных циклах I и II рангов.

Так была выполнена важная геологическая ревизия идеи пульсаций и их хронологии.

На рисунке 1 во второй снизу строке показано, что кратные 72-м числовые значения «квинтовой структуры» – 144, 216, 288, 360, 432, 504, 576, 648 фиксируют «в цифре» главные этапы преобразования геосферы в фанерозойский эон жизни планеты. И эти же числа (также как им 2-у и 3-х кратные) получаются после пересчета цифровых значений букв фразы «То-

ху-вах-боху» (6 526 654 и 2386) – «Хаос и Беспорядок» из второго стиха Книги Бытия. В результате расчётов выявляются два ряда «каббалистических чисел»: 3–6–36–216–108–432 и 2–12–72–144–72–432, и оба ряда завершаются «сакральным числом 432», которое, как указано в Книге, и созидает Космос из Хаоса (Епифанов, 2019 б).

Итак, порядок (Космос) образуется на основе числа 432, и оно было нами выявлено в длительности геогалактической пульсации I ранга – 432 млн лет, т.е. в величине цикла, определяющего земной пространственно-временной континуум (Епифанов, 2012).

Заметим, что глобальная эра похолодания (Гондванская гляциоэра) в фанерозое длилась ~ 216 млн лет, а ледниковые периоды, как и начало циклов тектогенеза, повторялись через каждые 144 млн лет. В Четвертичном периоде крупные чередующиеся холодные и тёплые эпохи длились в среднем по 54 000 лет (в паре ~ 108 т. л.), как и объединённые три короткие последние эпохи – муруктинская, каргинская и сартанская.

Выполнившиеся многочисленными отечественными и зарубежными специалистами, многолетние исследования Квартера позволили реконструировать глобальные изменения палеоклимата, и выявить в них цикличность обусловленную Ближним Космосом.

Влияние Космоса связано с модуляциями эксцентриситета орбиты околосолнечного вращения Земли, а также изменениями положения ее полярной оси относительно «карты» звездного неба и плоскости эклиптики – прецессией и нутацией. Это главная эмпирическая основа знаний, к которой добавлены представления об определяющей климат роли инсоляции.

Справедливо считавший, по нашему мнению, изменения эксцентриситета орбиты наиважнейшим циклом контроля за климатом, и оценивая его длительность

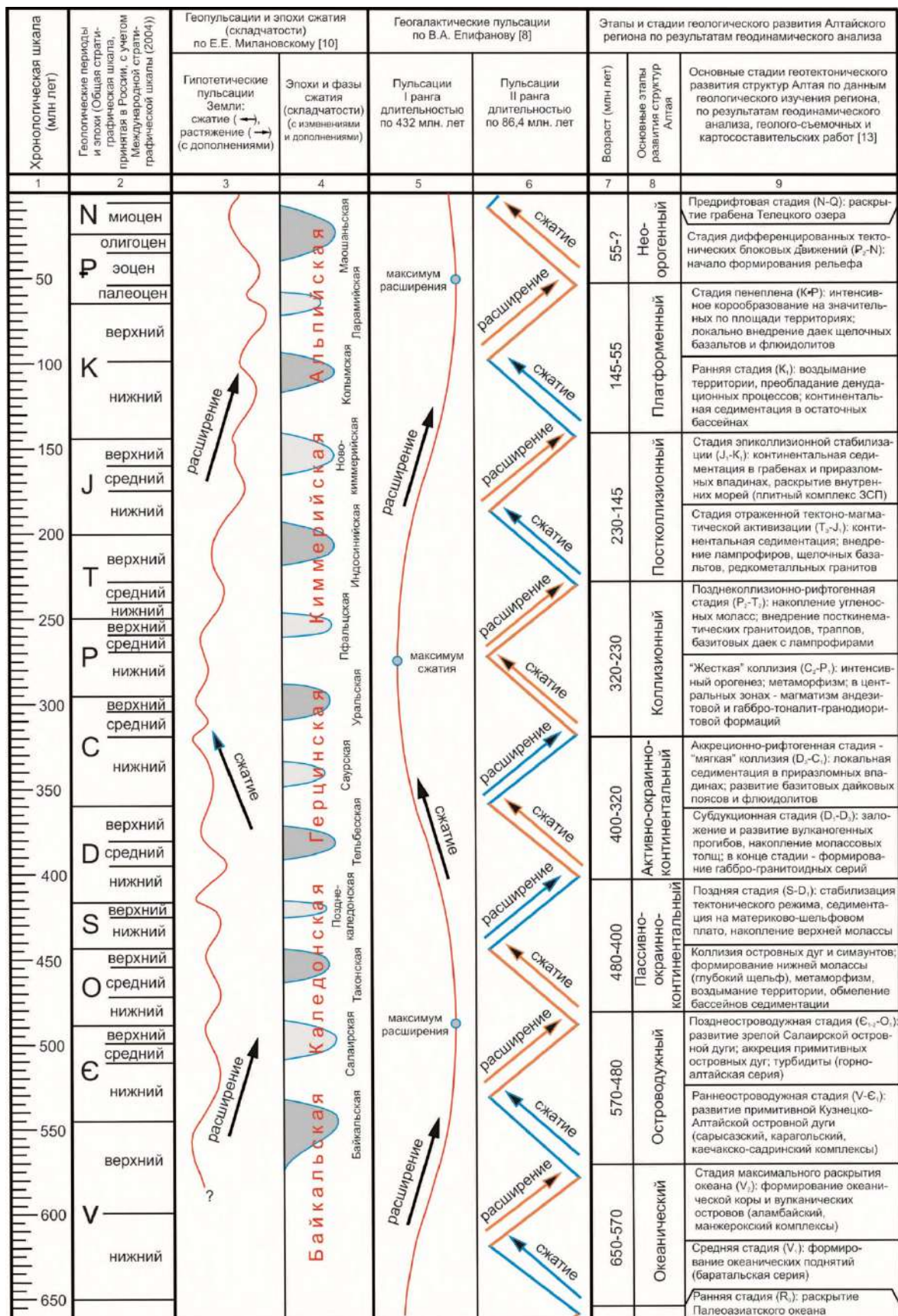


Рис. 2. Глобальная геоцикличность в этапах и стадиях развития Алтая (Туркин, 2017, рис. 2)

«примерно в 100 000 лет», один из разработчиков орбитально-климатической идеи «классически» заключал: «изменение инсоляции вызывает изменение температуры и затем объема льда и концентрации CO_2 » (Большаков, 2000, с. 27).

Полностью соглашаясь с руководящей ролью Космоса, мы изменения климата связываем с энергетикой «жизни» земных недр, естественно реагирующих на модуляции параметров орбитального вращения Земли изменением интенсивности происходящих в них процессов. В первую очередь это касается современных рифтовых областей, которые являются «живыми ранами планеты» – путями обмена веществом между глубинными сферами (ядром и мантией) и атмосферой.

И здесь следует акцентировать внимание на том, что для реконструкций локального и регионального климата обычно используются биологические методы (спорово-пыльцевой, фаунистический и т.п.). А для глобальных палеоклиматических построений, на которых и основаны современные представления о палеоклиматах существовавших на планете в последние ~ 400 000 лет, первоосновой является исследование изотопии газовых включений – кислорода и водорода. Температуры атмосферы прошлого реконструируются по содержаниям тяжелого изотопа водорода

дейтерия (^2H или D), определяемым в пузырьках воздуха во льдах кернов скважин, разбуренных в шитах Антарктиды и Гренландии (Petit et al., 1999, и др.). С этими данными в целом удачно сочетаются определения температуры в палеоокеанах, оцениваемые по содержаниям в останках морских организмов и океанических осадках тяжелого изотопа кислорода (^{18}O). На базе многочисленных определений выделены морские изотопные стадии (МИС) – этапы палеоклимата в изотопно-кислородных (ИК) шкалах. Однако, иногда эти оценки не совпадают с местными климатами, выявленными по биомаркерам (Епифанов, 2020 а).

Объективные и действительно «ищущие истину» палеоклиматологи должны признать и принять тот факт, что вокруг Антарктиды вблизи материка располагается целая система активных долгоживущих рифтов (рис. 3). А также то, что: «... эти океанические акватории являются основной областью испарения вод и главным поставщиком снегового питания для ледников Антарктиды. И естественно, что в пузырьках воздуха в снегу содержатся именно те газы и их изотопы, которые присущи для этой циркумантарктической области» (Епифанов, 2019 б, 2020 а). Это же касается и льдов Гренландии, располагающейся вблизи спрединг-рифта северного продолжения Срединно-Атлантического хребта.

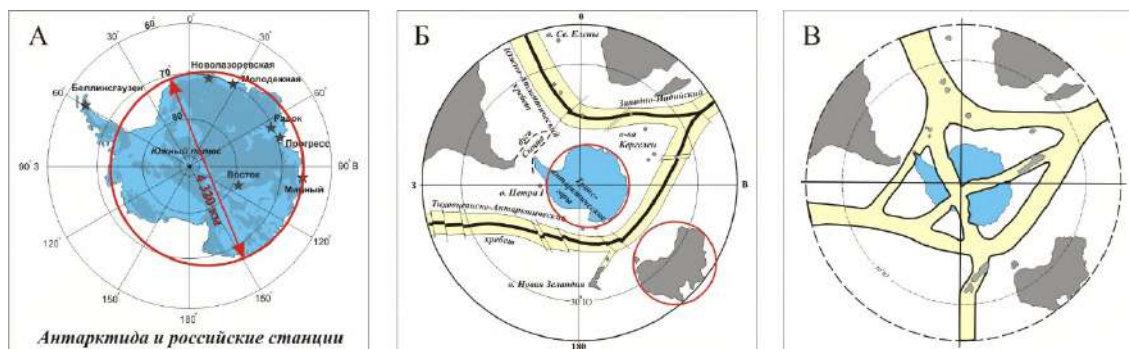


Рис. 3. Льды Антарктиды в окружении систем рифтов. А – ледовый покров с материковой частью (темное) и российскими станциями; Б – активные спрединг-хребты с трансформными разломами и раздвигающимися осями, между Антарктидой, Африкой и Австралией; В – вариант Циркумантарктического рифта и его ветвей внутри континента по (Сывороткин, 2002, с. 124, Елифанов, 2019 б, рис. 3)

Вместе с тем, ледовые щиты разбурены, содержания «нужных изотопов» газов в пузырьках льда определены-изучены и график их модуляций построен (рис. 4). График в целом удовлетворительно согласуется с изменениями климатов, определёнными по «чутким» биометодам в разных регионах планеты. Очевидно, что такая графическая оценка глобального климата принципиально верна и её результаты в целом кондиционны.

По кривой «хода изменения температур» (Petit J.R et al, 1999) на рисунке 4 ясно видно, что климат теплым становился стремительно – всего лишь за несколько тысячелетий. Этот факт инсоляцией объяснить невозможно, поскольку ее определяют орбитальные параметры, изменяющиеся в ритмах десятков тысяч лет.

что хорошо видно на плавных синусоидах изменения эксцентриситета (синий цвет – цикл 108 000 лет) и прецессии оси (красная синусоида с циклом 25 920 лет), пики же температур резкие и высокие.

Серым цветом на рисунке сверху и ниже шкалы времени показаны периоды падения напряженности магнитного поля Земли, многие из которых длятся по 12 960 лет, т.е. половину цикла прецессии. Для наиболее близких нам по времени сартанской и каргинской эпох в этих полуциклах выявляется 3-членная структура, в которой каждый из эпизодов модуляций ЭМ-поля длится $\sim 4\,320$ лет (4,32 т.л.). Часто в моменты резкого падения напряжённости поля наблюдаются максимально низкие для этих эпох температуры. На шкале времени они обозначены синими кружками.

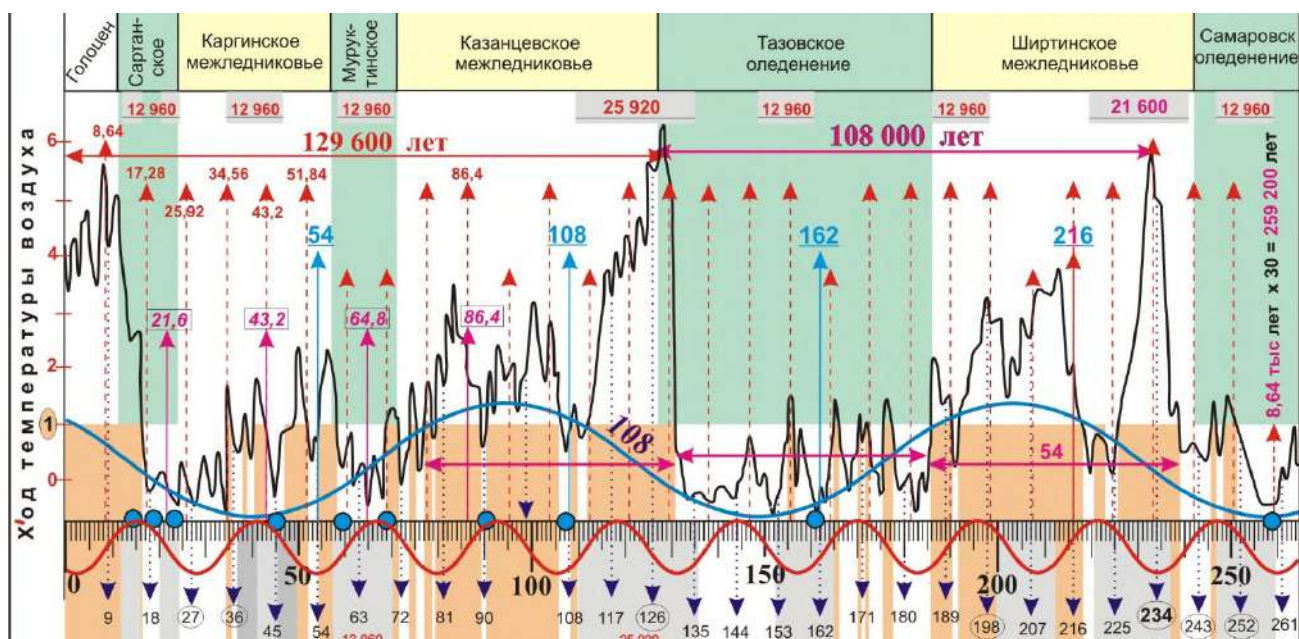


Рис. 4. Цикличность изменения содержаний дейтерия (^2H) в пузырьках воздуха льдов Антарктиды. Ход модуляции глобальных температур (Petit et al., 1999) в авторских реконструкциях ритмо-циклов эксцентриситета орбиты Земли длительностью 108 000 лет, и прецессии её оси в циклах – 25 920, полуциклах – 12 960, и 10-кратных полуциклах – 129 600

Нужно заметить, что модуляции напряжённости ЭМ-поля лишь в малой степени могут зависеть от излучающихся в ходе ядерного синтеза на Солнце электро-магнитных волн. Основным источником «электро-магнетизма» является жидкое ядро и, очевидно, именно с этой земной сферой в первую очередь следует связывать и модуляции напряжения поля, и сопутствующие резкие похолодания атмосферы. Автор полагает, что единая причина – оживление распада твёрдого ядра Земли (Епифанов, 2020 б), и обусловила оба явления.

Ранее уже нами отмечалось: «Синхронность оледенений с эпохами складчатости и активностью геомагнитного поля позволяет искать варианты их явной связи с тектоно-магматическими активизациями планеты.... При активизациях недр планеты в первую очередь должны приходить в движение наиболее подвижные элементы – газы и газообразные вещества.... На фазы сжатия пульсаций крупных рангов накладываются фазы пульсаций более мелких рангов, и происходит резонанс однофазных напряжений, завершающийся релаксацией АВДП» (Епифанов, 2017 а). Таким образом-путем глубинная напорная дегазация и изменяет климат, преобразуя ландшафты (Епифанов, 2006 – 2020).

Анализ пилообразной кривой рисунка показывает, что в позднем неоплейстоцене с периодичностью 54 т.л. (54–108–162) резко падала температура. А быстрое повышение ее отмечено 21,6–43,2–64,8–86,4 т.л. назад. Эти значения чисел, вероятно, определены стоячими волнами ГПП, фрактально кратными галактическому году – 216 млн лет.

В мелких циклах одним из ведущих является ритм 8 640 лет (8,64 т.л.). Моменты потеплений в ряду 8,64–17,28–25,92 и др. отмечены красными стрелками на-

правленными кверху. В интервале 259 200 лет («декада прецессии») они наблюдаются 23 раза из 30. Возможно, в этом случае они связаны также и с осевым вращением планеты (86 400 сек).

Тоже в мелком ранге (9 т.л.) заметны и ритмы, обусловленные вращением Земли на околосолнечной орбите. Созданная им стоячая волна, вступая в резонанс, даёт ряд гармоник кратных 360. С числами этого ряда (9–18–27–36– и др.) связаны похолодания.

«Холодный ряд» показан в нижней части рисунка на шкале времени с шагом 1 000 лет и связан точечным пунктиром с температурной кривой. На пики похолоданий, либо на их резкое начало приходятся 22 из 29 датировок цикла-ритма длительностью 9 000 лет.

Максимально низкие температуры наблюдаются при совпадении этого ритма с нижней частью (фазой) синусоиды-108. По мнению автора, именно в это время эксцентриситет был близок к нулю, и окружность орбиты приближалась к правильной форме – кругу.

И именно в такие «0-моменты» скорость вращения Земли на орбите становится наиболее равномерной, частота стабилизируется и увеличивается амплитуда наведенной вращением стоячей волны, что, в соответствии с законами климатики, сразу же сказывается на резонансных явлениях внутри тела планеты. В эти периоды в земной коре «оживают» рифтовые зоны, активизируется глубинная дегазация, а в областях питания ледников в океанах и атмосфере изменяются составы вод и газов, в т.ч. содержания изотопов ^2H и ^{18}O .

Для геологов и геофизиков очевидно, что связанные с изменением эксцентриситета околосолнечной орбиты, всеми признаваемые «100-летние циклы изменений климата» Земли, фактически являются циклами

возбуждения недр в зонах спрединга. Современные рифтовые системы – это глубинные зоны «дыхания планеты», поставляющие в атмосферу и метан с гомологами, и глубинные изотопы водорода, гелия и других газов (Сывороткин, 2002). Объёмы дегазации рифтовых зон на порядки превышают точечный вклад вулканов, в чём, например, можно убедиться на рис. 3 б при сравнении Трансантарктических гор с масштабом протяженных рифтовых хребтов. И очевидно, что объём и состав земной атмосферы обусловлен именно такими глубинными «ранами планеты».

Известно, что в сухом атмосферном воздухе объёмная концентрация азота (78,08 %) и кислорода (20,95 %) суммарно составляет более 99 %.

Почему именно таков состав воздуха, следует из хорошо известного физико-химикам синтеза кислорода в ходе протонно-углеродно-азотного цикла, активно реализующегося в недрах геосферы в периоды её активности (Епифанов, 2020 б). А также в углеродно-азотно-кислородном (CNO) цикле, при котором: «... фтор-17, который в результате бета-распада превращается в кислород-17. Ядро ^{17}O захватывает протон и распадается на альфа-частицу и ядро ^{14}N ... Именно CNO-цикл, вероятно, является главным источником азота-14 – основного компонента земной атмосферы!» (Вибе, 2019, с. 6). (Выделение курсивом – Епифанов).

Изменения в параметрах орбитальных движений планеты влекут за собой изменения активности происходящих в её недрах процессов, что сразу сказывается на активности миграции летучих веществ, проникающих в первую очередь в «глубинные раны Земли» – рифты. А затем в гидросферу и атмосферу, и, изменяя их суммарный изотопный состав, фиксируются в кернах ледовых щитов. За счёт перепада давлений и адиабатического эффекта глубинная дегазация на поверхности континентов формирует криосферу, а на дне океанов – залежи газогидратов. С этих событий и начинаются эпохи похолоданий.

Таким образом, обусловленные циклическим космическим влиянием, циклы активизации земных недр, влияя на изменения климата, делают доступным и их прогнозирование.

Литература

1. Большаков В.А. Теория М. Миланковича – новая концепция // Известия АН, Серия географическая, 2000. № 1. С. 20–30.
2. Вибе Д.З. Как заполнялась таблица Менделеева // Природа, 2019. № 4. С. 3–11.
3. Епифанов В.А. Дегазация недр и развитие оледенений в связи с вращением Земли // Проблемы геологии и географии Сибири: Матер. науч. конф. Т. IV. Томск: Изд-во ТГУ, 2003. С. 44–47.
4. Епифанов В.А. Теория оледенений пульсирующей Земли // Вопросы географии Сибири: Сборник статей. Томск: ТГУ, 2006. Вып. 26. С. 98–105.
5. Епифанов В.А. Вклад томской геологической школы в идею пульсационного развития Земли // Известия Томского политехн. университета. 2009. Т. 314. № 1. С. 101–104.
6. Епифанов В.А. Геогалактические пульсации, пространство-время Земли и гармония стратиграфической шкалы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012, № 4 (12), С. 90–103.
7. Епифанов В.А. Геолого-климатическая модель и геологические особенности четвертичного и других глобальных оледенений Земли // Матер. X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2017а. С. 129–131.
8. Епифанов В.А. Катастрофическая дегазация недр как ведущий фактор глобальных изменений климата в Квартере. Причины ее возникновения, характер и масштабы проявления // Матер. X Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». М.: ГЕОС, 2017б. С. 131–133.
9. Епифанов В.А. Экология Арктики, «Таймырская воронка», «метановая бомба» и проблема современной климатической парадигмы // Сб. трудов IV Таймырской музейной Интернет-конф. (ТМИК). Актуальные вопросы экологии. Дудинка, 2019 а. С. 45–51.
10. Епифанов В.А. Космические циклы – метроном эволюции Земли. Коллект. моногр. по матер. Всерос., с междунар. участием, научн.-практ. конф. LXXII Герценовские чтения: «География: развитие науки и образования». СПб: РГПУ, 2019 б. Т. 1. С. 448–454.
11. Епифанов В.А. Реконструкции климата по палинологии и керну льда и антропогенез по данным ДНК-генеалогии // Коллект. моногр. по матер. междунар. научн.-практ. конф. LXXIII Герценовские чтения: «География: развитие науки и образования». СПб: Астерион, РГПУ, 2020 а. Т.1. С. 417–427.
12. Епифанов В.А. Планетогенез и синтез химических элементов в рамках научных представлений «парадигмы Амбарцумяна-Белозёрова» // Тез докл. Всерос. конф. 8-ые Кудрявцевские Чтения: От эмпирического обобщения к научному прогнозу: к созданию методологии прогнозирования нефтегазоносности и количественной оценки ресурсного потенциала недр (Москва, ЦГЭ, 2020 б.). – <http://conference.deepoil.ru>
13. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Новосибирск: ВИНТИ, 1983. 70 с.
14. Максимов Е.В. Ритмы на Земле и в Космосе. Тюмень: Мандр и Ка, 2005. 312 с.
15. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформ», 2002. 250 с.
16. Туркин Ю.А. Цикличность формирования геологических структур Алтая как возможное следствие пульсационного развития Земли // Геология и мине-

- рально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017. № 3 (31). С. 95–107.
17. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Записки геогр. об-ва СССР. – Т. 16. Новая сер. М-Л: Изд-во АН СССР, 1957. 337 с.
18. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice Core, Antarctica // Nature, 1999. V. 399. pp. 429–436.

УДК 551.79; 551.311.8

ЛИТОЭЛЕВАЦИЯ – ПОКА НЕ ИЗУЧЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ-МЕХАНИЗМЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В КВАРТЕРЕ

В.А. Епифанов

АО «СНИИГГиМС», АО «Росгеология», Новосибирск, Россия

Показано, что ряд проблем, связанных с геологическими поисками, определением типа генезиса ландшафтов и реконструкциями палеоклимата в Квартере обусловлен отсутствием системных знаний о масштабах, типах и механизмах (способах) переноса обломочного породного материала из земных глубин на дневную поверхность, а также об особенностях локализации этих явлений в пространстве и времени. Для обозначения всех процессов вертикального переноса глубинных пород автором предложено использовать термин «литозелевация». Выделены два ее типа – быстрая (напорно-флюидная), ответственная за резкие изменения климата и природный катастрофизм, и медленная (диапировая), создавшая литологические предпосылки для вековой живучести «инсоляционно-ледниковой парадигмы». Отмечена актуальность изучения связанных с литозелевацией гео-, гидро- и атмосферных явлений и целесообразность включения их в программы обучения в высших учебных заведениях по соответствующим геолого-географическим и экологическим специальностям.

В геологии россыпей и в поисковой геологии часто возникают проблемы обнаружения источников «бескорневой» россыпной рудной минерализации. Стандартное их решение заключается в реконструкциях вероятных путей переноса материала с окружающих территорий, в пределах которых обычно и предполагается наличие рудных источников или их промежуточных коллекторов. При этом внимание «классически» концентрируется на обнаружении коренных выходов рудоносных пород, дезинтегрированный материал которых по земной поверхности мог бы переноситься к месту формирования россыпи. Сами же территории обычно признаются россыпесодержащими, но безрудными и не перспективными на коренные источники. Практически всегда рассматривается лишь латеральная транспортировка вещества – флювиальная, эоловая, гляциальная и др.

Такой же «латеральный транспорт» породного материала с окружающих территорий, иногда даже весьма удаленных, традиционно предполагается в ходе геоморфологических построений, при описаниях генезиса ландшафтов, и палеоклиматических реконструкциях.

По нашему убеждению, именно этот «традиционный-классический», но «однобокий» подход в понимании «транспорта» порой и приводил к тому, что на поиски коренных источников тратились огромные средства на протяжении многих десятилетий. Например, в геологии алмазов (Эбеляхский район, бассейн р.

Тюнг и др.), однако даже для этих богатых россыпных узлов трубки-первоисточники обнаружены не были.

А поскольку объяснять наличие находок алмазов и их россыпей (в т.ч. промышленно значимых и даже уникальных по запасам) геологам всё же было необходимо, то часто привлекались «модели» переноса алмазоносных отложений ледниками. Во многих случаях такое «моделирование» заключалось в «авторитетных мнениях специалистов» и следовании этим мнениям «надеящимися на фарт» исполнителями работ. В результате этого порой не доизученные территории попадали в разряд не перспективных.

Для большей части территории России ледниковый разнос материала представляется теоретической «выручалочкой» объясняющей отсутствие эффективности поисковых работ (Епифанов и др., 2011, 2014). Обширные российские территории на локальных участках поверхности содержат чуждый для этих районов валунно-галечный породный материал и/или экзотические песчаные массивы, а порой обладают и специфическими формами микро- и мезорельефа. Такие природные объекты традиционно принято связывать с экзарационно-флювиальной деятельностью неких покровных ледников, при окончании Квартера неоднократно возникавших и якобы имевших мощности ледовых толщ до 4 км.

Как нами отмечалось ранее, современная ледниковая парадигма базируется на двух основных гипотезах.

тезах – «инсоляционной» и «экспансии ледников». В рамках этой парадигмы целый ряд природных явлений не имеет внятных объяснений, а некоторые прежние ее «постулаты» с появлением новых знаний и фактов оказываются неверны. Инсоляционной гипотезе была предложена альтернатива – гипотеза дегазационная (Епифанов, 2003 и др.), в итоге развития оформившаяся в орбитально-климатическую дегазационную парадигму (Епифанов, 2014, 2018). Близкая к существу и содержанию новой парадигмы тема нами рассмотрена на этой Конференции в отдельном докладе.

И вопросам конвергентности «ледниковых отложений и ландшафтов» был посвящен целый ряд работ (Епифанов, 2010, 2011 а,б, 2014, 2015, 2018, Епифанов и др., 2011, 2014). Например, отмечалось, что в результате процессов массового блоуаутинга на равнинных реках могут образовываться многочисленные намывные плотины и запрудные озера. Прорывные сбросы их вод представляют собой потоки микроселей, в миниатюре создающих псевдолодниковый скэбленд и образующие толщи экзотических для районов осадков. В результате таких процессов обычно возникает мезорельеф, сочетающий в пространстве холмы и гряды с низинами и впадинами занятыми озёрами и болотами.

Однако наряду с процессами переноса-накопления осадков в результате латерального перемещения по земной поверхности, существуют, и также ранее были нами описаны, несколько типов вертикального перемещения из земных глубин на дневную поверхность экзотичного для территорий рыхлого обломочного материала. Это процессы «грязевого вулканизма», «блоуаутинга» (газо-водно-породного выброса-фонтанирования), «газового вулканизма», дегазационного взрывного выноса глубинных пород при деградации залежей газогидратов, а также «гидровулканизма» разных типов (Епифанов, 2003-2020).

Названные процессы и механизмы вертикального переноса породного материала из земных глубин на дневную поверхность, по мнению автора (Епифанов, 2020 - в печати), можно и нужно объединить термином, определяющим самую суть этих явлений – «литоэлевация» (от греч. lithos – камень, и англ. elevatory – поднимающий).

Необходимость использования подобного «понятного» термина связана не только с поисковыми проблемами в геологии, но также и с развитием ряда прикладных наук экологической направленности. В частности, в «геоэкологии» и «экологической геологии», в рамках которых предлагается особо выделить понятие «экогеологический катастрофизм». Все упомянутые выше типы литоэлевации относятся к «быстрым» природным явлениям локального и регионального масштабов, способным резко изменять ландшафты и климат, что для биосферы и является экологическими катастрофами.

Актуальность же изучения природного катастрофизма ныне всем вполне очевидна.

Грязевый вулканизм хорошо известен и изучается поскольку широко распространен и в настоящее время проявляется во многих тектонически активных регионах мира, в том числе на Сахалине, в Западном Прикаспии и в Южном Приазовье. Этот вулканизм часто сопровождается фонтанированием и взрывными выбросами грязе-породной смеси с воспламенением газов, а в виде излияний псевдоселевых потоков нередко образует мезоформы рельефа (рис. 1), аналоги которых можно увидеть на севере Русской равнины и в иных районах распространения «типичных ледниковых отложений». Отмечалось, что после вымывания глинистой фракции из отложений сопочных брекчий, породный остаток грязевых вулканов может быть внешне не отличим от камов, озов и пр. (Епифанов, 2018).



Рис. 1. Типичные виды локальных проявлений современного грязевого вулканизма на Апшеронском и Таманском п-овах (Епифанов, 2018)

Блоуаутинг (термин предложен нами) газо-водное фонтанирование сопровождается выносом на дневную поверхность обломочного материала глинисто-песчаной и гравийно-галечной размерности (Епифанов, 2010). Следы активного блоуаутинга, проявившегося в неоген-четвертичное время, были выявлены в алмазонасных районах Сибири. К ним нами отнесены локаль-

ные скопления «реликтовых» водораздельных и карстовых ожелезненных галечников, представляющих собой брекчии (рис. 2 а), нередко содержащие алмазы, «традиционно» относимые к ледниковым отложениям (Епифанов и др. 2011, 2014 и др.).

В пределах молодых депрессионных форм равнинного рельефа на заболоченных-обводненных тер-

риториях газо-водное фонтанирование в основном сопровождается выносом на дневную поверхность обломочного материала глинисто-песчаной размерности. Следы активных процессов блоуаутинга наблюдаются

на юге Западной Сибири (Епифанов, 2011 б, 2015, 2018, Епифанов и др. 2014) в Васюганье (рис. 2 б) и выявляются среди Пинских болот в Беларуси. Этим объектам на Конференции посвящен наш отдельный доклад.

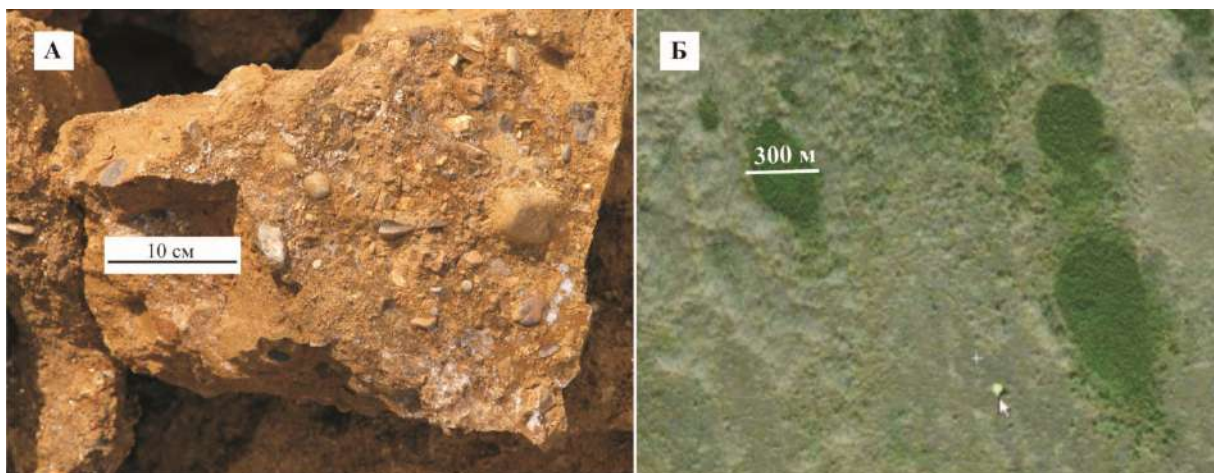


Рис. 2. А – ожелезненные галечники залежи «Реликтовая» Эбеляхского алмазоносного поля (фото В. Епифанов, 2007 г.), Б – покрытые растительностью песчаные островки среди марей Южного Васюганья фиксируют сток вод при выносе пульпы (снимок Google)

Газовый вулканизм в виде самостоятельного термина впервые был использован в 1927 г С.А. Ковалевским для описания «сухих» кратковременных выбросов газов, в первые фазы извержений сопровождавшихся обильным выносом содержащих напорные залежи песчаных пород-коллекторов по каналам дегазации.

К отложениям этого генетического типа могут быть отнесены, например, «Арчединско-Донские пески», приуроченные к локально сконцентрированным западнее Медведицкого вала многочисленным залежам метана, очевидно, частью уже разрушенным (рис. 3).

Подобным экзотическим отложениям посвящен другой наш доклад на Конференции.

Дегазационный взрывной выброс «экзотики» был вначале теоретически предсказан (Епифанов, 2003-2011), а позднее описан на примере распада и дегазации залегающих в мерзлоте залежей метангидратов на Таймыре (Епифанов, 2014-2020). Глинисто-песчаный и валунно-щебнисто-галечный материал (рис. 4 а, фото автора) был в изобилии вынесен взрывом на поверхность из МЗ-KZ отложений, расположенных

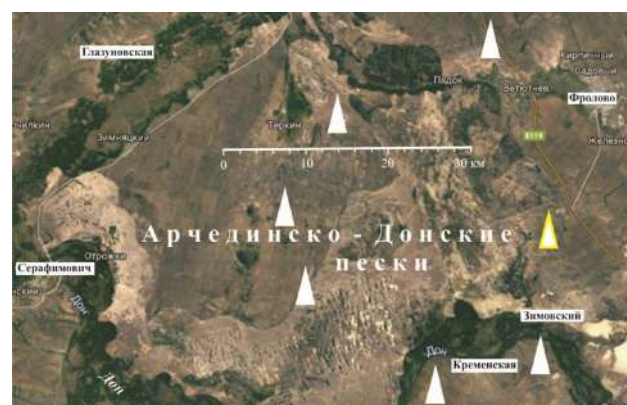


Рис. 3. «Песчаный Дон» над месторождениями горючих газов

на глубине от 1 до 100 м, и имел он «типично ледниковый» вид (Епифанов, 2014, 2018, Епифанов и др., 2019).

Гидровулканизм как периодический процесс резкой разгрузки высоконапорных обильноводных артезианских источников под таким «горячим» названием впервые был описан в 1964 г. гидрогеологом П.П. Иванчуком, позднее защитившим по этой же теме



Рис. 4. А – Дерябинская (Таймырская) взрывная воронка (вид сверху) и вынесенный из глубин обломочный материал; Б – вид сверху «Дьяковского палеогидровулкана» и ряби течения его северо-восточного потока

докторскую диссертационную работу и издавшим монографию (Иванчук, 1994).

Проявление процессов гидровулканизма им связывалось с тектонической активизацией регионов, с «оживлением» разломных зон: «... в глубоко погруженных песчаных резервуарах создавались огромные пластовые давления. Слоистая толща не выдерживала и рвалась, ломалась. Захороненные подземные воды с огромной силой вырывались вверх, в эти разломы. Пластовые воды, попав в раздробленный разломами участок... сдвигали с места огромные обломки породы, перетирали их и выталкивали вверх... Подземные воды вырывались по каналу с такой силой и скоростью, что выносили обломки породы весом более тонны... Воды, первоначально чистые, становились растворами... наиболее крупные обломки породы и песок выпадали вблизи устья...» (Иванчук, 1967, с. 56-57).

Связь гидровулканизма с тектоникой соляных диапиров (рис. 46) нами была выявлена в Нижнем Поволжье и описана на примере оазиса «Дьяковский лес» при подготовке и в ходе выполнения экспедиционных работ «Гагаринского плавучего университета» в 2017 г. (Епифанов, 2019а). Эта тема освещена в двух других наших докладах на Конференции.

А в этом докладе считаем необходимым особо акцентировать внимание на связи с диапирами солей еще одного вида литоэлеации – «медленного», игравшего безусловно важную роль в «засорении» гранито-гнейсовой экзотикой молодых осадков Русской платформы. Именно отсутствие внятного геологического объяснения для фактов наличия такой экзотики на современной дневной поверхности дает основание «ледниковистам» придерживаться ошибочных взглядов на палеогеографию обширных территорий России.

Изучавшими геологию соляных месторождений специалистами давно уже было установлено, что для толщ соляных диапиров и их сульфатных «рубашек» и «шляп» характерной особенностью является насыщенность обломками разнообразных глубинных пород, и в том числе, «экзотических» гранито-гнейсов из подстилающих фундаментов.

Например, для Донецко-Днепровской впадины, территории, до которой и «протягиваются ледниковые языки» – Донецкий и Днепровский, указано: «... здесь в изобилии встречаются диабазы, измененные в различной степени, обломки различных эффузивных пород, особенно спиллитов, огромные глыбы туфа кератофира и других изверженных пород. В соли штоков встречаются также обломки хлорит-кварцево-полевошпатовых кристаллических сланцев, т.е. метаморфических пород» (Коган, 1966, с. 219). Или, описано, что: «... вокруг соляных залежей в Карпатах и Трансильвании тектонические брекчии, состоящие из обломков разнообразных пород величиной от тонких частиц глины до крупных обломков, присутствуют постоянно... Среди обломков брекчий встречаются околосолевые, подсолевые, а также глубинные кристаллические и изверженные породы фундамента; цементируют их

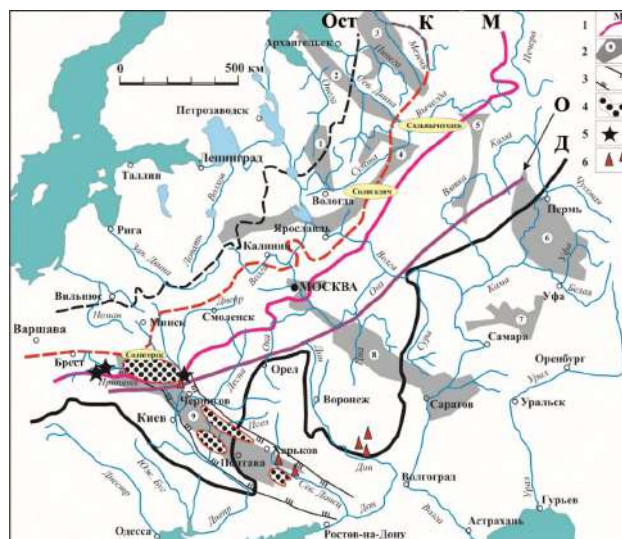


Рис. 5. Связь границ распространения ледниковых покровов и их языков с местом расположения рифт-рамповых систем (авлакогенов), содержащих выявленные тела соляных диапиров и тела, предполагаемые, зафиксированные названиями городов в местах концентрации соленосных отложений.

1 – контуры границ материковых оледенений: Д – днепровского, О – окского, М – московского, К – калининского, Ост – осташиковского; 2 – авлакогены, и их номера: 1 - Воже-Лачский, 2 - Беломорский, 3 - Лешуконский, 4 - Среднерусский, 5 - Кажимский, 6 - Колтасинский, 7 - Серноводско-Абдулинский, 8 - Пачелмский, 9 - Припятско-Донецкий; 3 – контур Днепровско-Припятско-Донецкой впадины-рифтогена; 4 – площади соляных куполов и диапиров в контуре зоны ДДП-рифтогена; 5 – местоположение озер в поле солей и кварцевых песков Припятской впадины; 6 – месторождения углеводородов на упоминаемых в докладах территориях

соль и гипс» (Иванкин, Назарова, 2001, с. 121). Выделено нами – Епифанов.

Подобное цитирование можно продолжать. Важно отметить, что выходы к поверхности соляных диапиров, их разрушение и переотложение переносимого ими обломочного материала – это неопровержимые факты свидетельствующие о наличии местных источников обломочной «ледниковой экзотики». Существенный вклад в процессы доставки экзотики на дневную поверхность вносит и связанный с диапирами гидровулканизм. Таким образом, нет никакой необходимости «тащить ледниками экзотику за тысячи миль» с Балтийского щита (рис. 5).

Заметим, что ранее целый ряд исследователей уже отмечали принципиальное подобие кристаллических пород Украинского и Балтийского щитов. И полагали, что источники «ледниковой экзотики» местные (Чувардинский, 2014), связывая находки гранитов и гнейсов на территории «днепровского языка» с зонами тектонокластики, развитыми в пределах активизированных разломов сдвиговой и сбросо-надвиговой кинематики.

К этому следует лишь добавить, что тектонический контроль «при засорении экзотикой» осуществляется неотектонической активизацией древних рифт-рамповых систем (авлакогенов), контролирующих и разломную тектонику, и соляной диапиризм.

Для автора этого доклада абсолютно очевидно, что все объединенные термином ЛИТОЭЛЕВАЦИЯ процессы заслуживают самого пристального внимания и изучения. И также очевидно, что в передовых университетах они должны найти свое место в программах обучения студентов по соответствующим геолого-географическим и экологическим специальностям, и могут быть темами диссертационных работ.

Для любого высшего учебного заведения важно, чтобы его специалисты и выпускники не только обладали классическими знаниями, но могли бы также на практике применять последние научные разработки и фактические данные, вследствие чего были бы способны проводить геоморфологическую ревизию и геологические поиски с реальным пониманием вариативности ландшафтно-геологических обстановок прошлого. И для специалистов географических наук тоже важны знания масштабов и понимание механизмов реализации «нестандартных» седиментационных процессов, поскольку они расширяют спектр используемых методологических приемов, на основе которых и выполняются ландшафтно-геоморфологические и палеоклиматические реконструкции. А также создают возможность альтернативного моделирования, что может позволить избегать грубых ошибок при оценках и в прогнозировании, например, климата.

Литература

1. Епифанов В.А. Дегазация недр и развитие оледенений в связи с вращением Земли // Проблемы геологии и географии Сибири: Матер. науч. конф. Т. IV. Томск: Изд-во ТГУ, 2003. С. 44–47.
2. Епифанов В.А. «Blowout fluid» как возможная причина формирования алмазоносных россыпей // Матер. XIV Междунар. совещ.: «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 234–239.
3. Епифанов В.А. Напорно-флюидная модель формирования отложений «ледникового типа» // Матер. VII Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты; СПб, 2011а. Т. 1. С. 191–194.
4. Епифанов В.А. Образование форм мезо- и микро- рельефа в результате напорно-флюидной дегазации недр // Матер. XXXI Пленума Геоморфолог. Комиссии РАН: «Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем». Астрахань: Техноград, 2011б. Ч. 2. С. 137–142.
5. Епифанов В.А. Дегазационная модель возникновения ледниковых эпох и ее фактическое подтверждение на Таймыре // Матер. II Таймырской музейной интер.-конф.: «Актуальные вопросы экологии Таймыра». удинка, 2014. С. 9–17.
6. Епифанов В.А. Эволюция озерно-болотных систем и модуляции климата как результат дегазации недр // Матер. IX Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск, 2015. С. 155–157.
7. Епифанов В.А. Самопроизвольная природная дегазация недр как явление перспективное для фундаментальных и прикладных геологических, геоморфологических, гидрологических, метеорологических и экологических исследований // Современные проблемы географии и геологии: Матер. IV Всерос. научн.-практ. конф. с междунар. участием (к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете). Томск: Томский государственный университет, 2017. Т. 2. С. 76–80.
8. Епифанов В.А. Взрывные воронки-колодцы и актуальность изучения роли дегазации недр в климатических событиях и ландшафтных преобразованиях четвертичного периода // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 2018. № 76. С. 5–40.
9. Епифанов В.А. Древние «гидровулканы» и позитивный вариант их влияния на биосферные «аномалии». Коллект. моногр. по матер. Всерос., с междунар. участием, научн.-практ. конф. LXXII Герценовские чтения: «География: развитие науки и образования». СПб: РГПУ, 2019а. Т. 1. С. 135–142.
10. Епифанов В.А. Экология Арктики, «Таймырская воронка», «метановая бомба» и проблема современной климатической парадигмы // Сб. трудов IV Таймырской музейной Интернет-конф. (ТМИК). Актуальные вопросы экологии. Дудинка, 2019б. С. 45–51.
11. Епифанов В.А. Литоэлевація – процеси, що визначають специфіку четвертичного осадоконакоплення // Фундаментальні проблеми квартера: результати дослідження та основні напрями подальших досліджень: Матер. XI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – Краснодар, 2020 (в печати).
12. Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А. и др. Проблема ледниковых отложений Южного Прианабарья (Восточная Сибирь) в связи с ревизией россыпной алмазоносности региона // Матер. VII Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Апатиты; СПб, 2011. Т. 1. С. 198–200.
13. Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А. Новый взгляд на образование алмазоносных «водораздельных галечников» и инновационный метод поиска

- ка погребенных кимберлитовых тел // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014. № 4 (20). С. 109–127.
14. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ, 2001. 206 с.
15. Иванчук П.П. Гидровулканизм // Природа, 1967. № 7. С. 49–57.
16. Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. – М.: Недра, 1994. 158 с.
17. Коган В.Д. Брекчиевидные песчаники и гравелиты – свидетели конседиментационного роста штоков девонской соли в раннепермское время // Сб.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. – Киев: Наук. думка, 1966. Т. 1. С. 216–222.
18. Чувардинский В.Г. Было ли материковое оледенение? Мифы и реальность. Lambert Academic Publishing, 2014. 284 с.

УДК 551.79

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ В ДОЛИНЕ Р. КАЧА

Н.Ю. Жаринова, Г.Ю. Ямских, Д.Е. Макаrchук

Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-45-240001

Изучение аллювиальных почв и интерпретация полученных результатов всегда представляется довольно сложной задачей для исследователя, поскольку на них, помимо прочих классических факторов почвообразования, оказывают влияние, по меньшей мере, еще два: аллювиальность и поемность. Некоторые исследователи выделяют еще фактор переменного гидроморфизма, обусловленного влиянием грунтовых вод (Почвоведение..., 1988; Исаев, 2020). Несмотря на огромную значимость, пойменные почвы в долинах малых рек изучены крайне слабо.

На территории Красноярской лесостепи в долине реки Кача были выделены аллювиальные темногумусовые почвы (доминирующий тип аллювиальных почв для исследуемой территории), глееватого подтипа (Жаринова, 2011).

Река Кача является левым притоком р. Енисей и относится к малым рекам. Исследование пойменных почв

реки Кача Красноярской лесостепи проводились на разных геоморфологических уровнях, были заложены разрезы на низкой, средней и высокой поймах (рис. 1).

Разрезы Кача (I),(II),(III),(IV) (табл. 1-4) заложены на правом берегу р. Кача в 1.89 км на запад от п. Солонцы 56°04'30" с.ш., 92°49'09.6" в.д., 156 м над уровнем моря (рис. 2).

На поверхности развита луговая растительность с преобладанием видов злаковых, тысячелистника, подорожника, на низких поверхностях распространены ивы (рис. 3).

В результате макроморфологического исследования (рис. 4–7) установлено, что преимущественная окраска верхних горизонтов темно-серая, обусловленная высоким содержанием гумуса, что является одним из диагностических признаков для выделения типа аллювиальных темногумусовых почв. Преобладание сизого оттенка и обильных ржавых пятен за счет образования

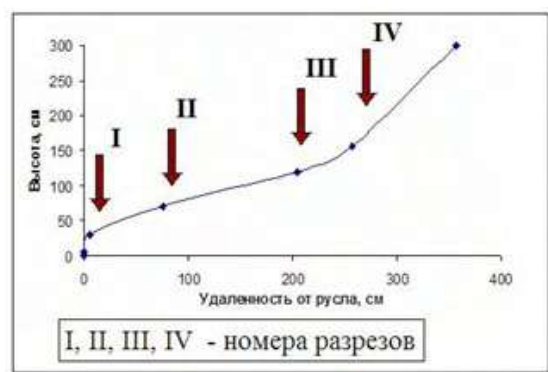


Рис. 1. Схема геоморфологического профиля правого берега р. Кача с указанием мест закладки разрезов

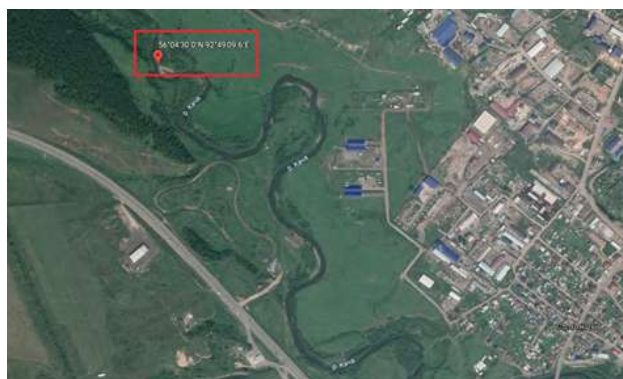


Рис. 2. Фрагмент спутникового снимка Google Earth с указанием места закладки разрезов и координат



Рис. 3. Общий вид поверхности поймы р. Кача в месте заложения разрезов Кача-1(I),(II),(III),(IV)



Рис. 4. Строение почвы высокой поймы (верхняя часть разреза Кача (IV))



Рис. 5. Строение почвы средней поймы (Разрез Кача (III))



Рис. 6. Строение почвы низкой поймы (Разрез Кача (II))



Рис. 7. Строение почвы низкой поймы (Разрез Кача-1 (I))

оксидов железа в нижележащих горизонтах свидетельствует о протекании процесса оглеения и является морфологическим признаком для выделения подтипа аллювиальных темногумусовых глееватых почв (Классификация..., 2004).

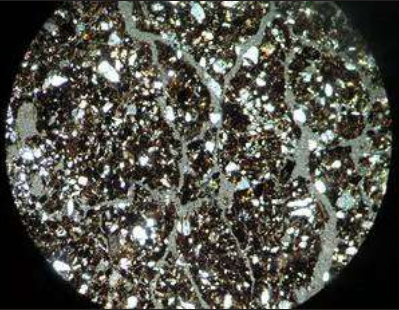
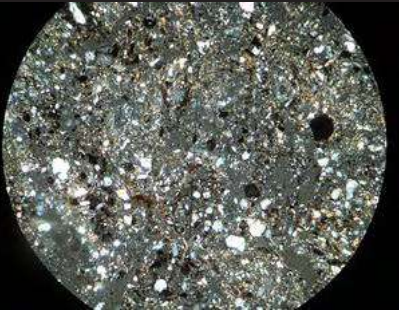
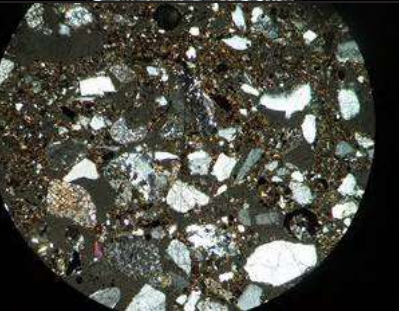
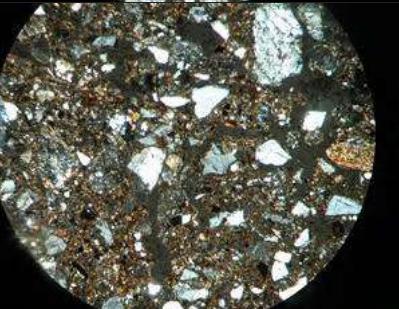
Почвы содержат влагу в большом количестве, горизонты являются свежими (верхние горизонты), влажными либо переувлажненными (нижние горизонты, материнская порода). Гранулометрический состав горизонтов изменяется от суглинистого до песчаного, что обусловлено периодическим затоплением почв и привносом илистого либо песчаного материала с токами воды. Почвообразующие породы исследуемых почв представлены песками (связными и рыхлыми). В минералогическом составе преобладают кварц, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. Структура непрочная, чаще комковатая или ореховатая, наиболее выраженная в развитых почвах. Почвы преимущественно уплотнены, являются среднепористыми, среднетрещиноватыми, что обуславливает обеспеченность почвы влагой и воздухом. Хорошо развитая растительность на поверхности и густая сеть корней в верхних горизонтах обеспечивают поступление нового органического материала.

Почва высокой поймы имеет наиболее дифференцированный профиль с резкими переходами между горизонтами, четко прослеживается слоистость: речные наносы сменяются развивающимися на них гумусовыми горизонтами (в том числе погребенными).

По микроморфологическим свойствам аллювиальные темногумусовые глееватые почвы р. Кача характеризуются хорошо выраженной микрослоистостью, преимущественно чередованием мелкопесчаных и крупно- и среднепесчаных зерен. Минеральное вещество в почвах представлено как в виде сравнительно крупных обломков минералов и горных пород (от 0,01 мм), так и тонкодисперсными выделениями глинистых минералов, карбонатов, серицита, оксидов и гидроксидов железа в смеси с органическим веществом; частично минерализованными органическими остатками. При изучении шлифов с помощью оптического поляризационного микроскопа можно достаточно подробно охарактеризовать только сравнительно крупные обломки. Скелет почв состоит из зерен кварца, микрокварцита, мусковита, биотита, серицита, плагиоклаза, эпидота, гематита, карбоната, алевролита, эффузивов, микроклина, цоизита, хлорита. Форма обломков и их окатанность свидетельствует о переносе их на небольшие расстояния. Таким образом, разнообразие, прежде всего, обусловлено составом окружающих пород. Органический материал представлен в форме аморфного тонкодисперсного вещества, точечного гумуса, пигмента, растительных остатков. Выделяются аморфные простые и пропиточные, железистые конкреции, железистые квазикутаны и гипокутаны.

Для почв низкой поймы характерна низкая степень выраженности почвообразовательного процесса, отмечается плохая сортированность зерен минералов,

Таблица 1. Микростроение аллювиальной темногумусовой почвы высокой поймы р. Кача (верх, увеличение x100, скрещенные николи)

Индекс горизонта, глубина см	Разрез Кача (IV)
AU(g)1 1-29	
AU(g)2 29-36	
AUCg~ 79-98	
Cg~ 140-145	

плохо развитая структура, рыхлое либо компактное микростроение, поровое пространство развито плохо, различия между верхними и нижележащими горизонтами слабые, закономерного изменения гранулометрического состава не обнаружено – чередование тонко- и грубозернистых микрослоев.

Почва разреза Кача-(IV) (рис. 4, табл. 1) высокой поймы является наиболее развитой и отличается хорошей сортированностью минерального материала, хорошо развитыми темногумусовыми горизонтами, кото-

рые приобретают более темную, почти черную окраску. Хорошо различима переработка почвенными организмами, заметны копролиты, развита комковатая структура, хорошо развито межагрегатное пространство (около 30 %, поры сложной упаковки, поры-трещины, каналы, ваги). Хорошо выражена дифференциация верхних (AU(g)) с нижележащими горизонтами, которые имеют более светлую окраску, компактное либо рыхлое микростроение, поровое развито очень слабо. Хорошо заметно облегчение гранулометрического состава вниз по профилю.

В результате исследования физико-химических и химических свойств аллювиальных темногумусовых глееватых почв поймы реки Кача установлено, что реакция среды является слабощелочной (pH 7,1–8,3). Содержание гумуса в гумусоаккумулятивном горизонте от 2 до 11 %, отмечается общее постепенное или резкое снижение содержания с глубиной, достаточно однородное в почвах или частях профиля с наиболее тяжелым гранулометрическим составом и скачкообразное в частях с повышенным содержанием песчаных фракций. Содержание карбонатов в профилях очень низкое и низкое (0-3,2 %), отмечается снижение с глубиной. Величина потери при прокаливании изменяется в пределах от 1,1 до 20,0 %, чаще с максимумом в верхнем горизонте. Содержание подвижных форм железа в профилях почв высокое и изменяется от 0,16 до 1,32 %, отмечается снижение содержания с глубиной для почв низкой поймы и скачкообразное распределение для почв высокой поймы. Содержание подвижных форм фосфора изменяется от очень низкого до очень высокого (2,2–64,5 мг/кг). Содержание суммы обменных оснований изменяется от 6,4–48,9 мг-экв/100г. Изменение свойств исследованных почв р. Кача сильно зависит от степени дифференциации профиля по гранулометрическому составу и является скачкообразным для почв высокой поймы и убывающим для почв низкой поймы, что является отличительной чертой почв данной реки.

Таким образом, на пойме р. Кача выявлены Аллювиальные темногумусовые глееватые почвы. Основными почвообразовательными процессами являются гумусообразование, гумусонакопление, биогенное и гидроморфное оструктурирование, оглеение, ожелезнение, окисление, окисление. Наиболее характерно данные процессы отражаются в профиле почв высокой поймы. Для почв, развивающихся на низкой пойме определяющим фактором является аллювиальное осадконакопление, в том числе привнос песчаного материала, и, как следствие, высокая зависимость свойств от гранулометрического состава, такие почвы отличаются слабой дифференциацией профиля, плохой агрегированностью и, зачастую, содержат грубые растительные остатки.

Литература

1. Жаринова Н.Ю. Почвы пойм малых рек Красноярской лесостепи: Автореф. дис... канд. биол. наук. Красноярск. 2011. 18 с.

2. Исаев А.В., Шарафутдинов Р.Н., Гареев Б.И. Эколого-геохимическая характеристика аллювиальных отложений в средней части реки Большая Кокшага и их роль в формировании почвенного покрова // Научные труды Государственного природного заповедника «Большая Кокшага». - Поволжский государственный технологический университет (Йошкар-Ола), Вып. 9, 2020. С. 8–29.
3. Классификация почв и диагностика почв России / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
4. Почвоведение / под. ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. М.: Высшая школа, 1988. Ч. 2. 368 с.

УДК 553.981.2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Н. Жилина, А.К. Бессонов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, elena@ggf.tsu.ru

Объектом исследования являются отложения продуктивного парфеновского горизонта Ковыктинского месторождения. Цель работы – изучение геологического строения и нефтегазоносности территории Ковыктинского газоконденсатного месторождения, литологического состава и коллекторских свойств отложений продуктивного парфеновского горизонта. Во время выполнения работы были использованы методики литологических и петрофизических исследований. Использовалось описание 262,27 м керна, петрографический анализ 162 шлифов и результаты петрофизических исследований 162 образцов керна. Петрофизические исследования заключались в изготовлении петрофизических образцов и их экстракции, с последующим проведением исследований по определению абсолютной газопроницаемости методом нестационарной фильтрации на установке ПИК-ПП и определению коэффициента открытой пористости, объемной и кажущейся минералогической плотности горных пород. В результате комплексирования геолого-геофизических, литологических и петрофизических данных, определены литологические характеристики парфеновского горизонта в исследуемых скважинах, построены диаграммы гранулометрического состава и вещественного состава песчаников парфеновского горизонта. Установлены зависимости коллекторских свойств пород от их литологических параметров.

Ключевые слова: венд, парфеновский горизонт, коллектор, песчаники, коллекторские свойства, литологические параметры.

The object of the study is the deposits of the productive Parfenov horizon of the Kovykta field. The purpose of the work is researching the geological structure, oil, and gas content of the territory of the Kovykta gas condensate field, the lithological composition and reservoir properties of deposits of the productive Parfenov horizon. During the execution of the work, we used the methods of lithological and petrophysical studies. In my work were used description of 262,27 m of core, petrographic analysis of 162 thin sections and the results of petrophysical studies of 162 core samples. Petrophysical studies consisted in the manufacture of petrophysical samples and their extraction, followed by studies to determine the absolute gas permeability by the method of non-stationary filtration at the PIK-PP installation and to determine the open porosity coefficient, volumetric and apparent mineralogical density of rocks. As a result of the integration of geological-geophysical, lithological and petrophysical data, the lithological characteristics of the Parfenov horizon in the studied wells were determined, and diagrams of the granulometric composition and material composition of the sandstones of the Parfenov horizon were constructed. Have been established dependences of reservoir properties of rocks on their lithological parameters.

Keywords: Vendian, Parfenovsky horizon, reservoir, sandstones, reservoir properties, lithological parameters.

Район исследования находится на востоке Иркутской области, в 350 км к северо-востоку от г. Иркутска, на территории Жигаловского и Казачинско-Ленского районов. Ковыктинское газоконденсатное месторождение (ГКМ) расположено в пределах Лено-Ангарского плато, приуроченного к южной части Средне-Сибирского плоскогорья на Ангаро-Ленской ступени в пределах Ковыктинского выступа. Выступ выделен в восточной части ступени у границы с Предпатомским региональным прогибом (Конторович и др., 1995).

Основные ресурсы углеводородного сырья на данной территории сосредоточены в комплексе вендских терригенных отложений. Наибольший интерес для исследований представляет верхнечорская подсвита чорской свиты, относящаяся к тирскому горизонту эдикарского яруса верхнего отдела венда.

Ковыктинское месторождение находится в Ангаро-Ленской нефтегазоносной области. Месторождение однозалежное. Газоконденсатная залежь выявлена в парфеновском горизонте. В структурном отношении месторождение – это крупная литологически ограни-

ченная ловушка на моноклинальном, полого погружающемся в северо-западном направлении склоне Ангаро-Ленской ступени; градиент падения от 1,0 до 2,8 м/км. Тело парфеновского горизонта – гигантская линза пластового типа, литологически ограниченная, представляющую собой промышленный резервуар. Природные газы относятся к существенно метановому типу – от 89,9 до 94,2 %. Гомологи метана (этан, пропан, бутан, пентан и др.) составляют 4,5–6,2 %. Конденсаты представляют бесцветную жидкость с резким бензиновым запахом. Плотность 0,69–1,28 мм²/с; зольность до 0,018 %, сернистость 0,03–0,126 %, смолистость 0,01–0,41. В них отсутствует вода, практически не содержатся асфальтены и парафины. Бензиновые фракции конденсатов (до 200°C) содержат 82,4–93,1 % метановых, 5,6–16,03 % нафтенных и 1,3–3,9 % ароматических углеводородов (Галимов, Пермьяков, 2009). Центральная часть с запасами категории С₁ составляет 2/3 от площади газоносности в целом, а по запасам в более 70 %. Периферийные зоны с запасами категории С₂ составляют порядка 30 %. По парфеновскому горизонту: общая площадь газоносности 14 153 223 тыс. м²; общий объем газосодержащих пород 103 415 324 тыс. м³; объем начальных геологических запасов пластового газа 2 577 184 млн. м³ и конденсата 113 614 тыс. т (Гришин, Ларичев, 1991).

Фактическим материалом для исследования являлся керн по 4 скважинам Ковыктинского ГКМ (Ковыктинская 69, Ковыктинская 71, Чиканская 11, Хандинская 4), который был предоставлен авторам сотрудниками АО «СНИИГТиМС», г. Новосибирск: начальником отдела геологии Восточной Сибири канд. геол.-минерал. наук Ивановой Н.А. (керн) и ведущим инженером лаборатории петрофизических исследований Неверовым М.П. (петрофизические данные).

Для определения петрографического состава пород Ковыктинского ГКМ авторами было просмотрено 262,27 м, описано и сделаны фотографии 56 м керна материала, обработана коллекция из 60 шлифов. При определении фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) используют образцы горных пород правильной (цилиндрической) формы диаметром 30 мм и высотой 30 мм с параллельно отрезанными, пришлифованными торцами. Авторы обработали петрофизические данные по 140 цилиндрам на 5 видов анализов.

Было выявлено, что песчаники парфеновского горизонта разномерные, от мелкозернистых до крупнозернистых, преимущественно средне-мелкозернистые, редко гравелистые (в подошвенной части горизонта), размерность уменьшается в верх по разрезу. По вещественному составу по классификации В.Д. Шутова (Шутов, 1967) песчаники преимущественно кварцевые, кремнекласово-кварцевые, полевошпатово-кварцевые, в меньшей степени мезомиктово-кварцевые, кварцевые граувакки и полевошпат-кварцевые граувакки.

Готовые цилиндры маркируются – на образце черной тушью подписывается номер.

В основе оценки качества коллекторов была использована схема классификации коллекторов А.А. Ханина (Хайн, 1969). Для выделения типов и классов коллекторов в пласте в целом объеме рассчитанных данных, были построены гистограммы распределения открытой пористости и абсолютной проницаемости, по которым стало видно, в каких пределах изменяются значения.

По всему горизонту, по данным исследованных образцов: максимальное значение К_п, %, по жидкости – 22,4 %, среднее значение – 6,7 %; максимальное значение (К_{пр}, мД) – 251,2 мД, что обусловлено трещиноватостью некоторых пород, среднее значение – 10,2 мД; объемная плотность $\delta\rho$ нас. изменяется от 2,25 г/см³ до 2,80 г/см³ и, в среднем, составляет 2,55 г/см³; объемная плотность $\delta\rho$ сух. изменяется от 2,09 г/см³ до 2,79 г/см³ и, в среднем, составляет 2,50 г/см³; минералогическая плотность (скелет породы) $\delta\rho_{\text{кп}}$ изменяется в пределах 2,57–3,01 г/см³ и, в среднем, равна 2,68 г/см³. По графику зависимости К_п от К_{пр}, построенному по данным исследованных образцов, проницаемость линейно зависит от пористости.

По результатам проведенных исследований было установлено, что песчаники парфеновского горизонта преимущественно кварцевые, средне-мелкозернистые, обладают низкими коллекторскими свойствами, относясь к V классу коллектора с признаками IV и реже III классов. На коллекторские свойства исследуемых пород влияет размерность зерен, а также количество цемента в поровом пространстве. Снижение коэффициента пористости и коэффициента проницаемости исследуемых образцов наблюдалось при превышении пороговых значений содержания алевроитовой фракции (более 30 %), а также глинистого (более 10 %), кварцевого (более 5 %) и карбонатного (более 7 %) цемента.

Литература

1. Галимова Т.Ф., Пермьяков С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка, 2009. [Электронный ресурс] – URL: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (Дата обращения 11.09.2021 г.).
2. Гришин Н.П., Ларичев А.И. Изучить рифейские отложения Сибирской платформы, выполнить количественную оценку перспектив нефтегазоносности и определить направления геологоразведочных работ на нефть и газ / Отчет СНИИГТиМС. Новосибирск, 1991. 300 с.
3. Конторович А.Э., Гребенюк В.В., Запывалов Н.П. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири (Иркутский бассейн). Вып. 8. Новосибирск: Научно-издательский центр ОИГТМ СО РАН, 1995. 60 с.
4. Ханин А.А. Породы коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 366 с.
5. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–104.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Н.Н. Зинчук

*Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный, Россия,
nnzinchuk@rambler.ru*

На основании изучения геодинамических, фациальных условий формирования и вещественного состава верхнепалеозойских осадочных толщ Малоботуобинского алмазоносного района Сибирской платформы оценена роль местного (в том числе кимберлитового) материала в различных фациальных разрезах лапчанской, ботуобинской и боруллойских свит пермского возраста, что позволило высказать рекомендации как по методологии формационного-фациального анализа, так и важности отдельных обстановок для прогнозно-поисковых работ на алмазы. Кимберлитовый материал в бассейны седиментации фаций нижних частей разрезов рассматриваемых стратиграфических подразделений поступал за счет размыва верхних горизонтов как известных, так еще не открытых диатрем в областях денудации.

Ключевые слова: фациальный анализ, верхнепалеозойские алмазоносные осадочные образования, Сибирская платформа.

Based on the study of the geodynamic, facies conditions of formation and the material composition of the Upper Paleozoic sedimentary strata of the Malobotuobinsky diamondiferous region of the Siberian platform, the role of local (including kimberlite) material in various facies sections of the Lapchan, Botuoba, and Borulloi formations of the Permian age was assessed. This made it possible to make recommendations both on the methodology of the formation-facies analysis, and the importance of certain environments for forecasting and prospecting works for diamonds. Kimberlite material entered the basins of sedimentation of facies of the lower parts of the sections of the stratigraphic units under consideration due to the erosion of the upper horizons of both known and not yet discovered diatremes in the areas of denudation.

Keywords: facies analysis, Upper Paleozoic diamondiferous sedimentary formations, Siberian platform.

В алмазоперспективных районах древних платформ мира широким развитием пользуются древние коры выветривания (КВ) на различных породах, а также отложения, обогащенные продуктами их размыва и переотложения в различных фациальных обстановках. Интенсивность выветривания обычно возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение при этом имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее мощная КВ формируется на водоразделах, в то время как интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, а на плоских водоразделах наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. Сохраняются от размыва элювиальные продукты только при стечении благоприятных факторов и, преимущественно, в понижениях древнего рельефа и в тектонически опущенных блоках. Наиболее детально КВ в алмазоносных районах Сибирской платформы (СП), в которых благоприятные палеогеографические условия для формирования выветрелых толщ существовали преимущественно в позднедевонско-е-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Поскольку на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна, то на северо-западе и северо-востоке Тунгус-

ской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге как этой, так и Вилюйской мезозойской синеклиз (ВМС), возникли равнины с континентальным осадконакоплением, которые разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой не происходило дифференцированных тектонических движений. Выравнивание пенепленизированного рельефа и образование элювия на исходных породах протекало постепенно на протяжении всего периода формирования территории, при котором продукты КВ поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. Поэтому отложения нижнего карбона ТВС отражают погребенную поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания, представляя тем самым формацию КВ. Общая картина осадконакопления в карбоне (по сравнению с девоном) изменялась мало. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В конце пермского периода во многих районах СП начались излияния лав и внедрение траппов (особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса). К концу этого периода длительная эпоха денудации завершилась

пенепленизацией СП. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествующая юрской активизации СП. В этот же период происходило формирование мощной КВ, причем корообразование, денудация и переотложение элювиальных продуктов в коррелятивные толщи происходили относительно равномерно, что было обусловлено (как и в позднем девоне-раннем карбоне) слабым изменением палеорельефа и тектонического режима. В разрезе верхнепалеозойских отложений центральной части СП выделяются лапчанская (P_{1l}), ботубинской (P_{1b}) и боруллойской (P_{2br}) свиты. В пределах площади распространения отложений лапчанской свиты выделяется пять фациальных зон: развития аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-лагунных и лагунных отложений. Эти зоны сменяют друг друга по площади и характеризуют три палеоландшафтные области, отражающие условия седиментации отложений лапчанской свиты: подножий склонов и конусов выноса, речных долин (малых водотоков), заливно-лагунного мелководья бассейна. Область подножий склонов и конусов выноса отмечена в юго-западной, центральной и северо-западных частях рассматриваемой территории. Она окаймляет крупное палеоподняtie и постепенно переходит в незначительную по размерам область речных долин. В западной части региона в то время господствовали бассейновые условия седиментации. Эта область включает зону развития делювиальных и делювиально-пролювиальных образований. Здесь получили развитие фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР), алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот (БЗ) и осадков торфяных болот (БТ). Образование отложений лапчанской свиты в северной и северо-западной части региона началось на ограниченных площадях с выполнения с элювиально-делювиальными осадками отрицательных форм древнего рельефа, расположенных вблизи наиболее длительно существовавших в рассматриваемый период областей денудации. Это несортированные отложения, представленные щебенкой терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, сцементированной карбонатно-глинистым и алеврито-глинистым материалом. В основании разреза происходило накопление преимущественно к внутренним частям впадин тонкозернистыми пролювиальными и озерными осадками. В краевых частях конусов выноса периодически возникали мелкие озерные водоемы, которые часто подвергались кратковременному заболачиванию, чем и объясняется появление в разрезе осадков торфяных болот. Область речных долин (малых водотоков) включает зону преимущественного развития аллювиально-пролювиальных осадков и имеет незначительное распространение. Рассматриваемые

отложения выполняют наиболее пониженные участки доверхнепалеозойского рельефа, в то время как на прилегающих склонах палеоподнятий накапливались элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. Область заливно-лагунного мелководья бассейна получила довольно широкое распространение и включает зоны озерно-лагунных и лагунных отложений. В начальную стадию седиментации в основании лапчанского разреза происходило накопление песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных осадков (ЭД). Последовавшая трансгрессия морского бассейна обусловила преимущественное накопление алеврито-глинистых осадков лагун (ЛЗ). В верхней части разреза отмечаются фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озёр (ОЗ).

В пределах площади распространения отложений нижней части ботубинской свиты выделяется несколько фациальных зон: преимущественного развития аллювиальных, подвижного мелководья бассейна, подводно-дельтовых, озерно-болотных отложений и осадков заливно-лагунного мелководья бассейна, при участии озёрно-болотных делювиально-лагунных и пролювиально-лагунных образований. По условиям седиментации все перечисленные фациальные зоны объединяются в следующие палеоландшафтные области: континентального осадконакопления, приберегового сильно подвижного мелководья, заливно-лагунного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В начале раннепермского времени широкое развитие получил комплекс фаций континентальных отложений. Затем последовало незначительное прогибание территории, что способствовало дальнейшему продвижению вод бассейна вглубь суши. В результате этого сокращалась площадь континентального осадконакопления и устанавливались преимущественно бассейновые условия седиментации, что нашло отражение в распределении фациальных зон как по площади, так и в разрезе. В основании разреза ботубинской свиты преобладают фации песчаных осадков русла и подводной части дельты (ПД). Они слагают основную часть разреза и выше перекрываются фациями глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ), песчаных осадков баров, кос и россыпей (БКП). Фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ) обычно залегают на отложениях открытого подвижного мелководья бассейна, осадков баров, кос, пересыпей и реже непосредственно перекрывают отложения подводной части дельты. В областях заливно-лагунного мелководья бассейна выделены три фациальные зоны. Отмечаются незначительные по мощности фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), которые выше по разрезу перекрываются отложениями фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Нижняя часть зоны развития пролювиально-лагунных отложений обычно представлена фацией гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР). Выше залегают фации алеврито-глинистых осадков

лагун и заливов (ЛЗ). Зона развития озерно-болотных и лагунных отложений имеет широкое площадное распространение. Установлены фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Отмечены также фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ) и песчаных осадков подводной дельты (ПД).

В пределах поля развития нижней части разреза боруллойской свиты выделяются четыре фациальные зоны: преимущественного развития аллювиальных, аллювиально-дельтовых и подводнодельтовых отложений, а также образований открытого мелководья бассейна. Перечисленные фациальные зоны образуют три палеоландшафтные области, характеризующиеся различными условиями седиментации в начале позднепермского времени: речных долин и аллювиально-дельтовых равнин, прибрегового сильно подвижного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. Область речных долин и лагунно-дельтовых равнин включает в себя фациальные зоны развития аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Аллювиальная равнина получила довольно широкое развитие, окаймляя крупное позднепермское палеоподняtie, расположенное в восточной и южной части рассматриваемой территории, которая являлась в этот период областью длительного размыва. В пределах аллювиальной равнины преимущественное развитие получили фации песчано-гравийно-галечных осадков русла (АР) и песчано-алевритовых осадков поймы (АП). Меньшее распространение получили фации: алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), алеврито-глинистых осадков застойных и зарастающих озер (ОКЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот, а также осадков торфяных болот. Последние обычно наблюдаются в верхних частях разрезов и нередко тяготеют к бортам долины. В западной части изученной территории получила развитие аллювиально-дельтовая равнина, которая примыкает на всём своём протяжении к довольно обширной зоне подвижной дельты. Область прибрегового сильно подвижного бассейна включает в себя фациальную зону преимущественного развития подводнодельтовых осадков, для которых характерно преобладание фаций песчаных осадков подводной дельты (ПД), на которых вблизи береговой линии залегают фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ) и алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Область подводного открытого мелководья занимает зону преимущественного развития фаций глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (ОМБ). В основании позднепермского разреза залегают фации песчаных осадков подводной части дельты (ПД) и незначительные по мощности фации углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ),

которые перекрываются глинисто-алеврито-песчаными осадками открытого подвижного мелководья бассейна, а также алеврито-глинистыми осадками лагун и заливов (ЛЗ). Итак, нами показано значительное уменьшение в нижнепермское время восходящих тектонических движений в бассейнах седиментации, что привело к перестройке палеогеографической зональности и установлению перерыва в осадконакоплении на части изученной территории. Последовавшая тектоническая стабилизация и гумидный климат обусловили развитие гипергенных процессов, а геодинамические процессы привели к формированию элювиального чехла на изверженных и осадочных породах региона. Замедление тектонических движений компенсировалось осадконакоплением и заканчивалось регрессией. Минимум регрессии приходится на первую половину раннеборуллойского времени, а максимум – на конец этого же периода. Кимберлитовый материал (алмазы и их минералы-спутники, переотложенные выветрелые продукты) в фации нижних частей разрезов поступал за счет размыва верхних горизонтов как из известных в регионе диатрем, так и тел, предполагаемых в областях денудации.

Полученные данные позволяют утверждать, что позднедевонская-раннекаменноугольная эпоха характеризуется активным развитием процессов корообразования, протекающего в условиях теплого и влажного климата, в результате чего образовались соответствующие формации КВ. Сложный многокомпонентный состав исходных пород в древних КВ СП (за исключением терригенно-карбонатных пород), содержащий ди- и триоктаэдрические минералы, в структуре которых есть трех- и двухвалентные породообразующие элементы, обусловил замедленное преобразование первичного материала. В результате формирования разрезов КВ зачастую приостановилось на начальных стадиях. Развитие неполных профилей выветривания вызвано слабым выносом двухвалентных катионов из первичных минералов. Вновь возникающие фазы будут диоктаэдрическими и сохраняют смешанный состав структурных катионов. Поскольку в продуктах выветривания преобладает пелитовая составляющая, важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в изученных КВ являются: а) присутствие диоктаэдрической гидрослюда (2M₁) в КВ терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно наиболее упорядоченной структуры, чем у каолинита, образовавшегося за счет других пород; б) наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (долериты, туфы и туфогенные образования) наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным ВМСО, в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в КВ туфогенных пород с галлуазитом (при полном отсутствии в продуктах выветривания слюдopodobных минералов); в) содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества три-

октаэдрического хлорита (пакеты δ' и δ), серпентина (структурные типы А и В) и в значительной степени измененного флогопита, и связанной с ними гидрослюдой 1М. В изученных КВ смешанослойным образованиям в зависимости от природы исходных минералов, за счет которых они возникли, свойственны как различные виды переслаивания пакетов, так и неодинаковый химический состав в одном и том же типе указанных фаз, что является их важным типоморфным признаком. ВМСО развито в породах, в которых отсутствуют минералы слюдоподобного типа, а из трехэтажных разновидностей встречается в основном вермикулит. Монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования (МГСО) идентифицированы в породах, содержащих минералы трехэтажного типа с К в межслоевых промежутках. По кристаллохимическим

особенностям указанная смешанослойная фаза в КВ кимберлитов отличается от аналогичной в измененных терригенно-карбонатных породах. Это связано с иными природой и химизмом исходного материала, за счет которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации, что обуславливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд. Такие особенности смешанослойной фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих её пакетов, являются важным признаком продуктов выветривания кимберлитов. Отмеченные различия в типоморфном составе каждого типа КВ можно успешно использовать при совершенствовании методики поисковых работ на алмазы.

УДК 551.762; 551.86

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВ ЮРСКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОГО БАСЕЙНА

С.В. Иванцов ¹, А.О. Фролов ², Д.В. Болотов ³, Е.А. Вышебаба ³, Е.А. Осипова ³

¹*Кафедра палеонтологии и исторической геологии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

²*Лаборатория геологии мезозоя и кайнозоя, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

³*Лаборатория микропалеонтологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

Иркутский бассейн располагается в асимметричном Присяянском прогибе. Его угленосность связана с юрскими отложениями, которые залегают в широких домезозойских пологих впадинах. Наличие крупного континентального бассейна юрского возраста предполагает наличие местонахождений позвоночных. Подобная обстановка осадконакопления вполне благоприятна для формирования костеносных слоев в западной части Канско-Ачинского бассейна, где местонахождения Березовский разрез и Новоалтатский разрез охарактеризованы континентальной фауной конца средней юры.

Юрская система Иркутского бассейна включает черемховскую, присаянскую и кудинскую свиты, составляющие практически непрерывный разрез от плинсбахского до ааленского века (Фролов, Машук, 2018). Тем не менее, до настоящего времени остатки тетрапод данной территории остаются неизвестными, что может быть обусловлено малыми объемами тематических работ, направленных на поиски юрских позвоночных; высокой степенью литификации пород псаммитовой фракции, что не позволяет использовать промывку на ситах в качестве метода поиска.

Основной стратегией поиска новых местонахожде-

ний стал поиск линз параллельнослойчатых плитчатых слаболитифицированных аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых глинистых песчаников фации пойменных озер с остатками растений, филопод, насекомых.

В качестве объекта для отработки методики, было выбрано хорошо изученное местонахождение, открытое Чекановским в 1869 г. – Усть-Балей (Чекановский, 1874). Оно расположено в устье реки Балей, в правом борту р. Ангара и вскрывает нижнюю подсвиту присаянской свиты, возраст которой по палеоботаническим данным определяется в рамках тоарского века (конец ранней юры) (Фролов, Машук, 2018). Местонахождение представлено двумя линзами, сложенными переслаиванием песчаников мелкозернистых, алевролитов и аргиллитов. Для данной точки было известно присутствие рыб. Из-за значительной литификации пород, вмещающих линзы с остатками, и крутых склонов естественных обнажений, классические методы площадных раскопок на местонахождении не применимы. Послойный разбор отложений проходил с использованием шпателей, на небольших участках, от кровли к подошве.

В 2017 г., в результате двухнедельных поисков Палеонтологическим отрядом ТГУ был собран материал,



Рис. 1. Отпечаток *Baleiichtys gracillosus* Rohon, 1890 из местонахождения Усть-Балей

включающий отпечатки растений, насекомых, филлопод и рыб, что подтвердило правильность выбранной стратегии. Рыбы представлены двумя образцами, сохранность одного из которых уникальна: сохранились не только твердые элементы скелета, но частично и мягкие ткани.

Образец UB1 (отпечаток и противоотпечаток) длиной 48 мм (рис. 1) имеет тело веретеновидной формы, покрытое довольно крупными ганоидными ромбовидными чешуями. Средняя линия располагается ближе к спинной стороне. Голова крупная составляет около четверти от общей длины тела, слегка вытянутая. Покровные кости крыши черепа орнаментированы бугорками. Орбиты расположены в передней половине головы. Оперкулум относительно крупная. Вследствие сагиттальной посмертной деформации черепа, максиллы и зубные кости не визуализируются.

Спинной плавник состоит из 9–10 лучей. Его задний край расположен над передним краем анального плавника. Радиалии не видны.

Анальный плавник примерно равен по размеру спинному, состоит из 13–15 лучей.

Парные плавники видны, но их сохранность не позволяет детально описать их морфологию. Они формируются 8 лучами, раздваивающимися на концах.

Хвостовой плавник гомоцеркальный, вероятно, с прямым краем, состоит из 25–29 несегментированных лучей, раздваивающихся на конце.

Образец UB2 имеет худшую сохранность: фрагментирован, и деформирован. Вероятно, систематически относится к тому же таксону, что и образец UB1.

Палеонтолого-стратиграфические исследования 2020 г. проводились на новом местонахождении – Суховский мыс, открытом Ю.А. Жемчужниковым (Жемчужников, 1925). Обнажение приурочено к правому борту р. Ангара у входа в Иданскую протоку, в 17 км выше по течению от д. Усть-Балей. Стратиграфически оно относится к иданской подсвите присаянской свиты, датируемой ааленским ярусом средней юры, на основании палеоботанических данных (Фролов, Машук, 2018). Первоначально на Суховском мысе было выявлено четыре перспективных линзы, но лишь в точке наблюдения 3 на площади около 1 м², помимо остатков растений, личинок водных насекомых и надкрылий

жуков, были обнаружены остатки двух рыб довольно хорошей сохранности.

Образец SM1 представлен отпечатком и противоотпечатком рыбы длиной более 150 мм. Высота тела увеличиваясь от головы достигает максимума в передней трети, постепенно сужается к хвостовому плавнику. Голова относительно небольшая – 35 мм, практически округлая. Несмотря на плохую сохранность черепа, можно отметить крупную оперкулум, имеющую бобовидные очертания. Вероятно, некрупные орбиты располагались в передней части черепа. Отпечатки не позволяют судить о строении осевого скелета. Тело покрывают довольно крупные ганоидные чешуи ромбической формы с тонкими концентрическими следами нарастания. На спине, от головы до основания хвостового плавника располагается срединный ряд чешуй, снабженных обращенными назад остриями, переходящий в короткие фулькры. Хвостовой плавник, скорее всего, гетероцеркальный – на отпечатке отчетливо видно покрытое чешуей основание верхней доли и несколько лучей нижней. К сожалению, остальные плавники не сохранились.

Образец SM2 представлен отпечатком худшей сохранности длиной 145 мм, для которого все же можно предполагать веретеновидную форму тела, высота которого постепенно уменьшается к хвостовому плавнику. Покрывает тело мелкая ромбическая чешуя с тонкими продольными бороздами. Спинной плавник состоит из по меньшей мере десяти прямых лучей, высотой более 12 мм. Хвостовой плавник гетероцеркальный. Сохранилось основание верхней доли, покрытой чешуями и несколько лучей нижней доли. На основании описанных выше признаков, можно отнести находки из Суховского мыса к Chondrostei, вероятно, к палеонисцидам.

Палеоихтиофауна Усть-Балей впервые приводится в работе Рогон посвященной мезозойским рыбам (Rohon, 1980). Им был описан комплекс ранних актиноптеригий, включающий палеонисцид *Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon, *P. irkutskensis* Rohon, амиеобразных *Lepidotus sibiricus* Rohon и *Opsigonus gracilis* Rohon, фолидофорию *Pholidophorus maacki* Rohon, *Baleiichtys graciosa* Rohon, *B. lata* Rohon и др. Часть таксонов актиноптеригий Рогон была сведена в синонимику (Молошников, Кирилишина, 2020). Опубликованная сводка позвоночных Иркутского бассейна (Жерихин, Калугина, 1985) включает четыре таксона рыб: *Iyalepis* (= *Angarichthys*) *rohoni* (Sytchevskaya et Yakowlew, 1985; *Baleiichtys gracillosus* Rohon, 1890; *Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon, 1890; и *Stichopterus gracilis*, Rohon, 1890.

Для местонахождения Усть-Балей Бергом (Берг, 1945) было описано две формы *Palaeoniscinotus czekanowskii* – удлиненная и широкотелая, отнесенных к *Palaeoniscidae*.

Образцы из Усть-Балей стоит относить к *Pholidophoridae*, мелким хищным рыбам, существовавшим с триаса по мел – наиболее базальным представителям *Teleostei*.

В Иркутском бассейне рыбы имеют ограниченное биостратиграфическое значение. По мнению Е.К. Сычевской, *Palaeoniscinotus* и *Baleiichthys*, отчасти близки к палеонисцидам и фолидофоридам в юрской фауне Каратау (Южный Казахстан) – типичным среднеюрским формам (Скобло и др, 2001).

На основе описания образцов из Суховского мыса, можно утверждать наличие, по меньшей мере, двух таксонов хрящекостных рыб, вероятно, палеонисцид, характеризующих фауну иданской подсвиты присаянской свиты. Кроме того, фациальные особенности отложений позволяют ожидать находки амфибий.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Проект № 0721-2020-0041.

Литература

1. Берг Л.С. Некоторые замечания о роде *Palaeoniscinotus* Rohon из юры Усть-Балея // Вопросы геологии Сибири, 1945, Т. 1. С. 31–34.
2. Жемчужников Ю.А. Разрез юрских угленосных отложений по р. Ангара // Изв. Геол. ком-та. 1925. Т. XLIV. №6. С. 699–718.
3. Жерихин В.В., Калугина Н.С. Ландшафты и сообщества // Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1985. 199 с.
4. Молошников С.В., Кирилишина Е.М. Йцзеф Рогон и исследования ископаемой ихтиофауны России во второй половине XIX века: к 175-летию со дня рождения // Живая Земля, 2020, Т. 42, №2. С. 226–237. DOI 10.29003/m1392.0514-7468.2020_42_2/226-237
5. Скобло В.М., Лямина Н.А. Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Издательство СО РАН, 2001. 332 с.
6. Фролов А.О., Машук И.М. Юрская флора и растительность Иркутского угольного бассейна. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2018. 514 с.
7. Чекановский А.Л. Геологические исследования в Иркутской губернии, совершенные по поручению Сибирского отделения Русского Географического общества // Тр. Рус. геогр. об-ва. Иркутск, 1874. 398 с.
8. Rohon J.V. Die Jura-Fische von Ust-Balei in Ost-Sibirien // Mém. de l'Acad. Imp. Sci. de St.-Petersbourg. 7 Ser. 1890. V. 38. № 1. pp. 1–15.

УДК 551.83; 551.735

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНА: ТУРНЕ-ВИЗЕЙСКАЯ ЭПОХА

Г.Д. Исаев

ООО «НИЦ Сибгеонафт», Новосибирск, Россия sibgeonaft@mail.ru

На основе принципов палеовулканологии и анализа региональных фаций описано строение лавового и осадочного бассейнов турнейского и визейского ярусов карбона Западно-Сибирской геосинеклизы.

Ключевые слова: палеовулканология, стратиграфия, каменноугольный период

Based on the principles of paleovolcanology and regional facies analysis, the structure of the lava and sedimentary basins of the Tournean and Visean layers of the WSG is described.

Keywords: paleovolcanology, stratigraphy, Carboniferous period

В каменноугольный период Западно-Сибирская геосинеклиза (ЗСГ) характеризовалась совершенно необычной историей своего развития: чередованием магматических и осадочных этапов. Каждому этапу вулканизма предшествовал период поверхностной стабилизации, размыва и абразии, а по его завершении – период затухающей вулканической деятельности, образования синхронных «осадочных» пород, абразии и выравнивания. Каждый этаж приурочен к перерыву в стратиграфической последовательности. В пределах каждого магматического этапа на территории ЗСГ существовало почти одновременно от трех до шести

вулканов, в результате деятельности которых в течение короткого времени формировался лавовый бассейн, состоящий из нескольких самостоятельных вулканических объектов: стратовулканов и комплексов. В промежутках между вулканическими эпохами развивались осадочные бассейны, на ранних стадиях жестко связанные с остаточной вулканической деятельностью.

К Ишимскому магматическому этажу отнесены все вулканические ассоциации и комплексы, развитые на границе девона и карбона и вскрытые 80-ю глубокими скважинами на 56 разведочных площадях (рис. 1). На 7 площадях есть абсолютная датировка

возраста, на 13 площадях имеются скважины с палеонтологическим обоснованием возраста. В пределах ЗСГ на рубеже девона и карбона обособляется пять самостоятельных магматических объектов - два стратовулкана (Узасский и Игримский) и три вулканических комплекса (Ханты-Мансийский, Курганский, Тазовский). Центры извержения определяются по развитию экструзивно-жерловых фаций, корневые системы – по присутствию субвулканических даек, а основное строение или «тело» вулканических ассоциаций и комплексов – по прослеживанию покровных фаций.

Модель **турнейского** яруса (по данным 189 скв.) образована (рис. 2) отложениями пяти фациальных зон: континентальной; прибрежного мелководья; крайнего мелководья; средневодья (погруженной террасы) и глубоководья. Береговая линия ограничивает турнейский морской бассейн с запада и северо-запада, а на юге - южнее г. Омска. Фациальная неоднородность обусловлена существованием здесь вулканических островов с унаследованной вулканической деятельностью (пять вулканов). Последнее не только определяет законы распределения осадков в бассейне, литологию толщ и свит, геоморфологию дна и границы бассейна, но, в целом, и фациальное районирование региона (4 фациальных района).

К **Валерьяновскому** магматическому этажу отнесены вулканические, вулканоплутонические комплексы и их ассоциации, развитые на границе турнейского и визейского ярусов и вскрытые 54-мя скважинами на 36 площадях (рис. 3). Стратиграфическое положение этажа обосновано данными абсолютного возраста (2 скв.) и палеонтолого-стратиграфической информацией на 14 площадях. В структуре этажа обособляется один вулканический комплекс (Узасский) и два стратовулкана (Ханты-Мансийский и Курганский) с шестью центрами извержения. Так же, как и для Ишимского, для

Валерьяновского этажа в пределах ЗСГ прослежены не только экструзивно-жерловые, но и потоковые, эксплозивно-обломочные, осадочно-вулканокластические фации, интрузивные комплексы и вулканомиктовые горизонты.

Модель **визейского** морского бассейна образована (по данным 135 скв.) пятью фациальными поясами (рис. 4), как и модель турнейского моря. Область развития морских обстановок по сравнению с турнейским веком резко сокращается, изменяется и конфигурация береговой линии и структура фациальных поясов, что объясняется меньшим количеством островов вулканической природы. Характерным для визейского моря является региональное развитие двух рифовых систем: Западной (от Щербаковской площади до п. Усть-Маны) и Восточной на Арчинской площади. С юга на север в пределах одной системы меняется тип органо-генных сооружений: от типично береговых до барьерных рифов. Фациальная зональность (три фациальных района) визейского бассейна обусловлена наличием трех островов, а также функционированием четырех центров с остаточной вулканической деятельностью. Береговая линия визейского моря, в отличие от турнейского, наблюдается почти в пределах всей территории ЗСГ. Континентальные обстановки визе более разнообразны. Здесь, кроме собственно континентальных, установлено и два новых элемента палеоландшафта: «низинный» остров (Зап.-Фроловская пл.) и реликтовый регрессивный бассейн – Чулымская впадина.

Синхронизация лавовых и осадочных бассейнов производится не только с помощью прослеживания «вулканокластических» горизонтов, тефроидных и вулканомиктовых образований, но и в процессе изучения взаимозависимости вулканического рельефообразования и осадочных процессов.

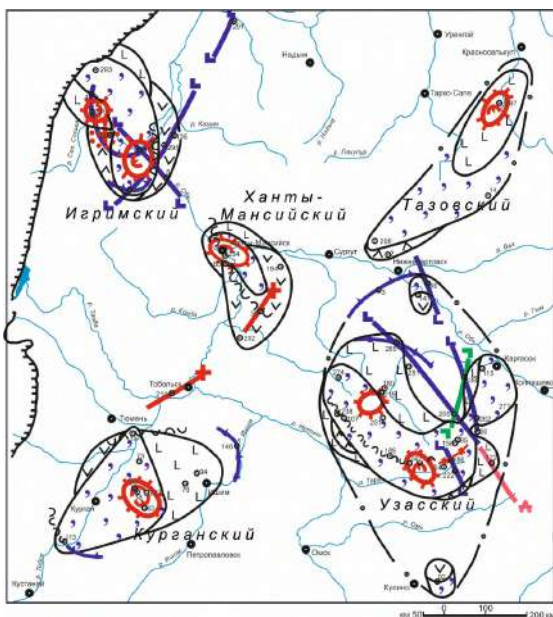


Рис. 1. Модель лавовых бассейнов Ишимского этажа (на границе девона и карбона)

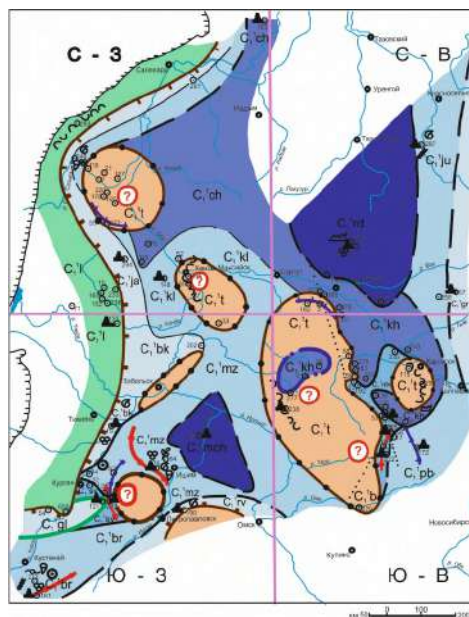


Рис. 2. Литостратиграфическая и фациальная модель турнейского яруса

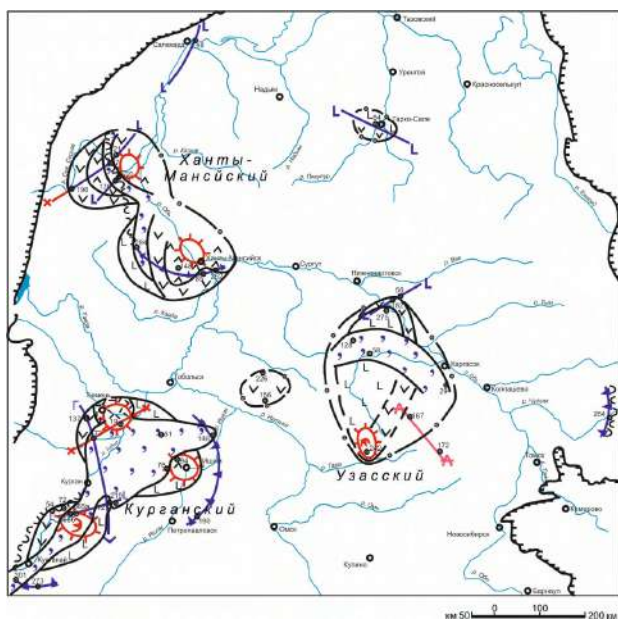


Рис. 3. Модель лавовых бассейнов Валерьяновского этажа (на границе турне и вие)

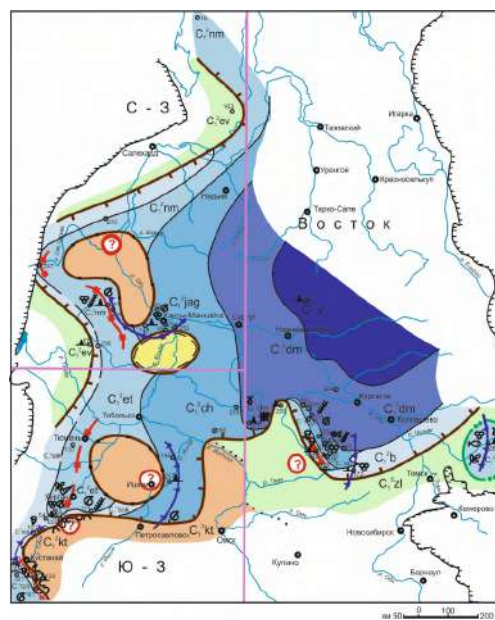


Рис. 4. Литостратиграфическая и фациальная модель визийского яруса

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к рис. 1,3	
1-8. ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	
1. Экструзивно-обломочные вулканы: лапа, лавобережья и др.	10. А – допериты (диабазы); Б – габбро
2. Эксплозивно-обломочные вулканы: туфы, тефры, пирокластиты и др.	11. А – моноклиты; Б – меймачиты
3. Осадочно-вулканокластические породы – туфиты (вулканокластиты ≥ 50%)	12. Лампрофиты (карсивиты, алгидиты, гранитоиды)
4. Вулканокластико-осадочные и тефроидные образования (вулканокластиты ≤ 50%)	Штолы, массивы, батолиты:
5. Вулканомитовые образования (с перераспределением вулканокластической)	13. А – гранитоиды; Б – базальтоиды
6-8. Поточные вулканы	14-16. ДРУГИЕ ЗНАКИ
6. Кислые: а – риолиты; б – дациты	14. Границы: а – прослеженные; б – предполагаемые; в – фациальные
7. Средние: а – трахиты; б – андезиты	15. Область развития околорифмовых фаций
8. Основные: базальты	16. Прогнозируемая область вулканической деятельности
9-13. ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	17. Географическое название стратовулкана (палеовулкана)
9. А – граниты; Б – диориты	18. Изученные площади и скважины карбона

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к рис. 2,4	
1. А – высокогорье; Б – среднегорье	15. Системы: а – речные, с развитием русловых оттоков; б – рифовые
2. Плоскогорье	16. Горизонты: а – туф, туфитов (вулканокластиты ≥ 50%); б – вулканокластический (вулканокластиты ≤ 50%) в осадочных породах; в – вулканомитовые породы
3. Равнина: а – денудационная; б – аккумулятивная	17. Литологические признаки: а – эффузивная брекчия, лавовые разрывы; б – глыбы известняков в континентальных
4. Береговая линия и прибрежно-морские обстановки	18. Асинхронно перераспределенные остатки организмов в мелководных конусах выноса
5. Крайнее мелководье	19-24. ТИПОВЫЕ БИОФАЦИИ
6. А – среднее мелководье; Б – глубокое мелководье	19. А – водоросли; Б – фораминиферы
7. Острова: а – с вулканическим рельефом; б – низменные (заболоченные)	20. А – губки; Б – радиолярии
8. Возвышенное плато вулканической природы	21. А – кораллы; Б – двусторонние моллюски
9. Рифовые бассейны: а – регрессивные (пересыхающие); б – остаточные (наследственные)	22. А – конodontы; Б – конodontы
10. Лагуна опресненная	23. А – рыбы; Б – высшие растения
11. Постальпидные водоросли (озера?)	24. А – брахиоподы; Б – мшанки
12. Бассейны с неустойчивой морской седиментацией	25-28. ДРУГИЕ ЗНАКИ
13. Области с развитием эффузивных пород и признаками коры выветривания	25. Геологические границы: а – прослеженные; б – предполагаемые; в – фациальные
14. Очаги с последовательной (остаточной?) вулканической деятельностью	26. Фациальные зоны и их границы
	27. Опорные разрезы толщ и свит
	28. Изученные площади и скважины карбона

ВИЛЛАФРАНКСКАЯ ФАУНА ТУВЫ

А.М. Клементьев^{1,2}, С.О. Ондар^{2,3}, Д.В. Даргын-оол¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, klem-al@bk.ru²Тувинский госуниверситет, Кызыл, Россия³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

Работа поддержана грантами РФФИ 17-44-170696 (полевые исследования) и РФФИ 18-05-00746 (морфометрическая обработка).

Представлена информация о новом местонахождении ископаемой фауны в Тувинской республике. Датировка фауны в пределах позднего виллафранка является предварительной и основана на морфологическом определении ископаемого материала. Представлена также корреляция и стратиграфическая приуроченность найденных ископаемых таксонов в пределах хронологических и географических координат.

Ключевые слова: Тува, Моген-Бурен, ранний плейстоцен, ископаемые млекопитающие, виллафранк

A new locality of fossil mammal fauna Mogen-Buren was found in southwest Tuva (Southern Siberia) in 2019. Identification of remains revealed the presence of *Pachycrocuta brevirostris*, *Felidae* gen., *Coelodonta tologojensis*, *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Paracamelus*, *Cervini* gen., *Bovidae* gen., *Ovis* sp., *Gazella* ex gr. *sinensis-parasinensis*. This association is most similar to the Central Asian faunistic groups from the Lahuti-2, Kopaly, Nalaikha, Zasukhino, and Tologoi localities. They are dated to the Early Pleistocene and to the time range, spanning the Late Villafranchian age according to Western European schemes (according to European mammal zones corresponds to the first half of MQ-1). Further study of the locality offers auspicious prospects for the paleontology, stratigraphy and paleogeography of center of Asia.

Keywords: Tuva, Mogen-Buren, Early Pleistocene, fossil mammals, Villafranchian

В 2018 году на территории Республики Тува было найдено первое местонахождение раннеплейстоценовой фауны млекопитающих. Это местонахождение находится в юго-западной горной части республики, и получило название Моген-Бурен по местности в которой находится. Первичное определение показало присутствие следующих форм: гиены *Pachycrocuta brevirostris*, крупной кошки *Felidae* gen., толгойского носорога *Coelodonta tologojensis*, крупной лошади *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, мелкого верблюда *Paracamelus*, оленя *Cervini* gen., быка *Bovidae* gen., барана *Ovis* sp., газели *Gazella* ex gr. *sinensis-parasinensis*.

Рассмотрим географическое и стратиграфическое распространение обнаруженных таксонов в пределах Центральной Азии (рис. 1). Посткраниальные элементы довольно крупной кошки, предварительно определенной как *Felidae* gen. можно отнести к представителям трех форм (*Felis shansius*, *Acinonyx pardinensis*, *Felis* (*Puma*) sp.). Эти формы известны в позднеплиоценовых и нижнечетвертичных фаунах от Забайкалья и северной Монголии до восточного Казахстана (Калмыков, 2000, Sotnikova et al., 1997). Пахикрокута *P. brevirostris* была диагностирована в материалах местонахождений Лахути-2, Налайха, Засухино, Толгой (Сотникова, Никольская, 2019), в Восточной Европе она была типична для псекупского фаунистического комплекса (Лавров и др., 2021). Толгойский носорог характерен для раннечетвертичной фауны Забайкалья

и Северной Монголии (Вангенгейм, 1977, Налайха..., 1982, Калмыков, 2000). Моген-Буренская находка значительно расширяет центральноазиатский ареал этого вида на северо-запад. Совместно с ним, на протяжении виллафранкской эпохи, обитали и крупные лошади из группы саньмэнских (Млекопитающие..., 1966). Некрупные верблюды рода паракамельюс были распространены в Восточной Европе и Казахстане на протяжении позднего плиоцена – палеоплейстоцена (Хавесон, 1954). Крупная форма ископаемого барана не позволяет отнести его к типичному аргали, вероятно, это была предковая форма современного вида, известного с позднего плейстоцена (Wang et al., 2016). Газели группы синенсис становятся известны с позднего плиоцена, географическая приуроченность Моген-Бурена позволяет предполагать обитание здесь вида парасиненсис (Дмитриева, 1977).

Сейчас можно лишь коснуться места этого комплекса в стратиграфической последовательности фаун Центральной Азии и его сопоставления с разновозрастными фаунами Северной Евразии. Судя по обилию лошадиных остатков, отсутствию *Gazella blacki*, комплекс можно датировать временем не древнее виллафранка. Первоначально такие характеристики как обилие газелей и их схожесть с куруксайскими (Дмитриева, 1977), присутствие верблюда паракамельюса (Шарапов, 1986, Вангенгейм и др., 1988) позволило предварительно предположить, что комплексы тад-

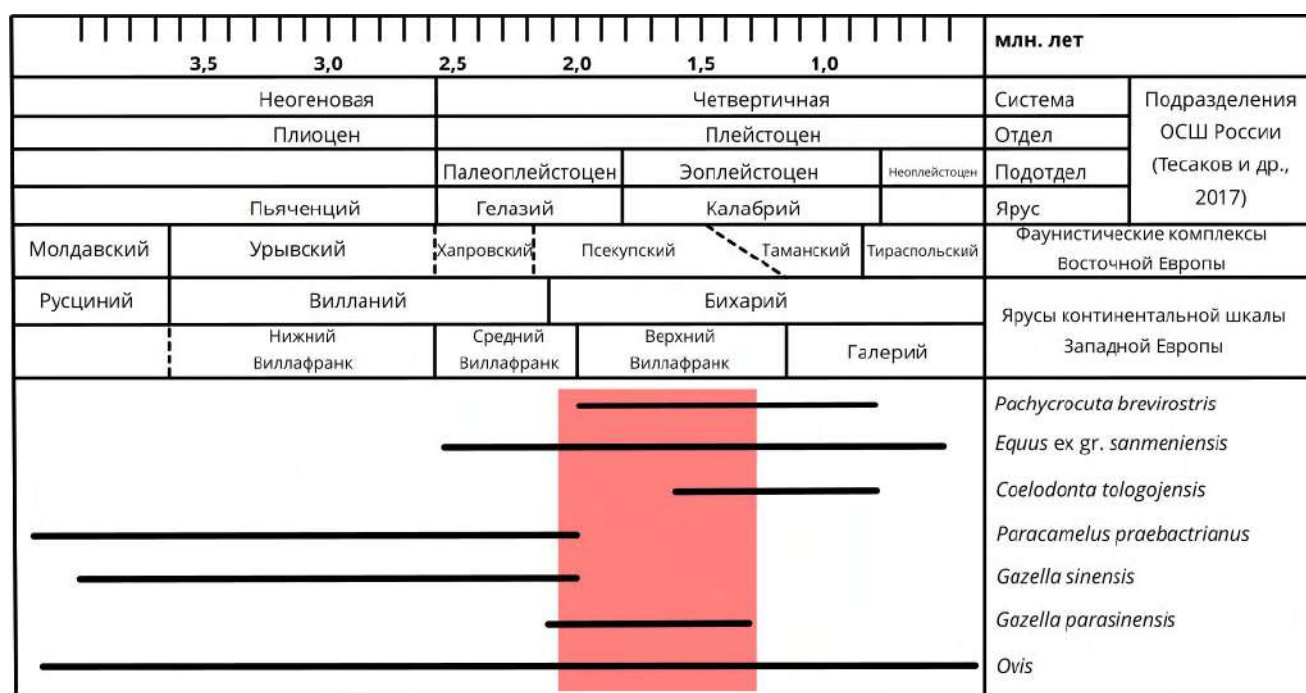


Рис. 1. Стратиграфическое положение фауны Моген-Бурен (выделено цветом).

жикского Куруксай и Моген-Бурени коррелируются между собой. Найденный в 2019 году зуб пахикрокуты *P. brevirostris* позволяет нам сузить возрастной диапазон найденной фауны в пределы позднего виллафранка, когда этот вид появляется в Евразии (Барышников, Верещагин, 1996). Необходимо более подробно коснуться стратиграфической приуроченности представителей ново обнаруженной фауны.

Общие формы отмечены в переходной чарынской фауне Казахстана (Аубекеров и др., 1990). В западной Сибири аналогом новой тувинской фауны может являться подпуск-лебяжбинский комплекс, где была отмечена *G. cf. sinensis* и *Pachycrocuta sp.* (Vislobokova, 1996). Мелкий паракамелюс был найден на бичевнике у с. Володарского и отнесен к раздольинской фауне (Вангенгейм, 1977). В пределах Кузнецкого бассейна лошади из группы саньмэнских были обнаружены в низах сергеевской свиты, датированных верхами эоплейстоцена (Форонова, 2001). Наиболее западные аналогии, вероятно нужно искать в псекупском и таманском комплексах (Алексеева, 1977), хотя появление пахикрокуты отмечается уже в хапровском комплексе (Титов, 2004), включающем такие формы как паракамелюс, лептобос и газель. В восточной Азии известна фауна Нихэваньского бассейна (de Chardin, Piveto, 1930), интенсивно изучаемая в последние годы из местонахождения Shanshenmiaozui (Tong, Zhang, 2019). Отсюда известны *Allactaga sp.*, *Lepus sp.*, *Ochotona sp.*, *Canis chihliensis*, *Panthera sp.*, *Acinonyx sp.*, *Lynx sp.*, *Pachycrocuta sp.*, *Mammuthus trogontherii*, *Coelodonta nihowanensis*, *Elasmotherium peii*, *Proboscidea parvipes*, *Equus sanmeniensis*, *Paracamelus sp.*, *Sus sp.*, *Eucladoceros boulei*, *Nipponicervus cf. elegans*, *Spirocerus wongi*, *Bison palaeosinensis*, *Gazella*

sinensis, *Gazella subgutturosa*. В отличие от Нихэваня в Моген-Бурене мы не наблюдаем обилия оленей и быков, носорог представлен другим видом. Последнее может быть объяснено зоогеографическими отличиями. Наиболее близкими по таксономическому составу среди фаун Центральной Азии к Моген-Буренскому местонахождению являются фауны Налайхи (Налайха..., 1982), Тологая, Усть-Обора и Засухино (Млекопитающие..., 1966, Базаров и др., 1976, Калмыков, 2000). Нижний возрастной предел (конец среднего виллафранка) тувинской фауны ограничен присутствием мелкого паракамелюса. По аналогичным находкам пахикрокуты, Моген-Бурен моложе чем Куруксай и приближается хронологически к Лахути-2 и Копалы (Сотникова, 1989, Sotnikova et al., 1997), и верхним отделам Хапровской толщи, что в европейских зонах млекопитающих соответствует первой половине MQ-1 (Сотникова и др., 2002, Титов, 2004). Таким образом, предварительная датировка комплекса фауны Моген-Бурен ложится в пределы виллафранка по западноевропейской шкале, вероятно позднего его этапа.

В перспективе изучение имеющегося материала позволит составить более точное представление о формах этого комплекса. Все эти формы имели потомков в среднем и позднем плейстоцене Центральной Азии. Дальнейшее стратиграфическое и систематическое изучение фауны этого замечательного местонахождения заполнит географическую и стратиграфическую лакуну Тувинской республики, как одного из регионов контакта Северной и Центральной Азии.

Авторы благодарят А.Б. Савинецкого (ИПЭЭ РАН, г. Москва) за содействие в изучении древних остатков млекопитающих Тувы.

Литература

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена восточной Европы. М.: Наука, 1977. 214 с.
2. Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 148 с.
3. Барышников Г.Ф., Верещагин Н.К. Краткий обзор четвертичных гиен (семейство *Hyaenidae*) России и сопредельных территорий // Четвертичные и современные млекопитающие Евразии. Труды ЗИН. Т. 270. 1996. С. 7–65.
4. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 172 с.
5. Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В., Алексеева Л.И. и др. Биостратиграфия позднего плиоцена – раннего плейстоцена Таджикистана (по фауне млекопитающих). М.: Наука, 1988. 128 с.
6. Дмитриева Е.Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий (Труды ССМПЭ, вып. 6). М.: Наука, 1977. 120 с.
7. Калмыков Н.П. Растительные млекопитающие в экосистемах позднего кайнозоя бассейна оз. Байкал. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 132 с.
8. Кожамкулова Б.С. Илийская фауна и ее аналоги на территории Казахстана // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 7. Киев: Наукова думка, 1973. С. 130–137.
9. Лавров А.В., Гимранов Д.О., Старцев Д.Б., Лопатин А.В. Гигантская гиена *Pachicrocuta brevirostris* (*Hyaenidae*, *Carnivora*) из нижнего плейстоцена пещеры Таврида (Крым) // Доклады РАН, Науки о жизни. 2021. Т. 496. С. 10–14.
10. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья / Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С. М.: Наука, 1966. 164 с.
11. Налайха – опорный разрез нижнего плейстоцена Монголии / Жегалло В.И., Зажигин В.С., Колосова Г.Н., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Сотникова М.В., Вислобокова И.А., Дмитриева Е.Д., Дуброво И.А. // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 124–143.
12. Сотникова М.В., Байгушева В.С., Титов В.В. Хищные млекопитающие хапровского фаунистического комплекса и их стратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 72–88.
13. Сотникова М.В., Никольская П.П. Ископаемая гиена из азиатских раннеплейстоценовых местонахождений Засухино (Россия) и Налайха (Монголия) // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Материалы LXV сессии Палеонтологического общества при РАН (1–5 апреля 2019 г., Санкт-Петербург). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2019. С. 270–272.
14. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.
15. Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина). Филогения, биостратиграфия, палеоэкология. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. 236 с.
16. Хавесон Я. И. Третичные верблюды восточного полушария (род *Paracamelus*) // Тр. ПИН АН СССР. 1954. Т. 47. С. 100–161.
17. Шарапов Ш. Куруксайский комплекс позднеплиоценовых млекопитающих Афгано-Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1986. 272 с.
18. Sotnikova M.V., Dodonov A.E., Pen'kov A.V. Upper Cenozoic bio-magnetic stratigraphy of Central Asian mammalian localities // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology*. 1997. V. 133. pp. 243–258.
19. Teilhard de Chardin P., Piveteau J., 1930. Les mammifères fossils de Nihewan (Chine). *Ann Paléont.* 19: 1–134
- Qiu Z X, Deng T, Wang B Y, 2004. Early Pleistocene mammalian fauna from Longdan, Dongxiang, Gansu, China. *Palaeont Sin, New Ser C*, 27: 1–198
20. Tong H.-W., Zhang B. New fossils of *Eucladoceros boulei* (*Artiodactyla*, *Mammalia*) from Early Pleistocene Nihewan Beds, China // *Palaeoworld*. 28. 2019. p. 403–424.
21. Vislobokova I.A. 1996. The Podpusk-Lebyazh'e mammalian faunas assemblage, Western Siberia // *Palaeontographia Italica*. V.83. pp.1–23.
22. Wang X., Li Q., Takeuchi G.T. Out of Tibet: an early sheep from the Pliocene of Tibet, *Protovis himalayensis*, genus and species nov. (*Bovidae*, *Caprini*), and origin of Ice Age mountain sheep // *Journal of Vertebrate Paleontology*. May, 2016. DOI: 10.1080/02724634.2016.1169190

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ЖИВОЙ МАТЕРИИ С ЦИКЛИЧНОСТЬЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

М.Н. Коржнев¹, В.Н. Коржнев²

¹доктор геол.-мин. наук, профессор, ведущий научный сотрудник института телекоммуникаций и глобального информационного пространства НАН Украины, Киев, Украина

²кандидат геол.-мин. наук, доцент, Алтайское отделение Русского географического общества, Бийск, Россия

Эволюция живой материи на нашей планете тесно связана с циклическим проявлением геологических процессов, которые изменяли условия окружающей природной среды. Органический мир нашей планеты быстро развивался в периоды потепления и практически полностью исчезал в периоды великих оледенений. Свой вклад в катастрофические изменения окружающей среды вносили падения крупных метеоритов, вулканизм, масштабные землетрясения, приводившие к массовым вымираниям биологических видов. Когда более развитые формы жизни на поверхности планеты в материальной форме не могла существовать, её энергетические составляющие и формы, вероятно, перемещались в верхние геосферы. С началом потепления они возвращались во внутренние геосферы, организуя химические элементы и соединения в материальные формы, начиная с воспроизведения генома разных биологических видов. Относительно стабильные условия для живых организмов на нашей планете создавались самой живой материей. Смена биологических видов обеспечивала изымание из окружающей среды лишней энергии, которая возникала на планете при геологических процессах в определённые этапы её эволюции путем консервации в геологической среде после отмирания организмов.

Ключевые слова: живая материя, циклическое проявление геологических процессов, биологические виды, климатические изменения.

The evolution of living matter on our planet is closely related to the cyclical manifestation of geological processes that changed the conditions of the natural environment. The organic world of our planet developed rapidly during periods of warming and almost completely disappeared during periods of great glaciers. Falls of large meteorites, volcanism, large-scale earthquakes, leading to mass extinctions of biological species, contributed to the catastrophic changes in the environment. When the more developed forms of life on the surface of the planet could not exist in material form, its energy components and forms probably moved to the upper geospheres. With the onset of warming, they returned to the inner geospheres, organizing chemical elements and compounds into material forms, starting with the reproduction of the genome of different biological species. Relatively stable conditions for living organisms on our planet were created by living matter itself. The change in biological species ensured the removal of excess energy from the environment, which arose on the planet during geological processes at certain stages of its evolution through conservation in the geological environment after the death of organisms.

Key words: living matter, cyclical manifestation of geological processes, biological species, climatic changes.

Наша планета находится в сложном постоянном перемещении, вызванном флуктуациями физических полей Вселенной и гравитационным взаимодействием между массами материи, в первую очередь между Землей и Солнцем, Землей и Луной, Солнцем и центром Галактики. Сезонные и более длиннопериодические изменения климата, вызванные вращением Земли вокруг Солнца и прецессиями и нутациями земной оси за счет приливного влияния Луны и Солнца на поверхность Земли, находят свое отображение в циклическом строении осадочных толщ. Какие связи развития живой материи с циклическостью развития масс неживой материи во Вселенной существуют или могут и должны существовать – во многом остаётся загадкой.

Солнечная система движется вокруг центра Галактики по эллиптической орбите. Периодичность прохождения Солнечной системой точки перигалактики (галактический год) составляет 176 млн. лет, в то вре-

мя как полное ее обращение вокруг центра Галактики происходит за 212 млн. лет (Паренаго, 1952). Благодаря эффекту смещения точки перигалактики, траектория движения Солнечной системы за несколько галактического лет будет иметь «многолепестковый» вид. Были выведены условия существования мегацикла, при котором «многолепестковая» траектория Солнечной системы замыкается (Тамразян, 1967). Длительность мегацикла оказалась равной приблизительно 1060 млн лет. Это было использовано для объяснения эмпирически обнаруженных циклическости в проявлении интрузивной деятельности (160 ± 20 млн лет) и циклическости в изменении стратиграфической шкалы фанерозоя (Сташков, 1977).

С точки зрения электромагнитогравитационной модели Вселенной (Порцевский, 2005), звездные системы внутри пространства Галактики движутся по винтовой спирали. У траектории Солнечной системы есть

малый и большой шаги. Малый шаг равняется времени перемещения Солнечной системы по малому витку и составляет 26 тыс. лет. Большой шаг определяет перемещение Солнечной системы на один виток внутри Галактики и равняется циклу Галактики в 200–210 млн лет. Плоскость вращения планет Солнечной системы изменяет свое положение по отношению к плоскости Галактики при движении Солнечной системы по винтовой спирали, что и является причиной 26-тысячелетних циклов на Земле. Циклы в 200 млн. лет связаны с глобальными оледенениями и другими масштабными геологическими событиями в жизни планеты.

В результате изменения силы притяжения небесных тел с отдалением от центра Галактики, планета увеличивает (это периоды глобального потепления), а с приближением – уменьшает свой объем (Митьковский, 2012). Результатом этого должно быть циклическое изменение объема Земли, отвечающее галактической цикличности.

Наша планета в силу разных причин постоянно изменяет скорость своего вращения вокруг своей оси. Одной из таких причин является перераспределение масс воды на ее поверхности. Такое перераспределение воды относительно оси вращения Земли вызывает изменение ее угловой скорости. При длительности действия сил одного знака десятки тысяч лет это может приводить к компенсационным перемещениям как литосферных плит, так и астеносферы под литосферой. Полярное расширение или сжатие приводит к активизации регматической сети глубинных разломов, в периоды которых резко усиливается глубинная дегазация Земли, приводящая к изменению состава атмосферы и, как следствие, климата.

Периодичность оледенений в течение нескольких последних миллионов лет была 40–100 тыс. лет. Согласно теории М. Миланковича, она объясняется изменением солнечной инсоляции при периодичном изменении трех факторов: нутаций земной оси с периодом в 40 тыс. лет, её прецессий с периодичностью 20 тыс. лет, циклами изменения эксцентриситета земной орбиты в 100 и 400 тыс. лет (Cochelin et al., 2006). Вывод из состояния оледенения происходил за счёт разнообразных, чаще всего катастрофических геологических процессов: падения крупных метеоритов, массового вулканизма, интенсивных тектонических процессов, что сопровождалось изменением в атмосфере содержания парниковых газов (CH_4 и CO_2) при глубинной дегазации Земли, и т.д.

На определённом (довольно раннем) этапе развития нашей планеты, в условиях катастрофичных изменений окружающей среды, возникла живая материя (жизнь). С её появлением связана коренное изменение состава атмосферы и гидросферы, вызвавшихся, в частности, в появлении кислорода и осаждении из океанских вод огромных масс железа, начавшееся в конце архея и закончившееся в раннем протерозое (накопление железа 2950, 2450 и 1950 млн лет назад) (М. Корженев, 1998). Формирование железисто-кремнистых

формаций, содержащих это железо, отвечало эпохам глобального потепления, трансгрессий вод мирового океана и бурного цветения сине-зеленых водорослей, обладавших способностью к фотосинтезу и выделявших кислород. Его появление в массовом количестве в раннем протерозое обусловило прохождение атмосферы Земли через редокс-барьер. С эпохами глобального потепления чередовались эпохи глобального оледенения (Витватерсрандское $\approx$ 2800 и Гуронское 2300 млн лет назад). Эта цикличность (500 млн лет) приблизительно в два раза больше галактической цикличности. С отставанием приблизительно на 50 млн лет эпохам глобального потепления в докембрии отвечают эпохи глобального гранитообразования 3000 и 2000 млн лет назад – на Украинском щите, 2500 млн лет назад на Канадском щите. Массовое формирование гранитов, сопровождалось углекислотной дегазацией, вызывавшей глобальное потепление. На ранних этапах развития Земли были и короткопериодические изменения климата, приблизительно отвечающие цикличности проявления менее значительных оледенений, наблюдаемых в недавней геологической истории. Но, распознать их признаки в переработанных толщах докембрия очень трудно, а в большинстве случаев практически невозможно.

С момента своего появления живая материя постоянно боролась за своё существование. Органический мир нашей планеты быстро развивался в периоды потепления и практически полностью исчезал в периоды великих оледенений. Свой вклад в катастрофические изменения окружающей среды, в частности состава атмосферы, вносили падения крупных метеоритов, вулканизм, масштабные землетрясения, приводившие к массовым вымираниям биологических видов (Хаин, 2003).

Выживали наиболее приспособленные к экстремальным изменениям среды виды растений и животных. Это были периоды глобальных экологических катастроф – так называемые точки бифуркации, когда осуществлялся переход глобальной экосистемы от одного стабильного состояния до другого, тоже стабильного, состояния, но уже с новыми параметрами окружающей среды. Наша цивилизация возникла и достигла расцвета в период потепления между двумя оледенениями – прошлым (около 10 тыс. лет назад) и будущим, которое по современным оценкам наступит через 25 тыс. лет. Настоящее техногенное увеличение выбросов CO_2 в атмосферу может отодвинуть наступление этого оледенения на 50–130 тыс. лет. Но, за счёт предполагаемого прекращения использования органического топлива к 2200 году, такая отсрочка, скорее всего, возможна только на 5 тыс. лет (Cochelin et al., 2006).

Основываясь на выводах Л. Пастера, принципах П. Кюри (в основе основ лежит диссимметрия) и Ф. Реди (живое происходит только от живого), В. И. Вернадский отмечал, что всё живое вещество обладает «диссимметрией» и в нём преобладает лишь одна сторона

– правая. Известен принцип Реди и Кюри: «диссимметрия может возникнуть только под влиянием причины, обладающей такой же диссимметрией». Такой уникальной причиной, считал он, могло быть падение на Землю в область Тихого океана крупного астероида. При этом должна была возникнуть сразу вся совокупность одноклеточных организмов, выполняющих разные биогеохимические функции. Гипотеза образования Луны при столкновении Земли с космическим телом размером с Марс популярна в современный период, она подтверждается моделированием и расчётами. Это столкновение способствовало начавшемуся разделению Земли на оболочки. Первичное такое разделение связывают с ее разогревом за счет столкновений планетезималей еще на ранней стадии аккреции планеты, что привело к частичному (или полному) ее плавлению. Несколько позднее мегаимпакт, приведший к формированию Луны, был причиной образования магматического океана на поверхности Земли. В результате мегаимпакта первичная атмосфера была рассеяна в виде облака вокруг Земли. Магнитное поле Земли предохранило возникшие в этом облаке одноклеточные организмы от губительного воздействия космической радиации. При мегаимпакте сформировавшаяся к этому времени единая оболочка силикатной мантии должна была быть разбита трещинами на отдельные части, что обусловило повышенную тектоническую активность нашей планеты в дальнейшем. Дефлюидизация участка мантии в месте мегаимпакта могла привести к потере ее способности генерировать кору и было причиной возникновения глобальной асимметрии планеты с разделением на единый континент Пангею и океан Панталасу (Хаин, 2003).

Столкновения планеты с довольно крупными космическими телами были и в последующей геологической истории. По утверждению некоторых учёных они могли приводить к полной стерилизации планеты (Гуров, Гожик, 2006). Возникает вопрос, в какой форме во время таких катастроф могла сохраняться жизнь. Е.П. Блаватская утверждала, что жизнь на зарождающейся Земле возникла извне во внешней сфере огня в виде аморфных эфирных (энергетических) образований. Она последовательно перемещалась в сферы воздуха, воды и земли. Аморфные энергетические образования постепенно приобретали форму и твердые тела. Потом шло перемещение жизни во внешние сферы – цикл замыкался. Этот цикл, по-видимому, отвечает галактической мегацикличности 1060 млн. лет, которой отвечает наступление наибольших глобальных оледенений или проявление других глобальных геологических катастроф, когда более развитые формы жизни на поверхности планеты в материальной форме не могла существовать, а её энергетические составляющие и формы перемещались в верхние геосферы. Потом, с началом потепления или после геологических катастроф, они перемещались во внутренние геосферы, организуя химические элементы и соединения в материальные формы, начиная с воспроизведения генома разных био-

логических видов. Ведь после любых геологических катастроф эволюция не начиналась снова, а переходила на более высокую ступень. В связи с этим актуальным является изучение энергетической составляющей живых организмов и энергетических форм жизни, если такие существуют.

Поле, генерируемое геном определённого биологического вида, с первых же стадий развития организма не меняется, а служит той матрицей, которую зародыш стремится заполнить. Кроме информационного индивидуального поля, пока не видно иного механизма управления ростом, который точно бы воспроизводил наследственную запись в ядре любой клетки и в то же время объединял бы все клетки в единое целое (Симаков, 1983). Энергоинформационный каркас наблюдается и у растений (Жуков, 2005). Основным резервуаром свободной энергии в биологических системах являются электронно-возбужденные состояния сложных молекулярных комплексов (Коротков и др., 2005). Современными исследованиями все больше детализируют роль воды в живых организмах как энергоинформационной среды. Для растений, как и для других участников органической жизни – микробов, грибов, животных и человека, она фактически является «управляющей компьютерной системой», определяющей функционирование всех процессов и несущей на себе «программу жизни» (Кузнецов, 2007).

Относительно стабильные условия для живых организмов на нашей планете обеспечивались и обеспечиваются самой живой материей. Живая материя играет роль регулятора процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере, поддерживает баланс вещества и термодинамическое равновесие между ними, а также параметры внешней среды, комфортные для существования живых организмов (Вернадский, 1931). Система регуляции осуществляется через смену биологических видов растительного и животного мира путём направления эволюции в нужную сторону. Основой такой системы регуляции, по-видимому, является способность живых организмов накапливать и отдавать обратно энергию окружающей среды. Именно смена биологических видов обеспечивает изымание из окружающей среды лишней энергии, которая возникает на планете при геологических процессах в определённые этапы её эволюции. Эта энергия накапливается в живом веществе и, после отмирания организмов, консервируется в геологической среде.

Разум во Вселенной возник на определённом этапе эволюции живой материи и развился из рефлекторных реакций примитивных живых организмов на изменение условий окружающей среды. И совсем не обязательно, что в первый раз это было в Солнечной системе на планете Земля.

Таким образом, можно прийти к выводу, что эволюция живой материи на нашей планете тесно связана с циклическим проявлением геологических процессов, которые изменяли условия окружающей природной среды. При глобальных экологических катастрофах,

связанных с падением крупных метеоритов, масштабным проявлением тектонических процессов, магматизма или наступлений глобальных оледенений, такие изменения делали невозможным существование большинства биологических видов. Дальнейшая эволюция ставала возможной, по-видимому, только благодаря сохранению их энергетической составляющей. Относительно стабильные условия для живых организмов на нашей планете обеспечивались и обеспечиваются самой живой материей.

Литература

1. Блаватская Е. П. Тайная Доктрина : В 2-х тт. Перевод с англ. Е.И. Рерих. Теософское издательство, Адьяр, 1991.
2. Вернадский В. И. Об условиях возникновения жизни на Земле // Изв. АН СССР, 1931, № 5. 643 с.
3. Гуров Є.П., Гожик П.Ф. Імпактне кратероутворення в історії Землі. К.: ІГН НАН України. 2006. 218 с.
4. Жуков В.В. БАТ, как энергетическая структура растения // Сб. «К основам физического взаимодействия». Научные труды. Днепропетровск: МАБЭТ, 2005, С. 122–127.
5. Коржнев М.Н. Геотектонические следствия долгопериодических изменений климата и их роль в массовом железнакоплении в раннем протерозое // Доповіді НАН України, 1998, № 5, С. 127–131.
6. Коротков К.Г., Виллиамс Б., Виснески Л.А. Энтропия и энергия в биологических системах. Биофизические механизмы активности «энергетических» меридианов / Сознание и физическая реальность, № 5, 2005 // www.madra.dp.ua
7. Кузнецов А. Вода в жизни растений (2007) // www.sadincetr.ru
8. Митьковский А. Физические причины изменения климата (2007) // www.mitkovskiy.narod.ru
9. Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики // Астрон. журнал, 1952, Т. 29, № 3. С. 245–287.
10. Порцевский А.К. Физика Земли. М.: МГУ. 2005. 180 с.
11. Симаков Ю. Информационное поле жизни / Химия и жизнь, № 3, 1983 // www.medem.kiev.ua
12. Сташков Г.М. Использование периодичности тектонических процессов для построения расчетной геохронологической шкалы // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977. С. 137–148.
13. Тамразян Г.П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи // Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1967, № 11. С. 3–16.
14. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. - М: Научный мир, 2003. 348с.
15. Cochelin, Anne-Sophie B.; Mysak, Lawrence A.; Wang, Zhaomin (December 2006). "Simulation of long-term future climate changes with the green McGill paleoclimate model: the next glacial inception". Climatic Change (Springer Netherlands) 79 (3–4): 381.

УДК 551.763

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

А.И. Кудаманов, В.А. Маринов, Т.М. Карих, М.Ю. Новосёлова, Т.В. Глухов

ООО Тюменский нефтяной научный центр (ООО «ТННЦ»), Тюмень, Россия

Причинно-следственные связи изменений биоты, среды и климата в меловое время – этапность, динамика таксономического разнообразия, связь с абиотическими событиями (парниковый климат, тектоно-эвстатические изменения уровня моря, аноксидные события, импактное событие на рубеже мела и палеогена, тихоокеанский суперплюм) реконструированы преимущественно для тетических и перитетических регионов. Гораздо слабее эти закономерности исследованы в позднемеловой арктической палеогеографической области.

На площади Западно-Сибирской плиты (ЗСП) уже на раннем этапе изучения мезозойского чехла закрытых территорий было установлено, что верхний мел

подразделяется на четыре толщи (литологические формации), песчано-алевритовую, глинистую, кремнисто-глинистую, карбонатно-глинистую (Туаев, 1941). Песчаная толща выделена как покурская свита. Ее верхняя часть рассматривается в объеме сеноманского яруса. Глинистая толща получила название кузнецовской свиты и сопоставлена с полным объемом туронского яруса (рис. 1А). Кремнисто-глинистая толща была отнесена к коньякскому, сантонскому и кампанскому ярусам (рис. 1Б и 1В). Толща карбонатно-глинистых отложений, залегающая в кровле верхнего мела, имеет маастрихтский возраст (рис. 1Г). Толщи были выделены в качестве горизонтов, которые получили названия по типовым свитам (снизу вверх)

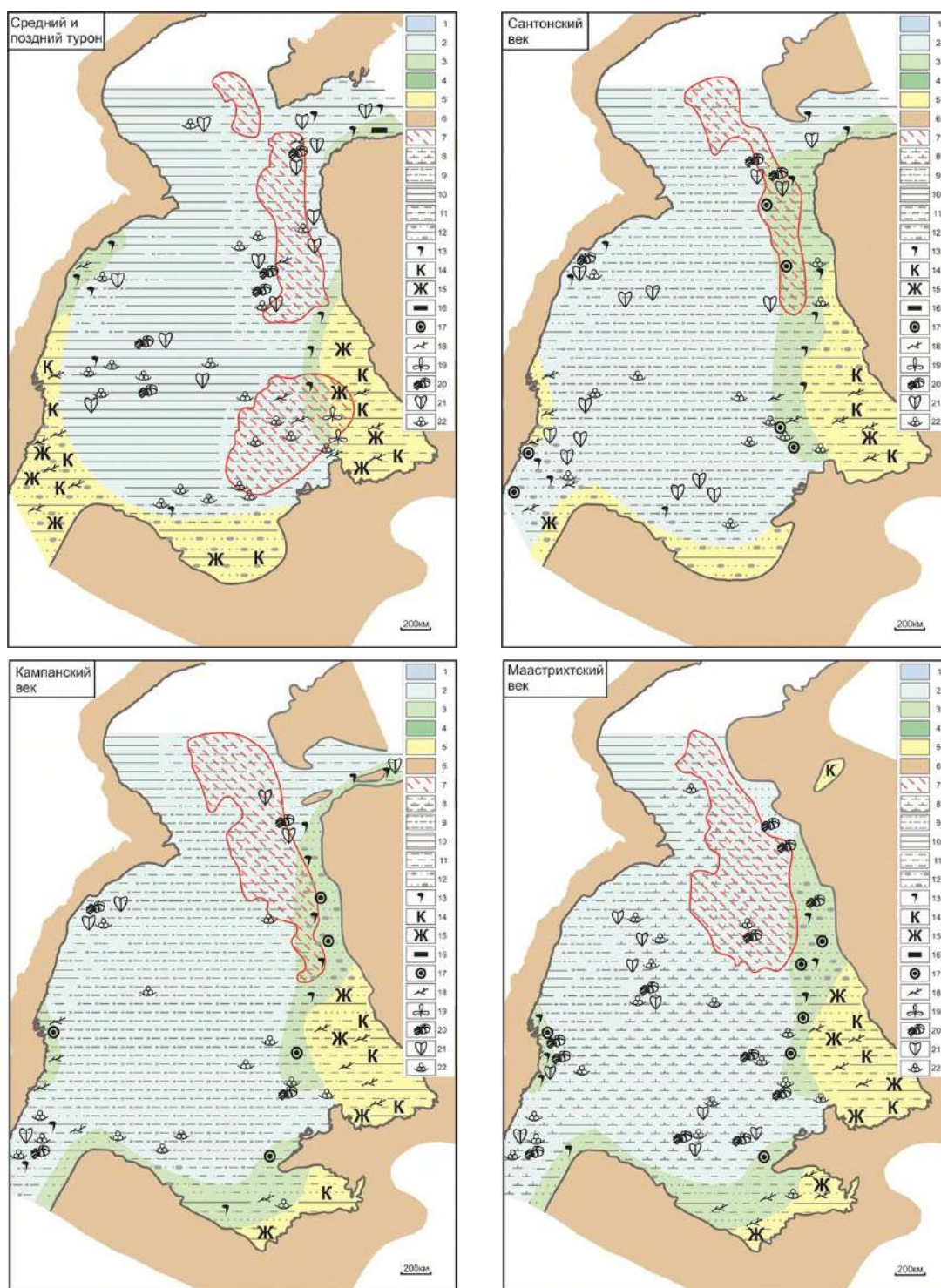


Рис. 1. Палеогеографические схемы Западной Сибири: (А) для кузнецовского времени (турон); (Б) для нижнеберёзовского времени (коньяк-сантон); (В) для верхнеберёзовского времени (кампан); (Г) для ганькинского времени (маастрихт) (Глухов и др., 2019).

Условные обозначения: 1–6 – обстановки: 1 – морские; 2 – мелководно-морские; 3 – прибрежно-морские; 4 – внутреннего моря, залива, солоноватоводного озера; 5 – озёрные, дельтовые, лагунные; 6 – отложения отсутствуют; 7 – зоны максимальных толщин горизонта; 8–12 – отложения: 8 – карбонатные; 9 – кремнистые; 10 – алевроито-глинистые; 11 – песчано-глинисто-алевритовые; 12 – гравийно-песчано-глинистые; 13–18 – включения в породах: 13 – глауконит, 14 – каолинит, 15 – пестроцветность; 16 – угли; 17 – гидрогетит, шимозит, лептохлорит; 18 – растительный детрит; 19–22 – органические остатки: 19 – флора; 20 – головоногие моллюски; 21 – морские двусторчатые моллюски; 22 – фораминиферы. Пунктиром обозначены разломные зоны, сиреневым цветом – Колтогорско-Уренгойских рифтов, красным – Трансевразийского сдвига.

уватского, кузнецовского, березовского, ганькинского (Решения..., 1961). Обоснование возраста горизонтов выполнено на основании находок руководящих групп фауны и флоры (Аргентовский и др., 1968). По данным керн и каротажа внутри каждой толщи выделены литологически выдержанные стратоны, с достаточно контрастными границами, прослеженные на территории ЗСП и охарактеризованные комплексами руководящих групп макро- и микрофауны (например, Маринов и др., 2018).

Сеноманский этап. Время нивелировки климата и состава биоты – на фоне пограничной сеноман-туронской трансгрессии в различных регионах развиваются сходные комплексы морских моллюсков, альгофлоры. Среди наземной растительности доминируют голосемянные растения, однако присутствуют и постепенно увеличивают содержание покрытосемянные. Преобладают обломочные терригенные отложения. В завершение сеномана регрессия ЗСП достигла максимальных (для позднего мела) значений.

Туронский этап. Начало поздне меловой трансгрессии ЗСП. Происходит смена доминирования в сообществах наземной растительности, количественно начинают преобладать покрытосемянные растения. С трансгрессией вначале турона связано первое появление планктонных фораминифер в арктических морях, резкое увеличение таксономического разнообразия и массовое распространение бореального рода диноцист *Chatangiella*, исчезновение элементов раннемеловых альгофлор. Море занимало большую часть Западной Сибири. Накапливались морские глины с богатыми комплексами аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер (Тюменско-Ямальский район). В краевых частях бассейна (Кулундино-Чулымский район, Северное Зауралье) – песчано-глинистые алевроиты с глауконитом; находки фауны здесь редки (раковины солоноватоводных двустворок и остракод). Пестроцветные озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения с антибесским комплексом флоры распространены в юго-восточной части Кулундино-Чулымского и на юге Омско-Тазовского районов, в Среднем и Южном Зауралье. Наибольшая толщина – на юго-востоке частях ЗСП, на юге Омско-Тазовского и Колпашевского районов (до 230 м, рис. 1А).

Коньяк-сантон-кампанский этап. В это время установлено первое появление морских ящеров в арктической области, наиболее четко проявляется широтная дифференциация ассоциаций морской и наземной растительности, происходит заселение мелководья морскими ежами, высшими раками и сепиями. В наземных обстановках доминировали покрытосемянные растения. Заметно изменился режим седиментации (коньяк-сантон). В морских условиях (Ямало-Тюменский, Омско-Гыданский районы) формировались тонкодисперсные кремнистые отложения с бедными комплексами макро- и микрофауны. Находки стеногалинной фауны (белемниты, аммониты, двустворки и планктонные фораминиферы) известны

только на периферии Западносибирского бассейна, вблизи проливов в сопредельные бассейны – Тургайского, Приуральского, Новоземельского, Хатангского. На востоке бассейна обособилась зона хемогенно-осадочных прибрежно-морских отложений с глауконитом и шамотит-гидрогетитовыми оолитами (Колпашево-Енисейский, частично Пясинский и Кулундино-Чулымский районы). Область неморской седиментации сократилась – пестроцветные озерно-аллювиальные отложения отмечены на территории большей части Кулундино-Чулымского района, Среднем Зауралье и на юге Омско-Гыданского района (рис. 1Б). Мощность коньяк-сантонской толщи на северо-востоке, в Русско-Реченском районе достигает 200 м.

В кампане площадь бассейна увеличилась, происходило накопление кремнисто-глинистых пород. Стеногалинные организмы (аммониты) в центральных частях бассейна отсутствуют, находки аммонитов известны только вблизи проливов в сопредельные бассейны (Тургайский на юге, Приуральский на западе, Хатангский и Новоземельский – на северо-востоке, Мариинский на юго-востоке). Прибрежно-морские обстановки, с накоплением богатых железистыми минералами пород, существовали на западной, южной и восточной периферии бассейна. Озерно-аллювиальные породы с растительным детритом и богатой флорой (сымский флористический комплекс) установлены на территории Кулундино-Чулымского района и на юге Омско-Гыданского района. Дефицит терригенных осадков на большей части бассейна определил крайне низкие темпы (2-4 м/млн. лет в центральных частях) седиментации. Аналогично коньякскому и сантонскому векам, максимальные мощности накапливались в Гыданском и Русско-Реченском районах (до 210 м).

Маастрихтский этап. Время кратковременного потепления заканчивается похолоданием в конце маастрихта. В комплексах морской биоты обычны планктонные фораминиферы и морские ящеры, появляются в арктическом Западносибирском палеобассейне теплолюбивые моллюски и кораллы. В маастрихте исчезают некоторые характерные меловые роды диноцист, «приходят» новые таксоны, встречаемые и в палеогене. На суше доминируют покрытосемянные растения. Сформировались уникальные для мела ЗСП карбонатные осадки – мергели и известковистые глины. Площадь моря была максимальной за все меловое время. Бассейн населяли богатые и разнообразные биоценозы стеногалинной фауны (аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски). Зона прибрежно-морской седиментации занимала широкую полосу меридионального направления в Колпашево-Енисейском районе и южную периферию Западной Сибири; накапливались алевроиты, пески и песчаники с включениями железистых минералов и бокситов. Озерно-аллювиальные осадки распространены на юго-востоке (Кулундино-Чулымский район) и на северо-востоке (Пясинский район) ЗСП. Максимальные толщины – на северо-востоке ЗСП (до 280 м, рис. 1Г).

Установлено, что для отложений верхнего мела (различного генезиса) характерна постоянная примесь пирокластического материала (Карих и др., 2020). Кроме того, по керну выявлены эпизоды обмеления (вплоть до субаэральной экспозиции), ритмично повторяющиеся в разрезе, и приуроченные, как правило, к границам стратонов. С учётом возрастных датировок и установленных по керну признаков субаэральной эрозии, порядок чередования трансгрессивно-регрессивных циклов развития территории ЗСП, выглядит следующим образом:

1. Поздний альб – регрессия;
2. Ранний сеноман – трансгрессия (на границе альба и сеномана);
3. **Поздний сеноман** – регрессия (верхние пласты ПК, на границе с туроном);
4. **Ранний турон** – трансгрессия (накопление дождиковской свиты);
5. **Средний турон** – регрессия (формирование газалинской пачки);
6. **Поздний турон-ранний коньяк** – трансгрессия (накопление мярояхинской пачки);
7. **Средний коньяк** – регрессия (следы эрозии в кровле мярояхинской пачки);
8. **Поздний коньяк-ранний сантон** – трансгрессия (пласт опоквидных глин НБ4);
9. **Средний сантон** – регрессия (накопление пласта алевролитов НБ3);
10. Поздний сантон – трансгрессия (накопление пластов НБ2-НБ1);
11. На границе сантона и кампана – регрессия (следы эрозии в кровле пласта опок НБ1);
12. **Ранний кампан** – трансгрессия (накопление опоквидных глин пластов ВБ2-3);
13. **Средний кампан** – регрессия (накопление пласта алевролитов ВБ1);
14. **Поздний кампан** – трансгрессия (накопление смектитовых глин пласта ВБ0);
15. На границе кампана и маастрихта – регрессия (?);
16. **Ранний маастрихт** – трансгрессия (накопление карбонат-содержащих глин);
17. Средний маастрихт – регрессия (?) с накоплением алевролитов на северо-востоке ЗСП (на северо-востоке резкое увеличение толщин ганькинской свиты);
18. Поздний маастрихт – трансгрессия (накопление карбонатистых глин);
19. На границе маастрихта и дания – вероятно, регрессия (?).

Жирным шрифтом отмечены эпизоды с признаками (эрозии, стратиграфических несогласий, диаем) по керну и палеонтологической характеристикой. Периодичность эпизодов обмеления ЗСП, таким образом, составляет примерно 3,0–3,5 млн лет, что практически соответствует периодичности спрединга Атлантики в это время (Милановский, 1999). Эпизоды регрессий в течение позднего мела отражены в разрезе локальными пачками (стратонами) алевро-песчаных отложений, диагностированными и прослеженными по керну и

ГИС. Для турона – это газалинская продуктивная пачка на востоке ЗСП. Для сантона, кампана и, вероятно, для маастрихта клиновидные пачки алевролитов и песчаников локализованы на северо-востоке ЗСП (резкое увеличение толщин формаций в 2–3 раза).

Дополнительно к этому, зоны крупных разломных нарушений на картах толщин верхнемеловых горизонтов со всей очевидностью свидетельствуют, что распространение максимальных толщин турона к западу ограничено зоной Колтогорско-Уренгойских рифтов (Кудаманов и др., 2020). Для коньяк-сантон-кампан-маастрихтских отложений «ограничителем», в большей мере, является зона Трансевразийского сдвига, диагонально секущего площадь ЗСП в северо-западном направлении (на рис. 1 – пунктир красного цвета).

Литература

1. Аргентовский Л.Ю., Бочкарев В.С., Бладучан Ю.В., Зининберг П.Я., Елисеев В.Г., Кулахметов Н.Х., Нестеров И.И., Ростовцев Н.Н., Соколовский А.П., Ясевич Г.С. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазовой провинции. М.: Недра. 1968. С. 27–94.
2. Глухов Т.В., Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Маринов В.А. Палеогеография Западной Сибири в Дербышинское время (поздний мел) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.). Казань: Издательство Казанского университета, 2019. С. 100–101.
3. Карих Т.М., Кудаманов А.И., Агалаков С.Е., Маринов В.А. Новые находки пирокластиков в отложениях верхнего мела Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2020. № 4. С. 19–28.
4. Кудаманов А.И., Агалаков С.Е., Маринов В.А., Новосёлова М.Ю., Карих Т.М., Глухов Т.В. Следы тектонического контроля осадконакопления в туроне Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2020. № 10. С. 12–21.
5. Маринов В.А., Валащик И., Глухов Т.В., Новосёлова М.Ю. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западной Сибири. // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания 17-21 сентября 2018 г. Белгород: ПОЛИТЕРРА. 2018. С. 173–177.
6. Милановский, Е.Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 8. С. 61-70.
7. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15–20 фев-

УДК 551.793

О ХАРАКТЕРЕ КРИОЛИТОГЕНЕЗА СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЯ ВО ВРЕМЯ ФИНАЛЬНЫХ СТАДИЙ САРТАНСКОГО КРИОХРОНА

С.И. Ларин¹, В.А. Алексеева² С.А. Лаухин³, Н.С. Ларина⁴

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

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

³Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия

⁴Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Работа выполнена по госзаданию №121041600042-7, частично за счет гранта РФФИ № 20-05-00734А.

Рассмотрены два яруса палеокриогенеза финальных стадий сартанского криохрона, представленных инволюциями, солифлюкцией, жильными структурами и чашами протаивания в разрезе Кыштырлинского карьера в 31 км от г. Тюмени. Формирование следов древней мерзлоты происходило преимущественно в условиях преобладания сезонного промерзания/протаивания и положительных температур грунта. Фиксируются также непродолжительные периоды существования островной мерзлоты, когда происходила трансформация природных зон.

Ключевые слова: палеокриогенез, сартанский криохрон. солифлюкция

Two stages of paleocryogenesis of the final stages of the Sartan cryochron are considered, represented by involutions, solifluction, vein structures and thawed bowls in the section of the Kyshtyrinsky quarry 31 km from Tyumen. The formation of traces of ancient permafrost occurred mainly under conditions of predominance of seasonal freezing / thawing and positive soil temperatures. There are also short periods of the existence of insular permafrost, when the transformation of natural zones took place.

Keywords: paleocryogenesis, Sartan cryochron. solifluction

В максимум сартанского криохрона (МИС-2) большая часть территории Западной Сибири была занята зоной сплошной многолетней мерзлоты. Прерывистая и возможно островная мерзлота была только в полосе около 50°–47° с.ш. (Аубекеров, 1990). Финальный этап сартанского криохрона отличался нестабильностью климата, чередованием кратковременных потеплений (бёллинг, аллерёд) с глубокими и резкими похолоданиями (древний 12,0–11,7 тыс.л.н.) и поздний дриас (11,0–10,3 тыс.л.н.) (Орлова, 1990). С начала голоцена до конца эпохи климатического оптимума происходило повышение температуры горных пород до положительных значений и активная деградация криогенных толщ сартанского возраста. Похолодание климата в позднем голоцене, в пределах рассматриваемой территории способствовало усилению глубины и продолжительности сезонного промерзания. К северу от 66°с.ш. в это время произошло смыкание промерзавших пород с непротаившими во время климатического оптимума голоцена мерзлыми толщами (Геокриология СССР, 1989).

Крайне низкая обеспеченность фактическим материалом и слабая возрастная привязка криоиндикаторов финального сартана не позволяют провести полноцен-

ную реконструкцию условий палеокриогенеза на юге Западной Сибири. Выделяют от одного до трех-четырех уровней сартанско-позднеледникового криогенеза (Кривоногов, 1988; Аубекеров, 1990; Лаухин и др., 2012; Ларин и др., 2020; Сычевская и др., 2015; и др.). С учетом восьми-девяти уровней палеокриогенеза, обнаруженных в Павлодарском Прииртышье (южнее 50°с.ш.) (Зыкин, Зыкина, 2012), реконструируется еще более сложная эволюция криолитозоны в позднем неоплейстоцене-позднеледниковье.

В этой связи большой интерес представляют следы древней мерзлоты, обнаруженные в разрезе отложений северо-восточной части Кыштырлинского карьера (56°55'13,4"с.ш., 65°49'39,0"в.д.), в 31 км к юго-востоку от г. Тюмень. Карьер врезан в поверхности первой и частично второй правобережных надпойменных террас долины р.Пышма с абсолютными высотами до 57–58 м. У основания уступа первой террасы, находится старица Кыштырла. В север-северо-восточной части карьера, где горными работами вскрыта краевая часть песчаной гривы, высотные отметки повышаются до 60 м. Максимальные абсолютные высоты до 62–64 м наблюдаются в 0,8–1 км к северо-востоку от карьера.

Относительное превышение верхней бровки восточной и северо-восточной стенок карьера над урезом реки Пышма составляет от 6–7 м до 8–9 м.

В стратиграфическом отношении следы древней мерзлоты приурочены к кровле морских глин тавдинской свиты бартона-приабона (средний и верхний эоцен) (Смирнов и др., 2019) и несогласно перекрывающему их маломощному песчано-глинистому позднечетвертичному аллювию. Они представлены сетью мелких карманов и трещин, одним-двумя ярусами грунтовых жил, следами солифлюкции и инволюциями. На некоторых участках разреза слои со следами палеокриогенеза сильно деформированы и подняты почти вертикально на «дыбы», образуя своеобразные «карманы». Такие участки, по всей видимости, индицируют положение реликтовых «чаш протаивания».

Глубина проникновения карманов и мелких трещин в кровлю морских глин составляет 0,08–0,35 м, ширина верхней части до 0,3 м. Более крупные жилы имеют клинообразную, реже столбообразную, коленообразную, гантелеобразную или раздвоенную в нижней части форму. Вертикальная протяженность жил 0,8–1,7 м. Ширина жил в верхней части 0,25–0,70 м. Некоторые жилы, кроме основной клинообразной части, внизу имеют апофизы в виде нитевидных хвостов, щелей или узких трещин протяженностью от 0,63 м (жила 6), до 1,07 м (жила 5) и 2,0–2,2 м (жила 1). Глубина проникновения основной части жил от дневной поверхности (нижняя граница современных почв, т.к. почва деформирована) составляет 1,75–2,40 м. Расстояние между срединными осями крупных жил составляет от 4,0–5,2 м до 18,2–23 м.

Судя по морфологии, размерам и стратиграфии большая часть жил представляют собой изначально-грунтовые жилы (ИГЖ), сформировавшиеся в условиях быстрого осадконакопления с небольшим числом циклов растрескивания. Об этом свидетельствует трещинообразный вид нижних сегментов или всей части некоторых жил, а также однородный по морфологии с перекрывающим горизонтом состав заполнителя. У многих жил, слои вмещающих отложений сохраняют свое первоначальное залегание либо слегка отогнуты вниз, особенно в зоне непосредственного контакта с жилами. Ширина деформированной зоны этих жил достигает 0,2 м. В некоторых жилах заметна вертикальная слоистость либо очень тонкая (мощность отдельных слойков до 1 мм) наклонная параллельная слоистость заполняющей толщи, наличие ксенолитов. Отдельные жилы имеют плечики с одной или двух сторон. Верхние половины жил обычно имеют серый цвет, а нижние сильно ожелезнены и окрашены в охристо-красно-коричневые тона. Вмещающие отложения наоборот заметно ожелезнены в верхней части, а в нижней имеют серо-голубоватые, зеленовато-серые и зеленовато-сизовато-синие тона. Граница раздела цвета разных жил находится примерно на одном уровне. Это позволяет предположить, что их нижняя часть могла проникать ниже слоя сезонного протаивания/промерзания. Жилы

начальных стадий весьма характерны для отложений фации прирусловой отмели. В одних случаях они образуют отчетливую полигональную сеть с размером полигонов от нескольких (2–3) метров до 10–15 м, в других - это образования по одиночным трещинам, не соединенным в замкнутую полигональную решетку.

Для реконструкции условий формирования древней мерзлоты использованы гранулометрические, палинологические, минералогические (коэффициент криогенной контрастности) и литохимические индикаторы (Лукашев, 1970; Алексеев и др., 2019; Ларин и др., 2020): (кремнекислый $Ki=SiO_2/Al_2O_3$, основной $BA=(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$, химической зрелости $Kz=Al_2O_3/Na_2O$), карбонатный $Kk=CaO/MgO$, щелочной $Kh=K_2O/Na_2O$), выветривания (CIA , CIW , ICV , $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$, Rb/Sr , Al_2O_3/TiO_2), выщелачивания (Sr/Ba), окисления (Fe_2O_3+MnO/Al_2O_3 , биологической активности и биопродуктивности (MnO/Al_2O_3 , MnO/Fe_2O_3 , $(Fe_2O_3+MnO)/Fe_2O_3$), засоления (Na_2O/K_2O , Na_2O/Al_2O_3 , степени однородности пород (TiO_2/Al_2O_3 , Zr/TiO_2).

В гранулометрическом отношении в разрезе преобладают (по номенклатуре В.Т. Фролова, 1993) песок алевритисто-сильноглинистый и глинистый, глина алевритовая, песчано-алевритовая, алевритистая, песчаная. Для характеристики гранулометрического состава отложений были построены кумулятивные (суммарные) кривые с полулогарифмической шкалой, по которым получены основные статистические показатели для каждого образца (медиана Md , квартили $Q1$ (25 %) и $Q3$ (75 %), а также децили 10 %, 60 % и 90 %). Для интерпретации результатов гранулометрического анализа рассчитаны коэффициенты сортировки и асимметрии по П.Д. Траску (Trask, 1932). В соответствии с принятыми требованиями (Фролов, 1993) осадки имеют разную степень сортировки: хорошо сортированные ($So_{обр.5}=1,71$) и низко сортированные ($So_{обр.13}=4,61$). Коэффициенты асимметрии Sk показывают преобладание мелкой фракции (мода $Mo >$ медианы Md). Медианный (средний) диаметр Md частиц, не показывает четко выраженного тренда по разрезу.

Характер спорово-пыльцевых спектров отложений, перекрывающих морские глины, неоднозначный, поскольку присутствуют переотложенные пыльца и споры из нижележащих глин палеогена (Ларин и др., 2016).

Степень участия криогенеза в формировании отложений выявлена на основании коэффициента криогенной контрастности (KKK), учитывающего распределение кварца и полевых шпатов по гранулометрическому спектру (Конищев, Рогов, 1994). Значения $KKK > 1$ показывают определяющую роль криогенных факторов в комплексе гипергенных процессов, формирующих грануло-минералогический состав вещества отложений. $KKK < 1$ указывает на формирование отложений в условиях относительно теплого климата с подчиненной ролью криогенных процессов.

Значения KKK по разрезу изменяются в интервале от 0,30 до 1,15. Поскольку KKK генетически связан

со средней годовой температурой поверхности пород (Конищев и др., 2005), поэтому на большей части временного интервала, охваченного разрезом, реконструируются положительные средние значения температуры пород и сезонное промерзание/оттаивание. При ККК $\approx 0,98$ – $0,64$ имело место глубокое сезонное промерзание и средние значения температуры пород в интервале от $+2$ до $+6$ °С, при ККК $\approx 0,54$ глубина сезонного промерзания составляла всего $0,7$ – $0,8$ м, а средние годовые температуры пород могли достигать $+6 \dots +7 \dots +8$ °С. Значения ККК $\approx 0,54$ – $0,30$ индикатор весьма теплого времени накопления отложений. Для значений ККК $\approx 1,04$ – $1,15$ характерны средние годовые температуры грунта $0 \dots +2$ °С и наличие маломощной островной мерзлоты. В настоящее время островная мерзлота в Западной Сибири приурочена к зоне средней тайге (Крицук, 2010), поэтому можно предположить, что в фазы усиления криогенеза зональные границы ландшафтов заметно смещались на юг. На месте современной подтаежной зоны, где расположен характеризуемый разрез, были ландшафты средней тайги. В более теплые климатические интервалы снова доминировала южная тайга и подтайга.

Литохимические индикаторы свидетельствуют о формировании осадков большей части разреза позднечетвертичных отложений, перекрывающих морские глины в относительно гумидных условиях климата при интенсивном проявлении процессов выветривания (средние значения CIA ≈ 79 , CIW ≈ 88 , ICV $\approx 0,4$, $Al_2O_3/TiO_2 \approx 14,6$). Относительное похолодание и увлажнение климата, которое фиксируется в основании пачки маломощного песчано-глинистого аллювия (CIA ≈ 74 – 76 , CIW ≈ 86 – 87 и ICV $\approx 0,6$) все равно отражает гумидную индикаторную зону, поскольку значения CIA выше 70 ед., а ICV < 1 (Nesbitt, Young, 1982). Коэффициент выветривания $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$ в этой части разреза имеет минимальное значение 2,3, а отношение Rb/Sr резко снижается до 0,6. Коэффициенты биоактивности и биопродуктивности по разрезу синхронны, имеют почти нулевые или относительно постоянные значения, за исключением небольшого роста на глубине 105 см и очень заметного на глубине 25 см. Отношение Sr/Ba снизу вверх по разрезу возрастает от 0,2 до 0,3–0,4. В Западной Сибири значение отношения Sr/Ba $\approx 0,2$ соответствует условиям северной тайги (Сысо, 2007). Большая часть разреза, где отношение Sr/Ba $\approx 0,3$ – $0,4$ характерно для зоны между южной и средней тайгой. Значения отношений TiO_2/Al_2O_3 , Zr/TiO₂ показывают относительно однородные условия седиментации, за исключением нижней части разреза, где наблюдается усиленное преобразование материала процессами выветривания и возможно его дополнительный привнос.

Авторы благодарят члена-корреспондента РАН, д.б.н. А.О. Алексеева, к.б.н. Т.В. Алексееву и к.г.-м.н. П.И. Калинина (ИФХиБПП РАН, Пуццино) за проведение аналитических определений.

Литература

1. Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. №4. С. 389–399.
2. Аубекеров Б.Ж. Криогенные структуры и криолитозоны плейстоцена Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. 4, 1990. С. 102–110.
3. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 456 с.
4. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 477 с.
5. Конищев В.Н., Лебедева-Вербя М.П., Рогов В.В., Сталина Е.Е. Криогенез современных и позднечетвертичных отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. Москва, ГЕОС, 2005, 133 с.
6. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. Москва, Изд-во Моск. ун-та, 1994, 131 с.
7. Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
8. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 232 с.
9. Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притобья // Криосфера Земли, 2020, Т. XXIV, № 4, С. 5–18. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-4(5-18)
10. Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Максимов Ф.Е., Алексеев А.О., Алексеева Т.В. О генезисе реликтовых грунтовых жил в отложениях позднего неоплейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Материалы Пятой конференции геокриологов России (Москва, 14–17 июня 2016 г.). Москва, Унив. книга, 2016, Т. 2, с. 188–195.
11. Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестник ТюмГУ, №4, 2012 (Науки о Земле). С. 104–112.
12. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, Наука и техника, 1970, 528 с.
13. Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 128 с.
14. Смирнов П.В., Дерягина О.И., Новоселов А.А., Трубин Я.С., Баталин Г.А., Гареев Б.И., Плюснин А.В. Глины тавдинской свиты эоцена: литогеохимические и седиментологические аспекты (Кыштырлинское месторождение, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжи-

- ниринг георесурсов. 2019. Т. 330. №11. С.130–144.
15. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277с.
16. Сычевская Е.К., Лаухин С.А., Ларин С.И., Максимов Ф.Е., Санько А.Ф. Находка скелета жуки *Esox cf. lucius* L. в плейстоцене водораздельных отложений Ишим-Иртышского междуречья // Палеонтологический журнал. 2015. № 5. С. 50–54.
17. Фролов В.Т. Литология. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1993, Т. 2, 432 с.
18. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, V. 299, pp. 399–429.
19. Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, Gulf Pub. Co., 1932. 67 p.

УДК 551.8

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНЕ РЕКИ БАЗАИХА НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО ДАННЫМ МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКОГО И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Д.Е. Макачук, Г.Ю. Ямских, Н.Ю. Жаринова

ФГАОУ ВО Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия, bolkunova91@mail.ru

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-45-240001

В статье представлены результаты реконструкции палеогеографических условий в ранне- и среднесубатлантическом времени голоцена в долине реки Базаиха Красноярской котловины на основе малакофаунистического анализа пойменных отложений и радиоуглеродного датирования. Индикаторные свойства малакофауны и сопоставление их с результатами палинологического изучения опорного разреза «Пещера Еленева» позволили установить, что в раннесубатлантическое время в условиях повышения влагообеспеченности увеличилась численность обитателей временных водоемов, а затем и представителей постоянных водных объектов. В конце этого интервала в пойменной части началось формирование древесного яруса и заселение территории *Vertigo alpestris*, *Gastrocopta theeli* и *Fruticicola schrenckii* при кратковременном уменьшении видов открытых ландшафтов. Среднесубатлантическое время климат был относительно теплый и умеренно влажный. Малакофауна характеризовалась наиболее бедным видовым составом.

Ключевые слова. голоценовые моллюски, Красноярская котловина, поздний голоцен, палеоклиматы, палеоландшафты

The article presents the reconstruction results for paleogeographic conditions in the Bazaikha River valley (Krasnoyarsk depression) in the Early and Middle Sub-Atlantic times of the Holocene. The reconstruction methods employed are malacofaunistic analyses of flood-plain sediments, and radiocarbon dating. Indicative properties of malacofauna and their comparison with the results of palynological studies of the Eleneva Cave reference section have allowed us to reconstruct the palaeogeographic conditions. During the early Sub-Atlantic time, under conditions of gradually increasing moisture availability, the number of species inhabiting intermittent water bodies increased, and then in the number of species of permanent water bodies increased too. At the end of this interval, woody vegetation began to form in the floodplain and the territory was colonized by *Vertigo alpestris*, *Gastrocopta theeli*, and *Fruticicola schrenckii*, with a short-term decrease in the species of open landscapes. In the mid-Sub-Atlantic time, the climate was relatively warm and moderately humid. Malakofauna was characterized by the poorest species composition. In the mid-Sub-Atlantic time, the climate was relatively warm and moderately humid. Malakofauna was characterized by the poorest species composition.

Keywords: Holocene molluscs, Krasnoyarsk depression, Late Holocene, paleoclimates, paleolandscapes

Смена видового состава ископаемых моллюсков в толщах разногенетических отложений голоценового возраста является надежным источником палеогеографической информации. Особенности пространственного распространения и тесная связь малакофауны с условиями обитания позволяет выявить локальные изменения природной среды в контексте региональной динамики палеоклиматов и палеоландшафтов (Ložek, 1964).

В пойменных отложениях долины реки Базаиха – правого притока реки Енисей, расположенной в границах Красноярской котловины, авторами были изучены видовое разнообразие и индикаторные свойства позднего голоценовой малакофауны. Изучение условий обитания моллюсков производилось по результатам малакофаунистического анализа и радиоуглеродного датирования, которые сопоставлялись с материалами о

региональной динамике палеогеографических условий в позднем плейстоцене и голоцене на территории Красноярской котловины. Для количественной характеристики элементов палеоклимата и ландшафтов были использованы данные палинологического изучения стратотипического разреза «Пещера Еленева» (Ямских, 2016), расположенного на левом берегу р. Енисей в приустьевой части р. Караульной (рис. 1).



Рис. 1. Местоположение изученных разрезов (<https://www.google.com/earth/>)

Количественное выражение результатов спорово-пыльцевого анализа отложений и реконструированных показателей элементов палеоклимата были выполнены на основе расчетных уравнений регрессии (Ямских, 2006). Радиоуглеродное датирование образцов проводилось в Лаборатории изотопных исследований ЦКП «Геология» факультета географии кафедры геологии и геоэкологии РГПУ им. А.И. Герцена.

Значения радиоуглеродного возраста откалиброваны с использованием программы CalPal.

Разрез «Базайха» был заложен в приустьевой части на левом берегу р. Базайха. Из горизонтов глин и суглинков были отобраны и определены 309 раковин ископаемых моллюсков в интервалах 0,8–0,3 и 0,15–0,05 м (рис. 2).

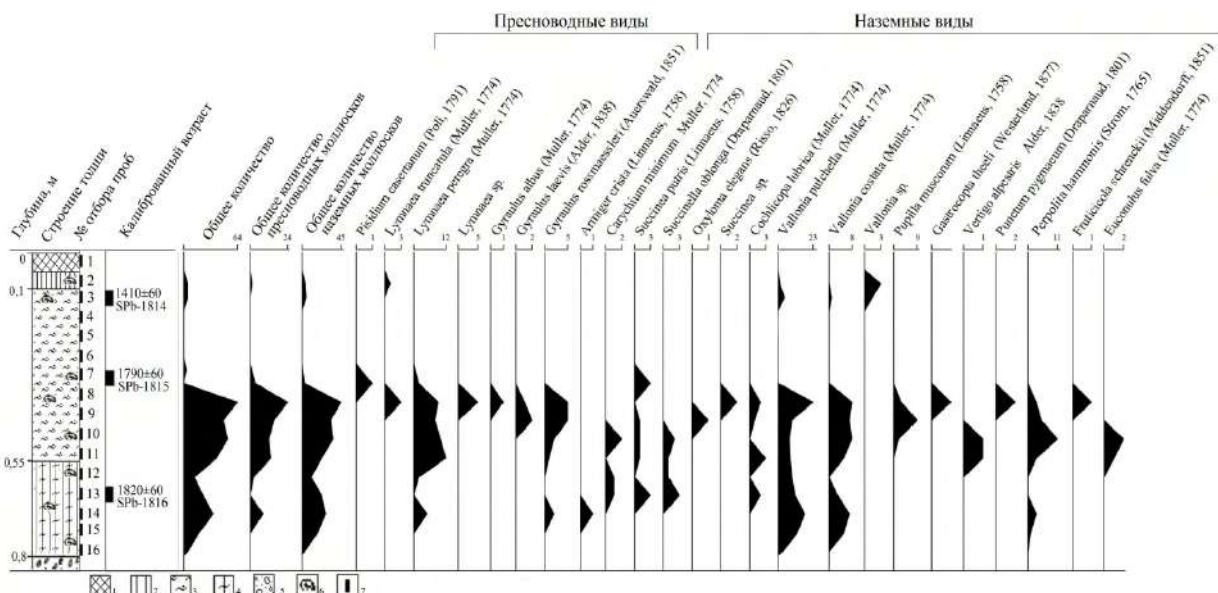


Рис. 2. Малакофауна пойменных отложений разреза «Базайха».

Условные обозначения: 1 – дернина, 2 – современная почва, 3 – суглинок легкий, 4 – глина, 5 – песчано-галечные отложения, 6 – раковины моллюсков, 7 – радиоуглеродная дата

В результате исследования установлена смена девяти малакофаунистических сообществ, при выделении которых учитывалось количественное соотношение видов моллюсков разных экологических групп, выраженное в процентах (рис. 3). Формирование малакофауны началось в ранесубатлантическое время с заселения территории видом незалесенных биотопов *Vallonia pulchella*. Затем в состав сообщества включились *V.*

costata и *Perpolita hammonis*, встречающийся в открытых или затененных средах со средней влажностью. В это время средние температуры июля составляли 17,3 °С, температуры января изменялись в пределах от -22,9 до -23,0 °С, продолжительность безморозного периода изменялась от 87 до 105 дней. Годовая сумма осадков доходила до 450 мм, количество осадков теплого периода не превышало 280 мм (Ямских, 2016).

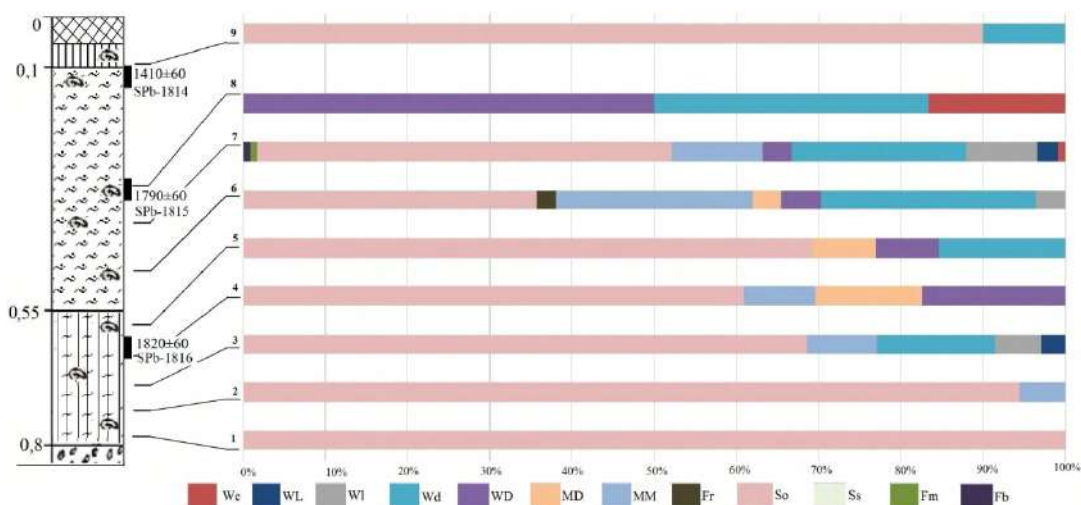


Рис. 3. Процентное соотношение экологических групп в малакофаунистических ассоциациях отложений разреза «Базаиха».

We – моллюски текущих или стоячих вод; *WL* – виды озер и других постоянных водоемов или очень медленно текущих вод; *WI* – моллюски временно высыхающих, сильно зарастающих водоемов; *Wd* – моллюски мелких и эпизодических водоемов; *WD* – наземные моллюски сильно влажных, болотных или временно подтопляемых биотопов; *MD* – виды увлажненных, но не подтопляемых биотопов; *MM* – мезофильные виды открытых или затененных биотопов; *Fr* – виды влажных затененных скал; *So* – моллюски открытых, незалесенных ландшафтов; *Fm* – виды, встречающиеся в лесах и на кустарниках на средне влажных почвах; *Fb* – виды освещенных слабо влажных лесов и кустарников.

На следующем этапе зафиксировано кратковременное появление пресноводных видов *Lymnaea peregra*, *Gyraulus rossmaessleri* и *Armiger crista*, что указывает на существование мелкого и хорошо прогреваемого водоема. В сообществе, сформированном около 1820±60 л. н. (SPb-1816), продолжали доминировать моллюски открытых биотопов при значительном увеличении доли водно-болотных видов (*Succinea putris* и *Carychium minimum*). *Succinella oblonga*, характерный для увлажненных биотопов с различной степенью затенения, появился в составе малакоценоза и присутствовал вплоть до 1780±60 л. н.

Со следующего этапа в малакофаунистических ассоциациях происходило постепенное увеличение количества раковин моллюсков как наземных, так и пресноводных видов, что свидетельствует об увеличении влагообеспеченности. Установлено, что наиболее многочисленными являлись моллюски незалесенных биотопов *Vallonia pulchella* и *V. costata*, которые в количественном отношении составляли около 70 % от общего содержания раковин ассоциации. Фауна пресноводных была представлена видами малых, периодически зарастающих водоемов.

В интервале глубин 0,45–0,55 м резко сократилась численность моллюсков открытых ландшафтов, что совпало с включением в малакоценоз вида *Vertigo alpestris* предпочитающего затененные или лесные биотопы. Увеличение количества раковин *Lymnaea peregra*, *Gyraulus rossmaessleri* и общий таксономический состав малакофаунистического сообщества позволяют сделать вывод об увеличении влагообеспеченности и развитии древесной растительности на пойме реки Базаиха. На глубине 0,35–0,45 м малакофауна характеризовалась наибольшим таксономическим разнообразием. При увеличении доли видов открытых биотопов в составе фауны появились *Gastropoda theeli* и *Fruticicola schrenckii*, являющиеся индикаторами затененных и частично затененных биотопов. Общий состав группы мезофильных видов с включением *Punctum rugmaeum* оставался постоянным. Среди пресноводных наиболее полно была представлена группа моллюсков, обитающих в малых, зарастающих водоемах, появились виды постоянных водоемов *Gyraulus albus* и *G. laevis*.

В конце раннесубатлантического времени (1780±60 л.н., SPb-1815) формировалось сообщество, характер-

ное для водно-болотных или периодически затопляемых биотопов. В это время произошло повышение увлажнения территории, о чем свидетельствует увеличение в малакоценозе пресноводных или влаголюбивых видов при отсутствии типичных ранее моллюсков незалесенных ландшафтов.

В интервале глубин 0,3–0,15 м зафиксировано исчезновение малакофауны, что может объясняться результатами реконструкций палеогеоэкологического режима реки Енисей и его притоков в пределах Красноярской котловины (Ямских, 1993). Согласно этим данным, около 1500 л.н. наблюдалось повышение уровня воды в реках, что привело к размыву отложений. Палинологические исследования подтверждают эти выводы, поскольку в пределах региона фиксировалось потепление и увеличение влагообеспеченности.

В среднесубатлантическое время (1410±60 л.н., SPb-1814) малакоценоз характеризовался присутствием видов открытых биотопов (*Vallonia pulchella*, *V. costata*) и временных водоемов (*Lymnaea truncatula*). Средние температуры июля составляли 18,0 °С, температуры января находилась в пределах от -19,0 до -19,3 °С, продолжительность безморозного периода составляла 93–118 дней. Годовая сумма осадков изменялась от 410 до 440 мм, количество осадков теплого периода доходило до 230 мм (Ямских, 2016).

Таким образом, увеличение численности обитателей временных водоемов, а затем и представителей постоянных водных объектов в раннесубатлантическое время свидетельствует об увеличении влагообеспеченности в долине реки Базаиха. Как результат наступления влажного климата в конце этого интервала в пойменной части началось формирование древесного яруса и засе-

ление территории *Vertigo alpestris*, *Gastrocopta theeli* и *Fruticicola schrenckii* при кратковременном уменьшении видов открытых ландшафтов. Среднесубатлантическое время климат был относительно теплый и умеренно влажный. Малакофауна характеризовалась наиболее бедным видовым разнообразием.

Литература

1. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 223 с.
2. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск, 1993. 226 с.
3. Ямских Г.Ю. Реконструкция растительности и климата голоцена внутриконтинентальных территорий Приенисейской Сибири: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 25.00.23; 25.00.25. Барнаул, 2006. 34 с.
4. Ямских Г.Ю. Плейстоцен-голоценовые климаты и растительность Красноярской котловины // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва. М., 2016. С. 386–390.
5. Ložek V. Quartermollusken der Tschechoslowakei. Ustavu Geol. 1964. 374 p.
6. Alexandrowicz, S.W. Malacofauna of loessin the locality. Krakow-Spadzista Street C2 // The upper Paleolithicsite Krakow – Spadzista Street C2. Nakludem Uniwersytetu Jagiellonskiego, 1987. pp. 37–93.
7. Alexandrowicz S. W., Alexandrowicz W. P. Analiza malakologiczna. Metody Badan i interpretacji. Krakow, 2011. 301 p.

УДК 351.852.1

ОКАМЕНЕВШАЯ ДРЕВЕСИНА – ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ АРТЕФАКТ, МУЗЕЙНЫЙ ПРЕДМЕТ, КАМНЕРЕЗНОЕ СЫРЬЕ – В МУЗЕЕ КАРСТА И СПЕЛЕОЛОГИИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА УрО РАН

Д.В. Наумкин

Горный институт ПФИЦ УрО РАН, Пермь, Россия

В составе палеонтологической коллекции Музея карста и спелеологии Горного института (г. Кунгур, Пермский край), где на текущий момент преобладают палеозойские морские беспозвоночные (Наумкин, Осетрова, 2019), имеются сборы и палеоботанического материала, пока существенно уступающие в количественном отношении ископаемой морской биоте (Наумкин, 2019). Коллекционные образцы окаменевшей древесины составляют чуть меньше половины общего количества палеоботанических экспонатов. Несмотря

на небольшой объем (35 единиц хранения), наша коллекция довольно представительна и в географическом, и в хронологическом отношении.

Фоссилизированная древесина часто встречается в среднепермских отложениях Волго-Уральского региона, сформировавшихся в результате выноса на равнину продуктов разрушения комплексов различных горных пород древних Уральских гор (Хамадиев, Хасанов, 2015). Осадконакопление происходило в широком диапазоне фаций – от морских до континентальных. На

территории Среднего Предуралья в пределах Пермского края терригенные породы среднепермского возраста преобладают в его юго-западной части, сменяясь к востоку морскими и лагунными отложениями нижнего отдела пермской системы. В границах Кунгурского административного района ближайшее к городу и наиболее известное местонахождение ископаемой древесины – Маркова гора, протянувшаяся вдоль западной окраины с. Мазунино (Вылежнев, 1964). В разрезе горы древесина не встречается. Все наши находки (2007 г., 4 экз.) относятся к распаханной верхней части горы. Крупных образцов здесь мы не находили (максимальная длина окаменевших фрагментов древесины достигает 30 см), хотя в прошлом, по литературным данным (Вылежнев, 1964), крестьяне выпаживали здесь целые пни и большие фрагменты стволов с пикноксилитической древесиной. Образцы светло- или, чаще, темно-коричневой окраски, замещены кварцем/кремнеземом, нередко покрыты окислами железа (лимонитом). Полости и трещины выполнены мелкими кристаллами кварца, образующего целые щетки или друзы.

Аналогичный образец (несколько более крупный, чем экземпляры из наших сборов на Марковой горе) подарил музею в 2018 г. член Союза художников РФ В.В. Гнатюк. Образец происходит из окрестностей с. Красный Ясыл (Ординский район).

Серия образцов (2007 г., пять экз.) происходит из Куединского района, из карьера у д. Дубовая гора (8 км к С от местонахождения ископаемых тетрапод, рыб, насекомых и растений Куединские Ключики). Эти образцы минерализованной древесины имеют более светлую окраску, чем экземпляры с Марковой горы, без ярко выраженной кварцевой минерализации, часто – с дендритами марганца и окислами железа.

Образец окаменевшей древесины, погребенный в пролювиальных отложениях разреза горы Кокуй (знаменитое местонахождение ископаемых растений и позвоночных) в окрестностях г. Очер, поступил в 2011 г. от к.г.-м.н. Н.В. Лавровой. Схожий по цвету и текстуре образец из окрестностей д. Тарловка (Елабужский район, Татарстан) подарил в 2004 г. Л.И. Крапивин.

В октябре 2020 г. по приглашению жителей пос. Новоильинский (Нытвенский район) А.А. и Т.В. Куликовых мы (Д.В. Наумкин, О.И. Осетрова и А.В. Красиков) посетили карьер, расположенный на его территории. Здесь в тридцатиметровой толще аллювиально-пролювиальных отложений, представленных песчаниками, гравелитами и конгломератами, состоящими из хорошо окатанных галек, встречались крупные (до 1 м в длину) фрагменты стволов с пикноксилитической древесиной. Собранные образцы имели в основном темно-коричневую окраску. Замещение выполнено кварцем/кремнеземом, кристаллы которого образовывали на некоторых образцах щетки и друзы, а также кальцитом, замещающим преимущественно сердцевину стволов (размер кристаллов – до 1 см в длину). Иногда такие образцы встречались отдельно, без сохранившихся наружных слоев. Найдены также небольшие фрагменты

коры (?), замещенной кальцитом толщиной до 1,5 см. Самые крупные фрагменты древесины, поставленных на музейный учет (серия из 8 образцов), достигали 0,5 м в длину.

Таким образом, в общей сложности в коллекции представлены образцы окаменевшей древесины с пяти территорий Пермского края (Кунгурский, Ординский, Куединский, Нытвенский, Очерский районы). По литературным данным, окаменевшая древесина известна не менее чем из десяти административных районов края.

Образцы, найденные в соседних регионах и имеющие аналогичный позднепалеозойский (раннепермский, а точнее, кунгурский возраст – древесины из местонахождения «Межевая» из района Красноуфимска, Свердловская область; и среднепермский, уфимский и казанский возраст – древесины из Поволжья и Оренбуржья), представлены, в основном, единичными экземплярами. Это упоминавшийся выше образец из Тарловки, два образца – из Красноуфимского района (Межевая, дар О.В. Абросимовой) Свердловской области, и три – с карстового плато Кызладыр (Кувандыкский район Оренбургской области, сборы д.г.н. О.И. Кадебской, 2015). Красноуфимские и кзыладырские образцы внешне схожи – замещены темным, почти черным кварцем с присутствием кристаллов кальцита и кварца в полостях. Они частью пришлифованы и выглядят весьма attractивно.

Систематика ископаемых палеозойских пикноксилитических древесин разработана слабо. По-видимому, все перечисленные образцы относятся к формальному роду *Dadoxylon* sp., который может включать древесину как настоящих хвойных (класс *Pinopsida*), так и войновских – «ангарских кордаитов» (*Vojnovskyopsida*), систематика приводится по: С.В. Наугольных «Растительный мир пермского периода: Приуралье» (2016). Находки подобной ископаемой древесины известны для знаменитых местонаждений пермской биоты (Наугольных, 2009): Ежово (Очерский район) и Куединские Ключики (Куединский район), а также и других регионов Предуралья и Поволжья.

Мезозойские образцы минерализованных древесин в коллекции немногочисленны, их всего четыре. Три из них относятся к триасу. Самый крупный экспонат коллекции – фрагмент ствола, предположительно, хвойного дерева из знаменитого Коркинского угольного разреза Челябинской области. Музейные размеры экспоната – 29х33х22 см (высота, длина, ширина). Замещение выполнено кварцем и доломитом. Возраст – поздний триас Т₃г. Дар к.г.-м.н. С.С. Потапова (2005 г.).

В 2019 г. О.И. Осетровой на выставке «Минерал-шоу» (г. Екатеринбург), которая является постоянным источником пополнения нашего музейного фонда, были приобретены очень красивые пришлифованные спилы ископаемой древесины *Araucarioxylon* sp. Они происходят из окрестностей города Амбилубе (область Диана, северный Мадагаскар). Древесина замещена цветным халцедоном (от белого и голубого до темно-коричневого). Возраст – ранний триас.

Единственный в коллекции образец юрского возраста представляет собой фрагмент ветки длиной 11 см, найденный возле ст. Пески Московской обл. Образец углефицирован, покрыт мельчайшими кристаллами кварца и окислами железа (незначительно). Он был подарен в 2017 г. коллекционером В.Г. Горбенко (г. Москва).

Наиболее молодые по возрасту фрагменты древесины, имеющиеся в нашей коллекции, относятся к палеоцену P_{g1t} (первоначально был неверно указан эоценовый возраст этих экземпляров древесины). Серию из пяти образцов подарил музею руководитель школьного музея из г. Тольятти Е.К. Семёнов (в 2006 и 2013 гг.). Они происходят из хорошо известного местонахождения на севере Сызранского района Самарской обл., у с. Трубетчино. Образцы выполнены светло-серым халцедоном, полости, оставленные личинками жуков, заполнены мелкими кристаллами кварца. Видовая принадлежность этих древесин пока не установлена. Известно, что они могут принадлежать как хвойным (в частности кипарисовым – формальный род *Cupressinoxylon*), так и лиственным деревьям (Моров, 2016). Наиболее крупные и эффектные образцы из этого местонахождения представлены в Самарском историко-краеведческом музее им. П.В. Алабина (Небритов, 2003).

Таким образом, наша коллекция включает экземпляры минерализованных древесин из одиннадцати местонахождений (пять из них находится в Пермском крае), относящихся к четырем геологическим системам – пермской, триасовой, юрской и палеогеновой. Небольшая часть коллекции – восемь образцов – использована для оформления витрины, рассказывающей о истории развития жизни на Земле.

Литература

1. Вылежнев Ю.Г. Дерево-камень // Календарь-справочник Пермской области на 1965 год. Пермь: Пермское кн. изд-во, 1964. С. 53.
2. Моров В.П. Процессы фоссилизации растительных остатков на примере Среднего Поволжья // Фитодиверситет Восточной Европы. 2016. Т. X, № 1. С. 97–138.
3. Наугольных С.В. Разрез Ключики // Геологические памятники Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2009. С. 188–191.
4. Наугольных С.В. Растительный мир пермского периода: Приуралье / Тр. Геол. ин-та. Вып. 612. М.: ГЕОС, 2016. 336 с.
5. Наумкин Д.В. Коллекция ископаемых растений из пермских отложений Приуралья в фондах музея карста и спелеологии Горного института УрО РАН // Двадцатые Всерос. науч. чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин ЮУ ФИЦ МиГ УрО РАН, 2019. С. 133–139.
6. Наумкин Д.В., Осетрова О.И. Палеонтологическая коллекция Музея карста и спелеологии Горного института УрО РАН. Создание постоянной выставки // Грибушинские чтения-2019. Кунгурский диалог. Пермь: изд. Богатырев П.Г., 2019. С. 513–519.
7. Небритов Н.Л. Окаменелый лес Самарской области // Краеведческие записки. 2003. Самара: СОИКМ им. П.В. Алабина, 2003. Вып. XI. С. 140–154.
8. Хамадиев Р.И., Хасанов Р.Р. Механизмы и условия замещения минералами кремнезема растительной ткани окаменевшей древесины // Уч. зап. Казанского ун-та. 2015. Т. 157, кн. 2. С. 118–128.

УДК 550.4.02:549.02

ФОРМЫ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ РЕК КАРПОВКА И ЧЕРНАЯ РЕЧКА (САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

А.Ю. Опекунов, М.Г. Опекунова, Н.А. Шейнерман, А. Джораева, С.А. Лисенков

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, a_opekunov@mail.ru

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 19-05-00508).

Изучены валовое содержание и формы тяжелых металлов в донных осадках двух рек Санкт-Петербурга. Водотоки характеризуются техногенным режимом осадконакопления. Химическая специализация отложений определяется основными источниками загрязнения. Для донных осадков установлен ряд снижения подвижности элементов: Cd~Zn>Cr>Cu~Ni>Mn~Co>Pb>Fe>Sr>Ba. Показаны отличия в фазовом составе металлов в водотоках. Установлена связь между формами металлов и техногенным минералообразованием.

Ключевые слова: донные отложения, фазовый анализ, подвижность металлов.

The gross content and forms of heavy metals have been studied in the bottom sediments of two rivers in St. Petersburg. The streams are characterized by a technogenic sedimentation regime. The chemical specialization of sediments is determined by the main sources of pollution. For bottom sediments, a series of decrease in the mobility of metals has been established: Cd~Zn>Cr>Cu~Ni>Mn~Co>Pb>Fe>Sr>Ba. Differences in the phase composition of metals in watercourses are shown. The relationship between the forms of metals and technogenic mineral formation has been established.

Keywords: bottom sediments, phase analysis, metal mobility.

Высокий уровень загрязнения городских водотоков представляет серьезную экологическую проблему для многих промышленных городов. Промышленные и коммунально-бытовые сбросы ведут к ухудшению качества воды, загрязнению донных отложений и снижению биоразнообразия водных экосистем. Экологические риски вызваны высокими скоростями осадкообразования (заилением), значительной подвижностью тяжелых металлов, аккумулирующихся в донных отложениях, и вовлечением их в биологический круговорот, вторичным загрязнением воды (Опекунов и др., 2000; Lynch et al, 2014; Янин, 2018; Даувальтер и др., 2021 и др.). Перечисленные проблемы в полной мере выражены в Санкт-Петербурге (Опекунов и др., 2014; Опекунов и др., 2021), на территории которого водотоки выполняют не только хозяйственную функцию, но и имеют большое культурно-историческое значение. Целью настоящих исследований стало изучение форм нахождения тяжелых металлов и их трансформации в толще техногенных осадков двух водотоков: рек Карповка и Черная Речка, протекающих в исторической части города.

В р. Карповка отобрана колонка донных отложений мощностью 0,38 м. Проведен фазовый анализ трех проб по интервалам 6-9 см, 15-18 и 33-36 см. Осадки представлены песчано-пелитовым илом темно-серого цвета с большим количеством растительного детрита. В р. Черная Речка поднята колонка мощностью 0,66 м. Выполнены исследования трех проб, отобранных в интервалах 16-20 см, 32-36 и 57-61 см. Отложения сложены темно-серым, в нижней части разреза черным, алеврито-пелитовым илом с включением песчаных частиц. Для осадков характерно присутствие нефтяных углеводородов, о чем свидетельствует запах нефтепродуктов, интенсивность которого увеличивается вниз по разрезу.

Методика проведения фазового анализа металлов (Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr, Zn) заключалась в следующем. Осадок просеивался через сито 1 мм и измельчался фарфоровой ступкой (без истирания, чтобы не нарушалась его минеральная структура). Бралась навеска 10 г. Каждая вытяжка готовилась в соотношении 1:5 химического реагента. Раствор с пробой после взаимодействия фильтровался и объем доводился дистиллированной водой до 50 мл. Использовались несколько реагентов. (1) Раствором $MgCl_2$ извлекались поверхностно-сорбированные (обменные) формы металлов. (2) Для определения форм, связанных с карбонатными минералами или ассоциированные с ними в результате адсорбции, применялся ацетатный буферный раствор с $pH=4.8$. (3) Окисляемая форма экстрагировалась 30% раствором перекиси водорода и уксусной кислоты (1 моль/л). Однако при этом могли извлекаться металлы, связанные не только с органическим веществом, но и их сульфиды (Омара и др., 2020), а уксусная кислота способна растворять сульфаты, в частности гипс. (4) Для определения аморфных Fe-Mn гидроксидов и связанных с ними металлов использовался раствор солянокислого гидроксиламина с $pH=2$. (5) Формы, ассоциированные с кристаллической формой $Fe(OH)_3$

и собственных минералов, извлекались раствором HCl (0,3 моль/л), $pH=1$. (6) Остаточные формы определялись как разность между валовым содержанием и количеством извлеченных форм металлов. ТМ в вытяжках анализировались в ресурсном центре СПбГУ «Методы анализа состава вещества» методом ИСП АЭС. Валовое содержание с полным кислотным вскрытием образцов определялось в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского методом ИСП МС.

Учитывая неоднозначность метода фазового анализа (Химический анализ..., 2016), в данной работе оценка проводилась исходя из подвижности форм металлов, имеющих важнейшее значение при геоэкологических исследований. За основу была принята классификация А.Е. Янина (2018): первые две вытяжки (сорбционно-карбонатная) в представленной выше методике рассматриваются как высоко подвижные; третья и четвертая – потенциально подвижные; пятая – относительно устойчивые; силикатные формы относятся к устойчивым.

Валовое содержание металлов в изученных осадках отражает высокий уровень загрязнения рек и промышленную специализацию предприятий, расположенных на их берегах (табл. 1). В нижнем течении р. Черная Речка (станция пробоотбора 713), где поднята колонка донных осадков, расположен Завод художественных красок, который является источником сточных вод, содержащих Cr, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cd. Вблизи находился Абразивный завод им. Ильича, промышленная площадка которого недавно была ликвидирована. В нижнем течении р. Карповки (станция 617) расположено предприятие по выпуску щелочных Ni-Cd батарей.

По сути, перечисленные производства определили геохимическую специализацию донных осадков на участках отбора проб. Этот вывод можно проиллюстрировать рядами снижения кларка концентрации (K_k – отношение максимального содержания в разрезе осадков к фону). В р. Черная Речка ряд металлов ($K_k > 2$) представляет последовательность: $Cd (303) > Pb (97,6) > Ni (25,9) > Cr (23,3) > Cu (22,0) > Zn (16,3) > Co (7,6)$; в р. Карповка – $Cd (387) > Ni (84,0) > Pb (19,1) > Zn (16,0) > Cu (10,2) > Cr (5,4) > Co (2,1)$. Таким образом, в Карповке осадки имеют Cd-Ni специализацию, в Черной Речке спектр элементов-индикаторов представительнее (Cd-Pb-Ni-Cr-Cu), что связано с широким использованием соединений металлов в производстве художественных красок. Период накопления поднятых осадков составляет ориентировочно 70 лет (с начала 50-х годов прошлого века), т.е. скорость осадконакопления до уплотнения в среднем составила 0,5-1,0 см/год (Опекунов и др., 2014). Для всех установленных металлов-индикаторов отмечается уменьшение содержания вверх по разрезу осадков, что обусловлено общим экономическим спадом в середине 90-х годов и проведением водоохранных мероприятий в последние десятилетия, следствием чего стало снижение объемов сброса сточных вод. Исключением является Pb, распределение которого в толще отложений не имеет выраженной закономерности.

Таблица 1. Содержание металлов (мг/кг) в разрезе осадков рек Черная Речка и Карповка

ТМ	Р. Черная Речка			Р. Карповка			Фон*
	713 (16-20)	713 (32-36)	713 (57-61)	617 (6-9)	617 (15-18)	617 (33-36)	
Ba	776	1010	969	688	992	1020	628
Cd	12,9	81,7	115	32,9	122	147	0,38
Co	8,93	21,5	44	6,82	9,63	12,2	5,78
Cr	474	530	724	50,9	167	163	31,1
Cu	184	347	437	85,6	202	197	19,9
Fe	22820	34160	23240	17360	29960	26040	17500
Mn	341	434	395	232	387	411	325
Ni	42,5	112	287	225	932	862	11,1
Pb	1660	278	238	162	324	266	17,0
Sr	170	184	186	180	205	197	198
Zn	395	925	1030	279	957	1010	63,3

Примечание. * В качестве фона принято содержание металлов в алевритовых илах в верхнем течении р. Нева, к бассейну которой относятся изученные водотоки (Опекунов и др., 2021)

Из изученных элементов только Ba и Sr в основном (от 90 до 96%) находятся в составе минералов, т.е. очень устойчивы к миграции. Для остальных металлов отмечается вариабельность форм нахождения в осадках (табл. 2). Наиболее высокую подвижность проявляют Cd и Zn. Для них ведущее значение имеют высоко подвижные и потенциально подвижные формы: сорбционно-карбонатная и органические. На силикатные формы приходится около 40% общего количества этих металлов. По соотношению изученных форм к Cd и Zn близок Ni, однако устойчивость к миграции у него выше. Cu и Cr находятся преимущественно в составе органоми-

неральных комплексов и в силикатной форме. Необходимо отметить очень низкую долю высоко подвижных форм у Cu, Pb, Cr и Fe. При этом Co, Fe, Mn и Pb в основном (более 50%) закреплены в кристаллических решетках минералов (силикатная форма). По результатам микроскопического анализа проб донных осадков часть содержащихся в них Fe, Mn, Cr, Ni, Pb представлены самородными металлами (Fe, Pb) и агрегатами комплексного состава (Fe, Pb, Zn, Cu) (Опекунов и др., 2021). Вероятно, при экстрагировании они остаются в твердой фазе и ассоциируются с силикатной формой, хотя относятся к вторичным техногенным минеральным образованиям.

Таблица 2. Относительное содержание (в %) форм металлов в донных отложениях рек

ТМ	713 (16-20)				713 (32-36)				713 (57-61)			
	1*	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Cd	28,0	26,8	1,4	43,7	43,0	17,1	2,1	37,7	15,2	50,1	2,5	32,2
Co	0,4	23,9	2,6	73,0	23,7	13,4	3,2	59,7	29,2	24,2	1,8	44,7
Cr	0,4	56,4	3,0	40,2	1,4	58,8	6,0	33,8	1,1	66,9	3,5	28,5
Cu	3,9	36,6	2,5	57,0	7,7	64,4	5,9	22,0	5,0	57,3	4,5	33,2
Fe	0,1	18,6	4,7	76,6	0,3	19,0	12,4	68,3	0,2	22,1	7,0	70,7
Mn	7,2	19,0	2,1	71,7	26,7	9,0	2,6	61,7	22,0	15,7	2,1	60,2
Ni	5,7	23,7	4,5	66,1	22,3	18,1	4,0	55,6	29,6	25,2	1,8	43,3
Pb	3,4	19,4	19,9	57,4	1,9	13,6	22,3	62,2	2,4	16,7	21,2	59,6
Zn	17,9	33,8	2,1	46,2	42,4	18,6	2,5	36,5	39,3	26,2	1,5	33,0
	617 (6-9)				617 (15-18)				617 (33-36)			
Cd	41,6	16,7	1,0	40,8	38,4	18,6	2,0	40,9	41,0	16,6	1,1	41,2
Co	3,7	23,7	3,8	68,9	3,1	18,2	5,6	73,1	3,8	21,9	5,3	69,1
Cr	1,6	43,3	2,1	53,0	1,2	49,6	3,3	45,9	0,8	47,1	2,3	49,8
Cu	5,0	30,6	6,7	57,8	2,3	46,3	9,2	42,3	1,3	44,8	6,0	47,9
Fe	0,1	18,6	2,6	78,6	0,1	17,4	5,0	77,4	0,2	15,9	3,0	81,0

Mn	6,5	13,4	2,0	78,1	23,0	12,3	3,2	61,5	3,6	27,5	3,8	65,1
Ni	14,6	30,2	7,5	47,7	26,7	25,1	8,8	39,4	16,2	29,5	13,3	40,9
Pb	6,0	21,6	12,1	60,3	4,1	19,5	20,8	55,5	4,0	21,4	16,2	58,5
Zn	30,0	25,2	4,1	40,7	36,8	22,7	3,8	36,7	31,6	27,9	3,4	37,1

Примечание. 1 – высоко подвижные формы; 2 – потенциально подвижные; 3 – относительно устойчивые; 4 – устойчивые.

Ориентировочно величину подвижности можно рассчитать, используя процентное содержание подвижных форм металлов, входящих в первые три группы (табл. 2). При этом остаточная форма не учитывается. Для расчета применена формула:

$$P = \sum n \cdot k,$$

где n – процентное содержание металла в одной из выделенных по подвижности групп;

k – коэффициент подвижности: 4 – высоко подвижные формы, 3 – потенциально подвижные, 1 – относительно устойчивые.

Расчеты показали, что в целом ряд подвижности металлов представлен следующей последовательностью: Cd~Zn>Cr>Cu~Ni>Mn~Co>Pb>Fe>Sr>Ba. В изученных водотоках наибольшая подвижность присуща выявленным элементам-индикаторам: в р. Черная Речка наиболее подвижны Co, Cr, Cu, Mn, Fe, в р. Карповке – Ni. Кадмий, как индикатор загрязнения обеих рек, имеет практически одинаковые значения величины P.

Наиболее существенные различия в поведении и трансформации форм металлов изученных рек отмечаются по разрезу. Как указывалось выше, в донных осадках обоих водотоков наблюдается увеличение валового содержания металлов вниз по разрезу. В Карповке соотношение изученных форм металлов сохраняется стабильным в течение всего времени техногенного осадконакопления, и доля остаточных форм остается постоянной. В Черной Речке наблюдается заметное повышение процентного содержания устойчивых форм вверх по разрезу отложений, что соответствует снижению техногенного воздействия в последние десятилетия. В поверхностном слое осадков для большинства металлов преобладает силикатная форма. В средней части разреза высока доля поверхностно-сорбированных металлов. В нижней части колонки доля обменных форм снижается за счет роста фаз в составе органоминеральных комплексов. Однако, как отмечалось выше, это могут быть также сульфиды и сульфаты металлов. Действительно, по результатам микроскопического анализа в нижней части разреза осадков отмечается

фрамбоидальный пирит, галенит, дендритоподобные образования сульфатов кадмия. Вероятно, это обусловлено раннедиагенетическими процессами преобразования вещества в условиях техноседиментогенеза.

Литература

1. Даувальтер В.А., Слуковский З.И., Денисов Д.Б., Черепанов А.А. Особенности химического состава воды городских озер Мурманска // Вестн. С.-Петербурга. ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66, вып. 2. С. 253–266.
2. Омара Р., Чарыкова М.В., Волина О.В., Фокина Е.Л. Подвижные формы Zn, Pb и Cd в почвах и техногенных отложениях района месторождения Шаабет-эль-Хамра, Алжир // Записки Российского минералогического общества 2020, Ч. CXLIX, № 3, С. 142–157.
3. Опекунов А.Ю., Холмянский М.А., Куриленко В.В. Введение в экогеологию шельфа. Учебн. пособ. СПб, Изд-во С-Петербургского университета, 2000. 176 с.
4. Опекунов А.Ю., Митрофанова Е.С., Шейнерман Н.А. Особенности техногенного осадконакопления в водотоках центральной части Санкт-Петербурга // Биосфера, т. 6, № 3, 2014. С. 250-256.
5. Опекунов А.Ю., Янсон С.Ю., Опекунова М.Г., Кукушкин С.Ю. Минеральные фазы металлов в техногенных осадках рек Санкт-Петербурга при экстремальном загрязнении // Вестн. С.-Петербурга. ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66, вып. 2. С. 267–288.
6. Химический анализ в геологии и геохимии / Науч. ред. Г.Н. Аношин. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2016. 622 с.
7. Янин Е.П. Техногенные речные илы (условия формирования, вещественный состав, геохимические особенности) М.: АРСО, 2018. 415 с.
8. Lynch, S. F. L., Batty, L. C. and Byrne, P. (2014). Environmental Risk of Metal Mining Contaminated River Bank Sediment at Redox-Transitional Zones. Minerals, 4, 52–73

БИОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР)

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, podobina@ggf.tsu.ru

Находки родственных видов, составляющих комплексы фораминифер, а также сходство литологии вмещающих пород из разрезов апта, альба, сеномана и в некоторой мере турона Западной Сибири дали возможность установить средний отдел меловой системы. Эти комплексы фораминифер впервые обнаружены в разрезах скважин Самотлорской, Ван-Еганской, Южно-Русской, Парусовой, Вынгапуровской, Северной и ряда площадей п-ва Ямал северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции. Они объединены в единую ассоциацию таксонов. Вмещающие породы викуловского, ханты-мансийского, уватского и кузнецовского горизонтов, соответствующих указанным ярусам, сходных терригенных аргиллит-алевролит-песчаных вмещающих пород, объединены в покурский надгоризонт.

Некоторые общие виды, подвиды и викарианты известны в комплексах фораминифер в соответствующих по возрасту формациях Канадской провинции. Западносибирская и Канадская провинции относятся к Арктической палеобиогеографической области.

Ключевые слова: биостратиграфия, средний мел, фораминиферы, Западносибирская провинция

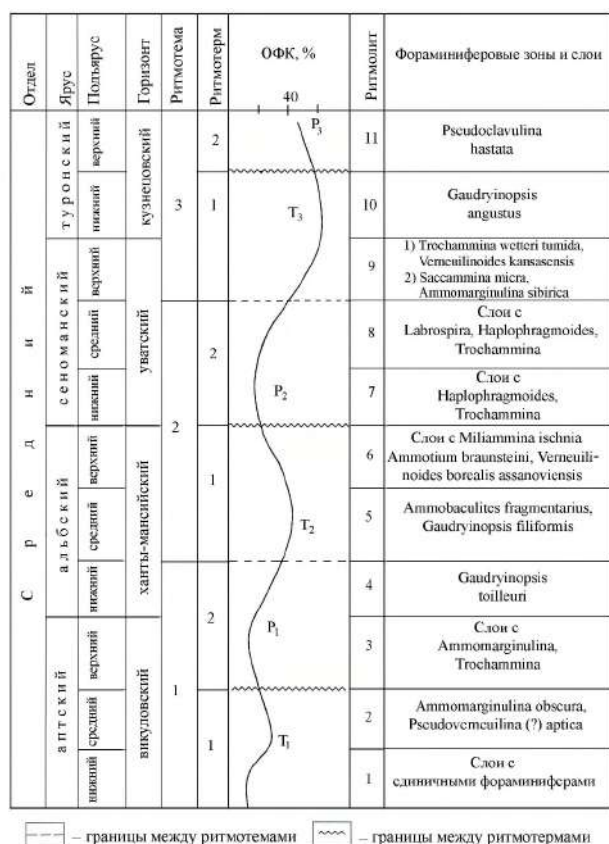
The similar foraminiferal taxons and litology content from Aptian, Albien, Cenomanian and Turonian have given opportunity to established the Middle Cretaceous. The first time these foraminiferal assemblages have discovered in the wall sections of Samotlor, Van-Egan, South-Russkaya, Parusovaya, Vyngapurovskaya and areas of Yamal Peninsula of northern paleobiogeographical district of West Siberian province. The content rocks of Viculian, Chanty-Mansiskian, Uvatskian and Kusnetsovskian Horizons corresponding to these stages consist of terrigenous argillite-alevrolite-silt. These rocks have been united in Pucurian overhorizon.

Some species, subspecies and vicariants in foraminiferal assemblages have known in corresponding of the same age formations with Foraminifera of Canadian province. West Siberian and Canadian provinces offered to Arctic paleobiogeographical realm.

Keywords: Biostratigraphy, Middle Cretaceous, Foraminifera, West Siberian province

В северном палеобиогеографическом районе Западносибирской провинции впервые установлены морские фации среднего мела (апт, альб, сеноман, турон). Туронские морские фации, входящие в состав среднего мела, распространены в пределах всей территории данной провинции. Фации среднего мела вмещают в основном кварцево-кремнистые, местами единичные секреционно-известковые фораминиферы. В этом районе обнаружены аптские, альбские и сеноманские комплексы, а туронские известны ранее (Подобина, 2012 а, б, в, 2013 а, б, 2016, 2017 а, б, 2018 а; Podobina, 2012, 2015). Аптские комплексы автором исследованы здесь впервые. Обнаружены они в разрезах скважин Южно-Русской и ряда площадей п-ва Ямал. Южная граница распространения аптской трансгрессии проведена по широте Южно-Русской площади. Альбские комплексы фораминифер впервые обнаружены в Зауралье, где морской бассейн, образованный бореальной трансгрессией, был относительно более глубоким в течение почти всего века. З.И. Булатова (1976) в Зауралье установила систематический состав четырех различных комплексов фораминифер трех подъярусов альба. Южная граница альбской трансгрессии в северном районе соответствует широтному течению р.р. Оби, Ваха, где в 10 разрезах скважин Самотлор-

ской и одном разрезе Северной площадей обнаружены средне- и позднеальбские комплексы фораминифер (Подобина, 2013 б, 2017 б, 2018 б; Podobina, 2015). Четыре альбских комплекса фораминифер (1 – нижний, 2 – средний и два – позднеальбских) удалось исследовать северо-восточнее, в разрезах скважин Южно-Русской площади. Видимо, только до широты этой площади достигла раннеальбская трансгрессия в отличие от средне- и позднеальбской, распространившихся до Самотлора и Северной площадей (р. Вах). В разрезах ряда площадей п-ва Ямал (площади: Малыгинская, Западно-Тамбейская, Северо-Тамбейская, Тасийская и др.) известны альбские комплексы фораминифер, которые исследованы автором с уточнением видов-индексов для каждого из подъярусов, с описанием наиболее характерных таксонов. Сеноманские морские фации с комплексами фораминифер впервые были обнаружены автором в северном районе в разрезах скважин Пурпейской и Тазовской площадей (Подобина, Таначева, 1967). При изучении разрезов Ван-Еганской площади в морских фациях обнаружены два позднесеноманских комплекса фораминифер с уточненными их видами-индексами (Подобина, 2012 а, б). Здесь найдены единичные условно ранне- и среднесеноманские фораминиферы в нижних и средних слоях уватского



горизонта. Южная граница распространения сеноманской трансгрессии проведена по широте расположения Ван-Еганской площади. Единичные фораминиферы известны по всему разрезу уватского горизонта в сеномане Зауралья (Булатова, Войцель и др., 1957). На юго-востоке (шестой палеобиогеографический район; Подобина, 2021; Podobina, 1995) обнаружены морские фации сеномана, включающие характерные виды этого века. Поэтому можно сделать вывод о Приенисейском заливе сеноманской трансгрессии, так как в центральном и южном районах распространены континентальные фации (Подобина, 2013 а, 2016, 2018 а).

Туронский ярус, отложения которого соответствуют кузнецовскому горизонту, характеризуется повсеместным распространением морских фаций с двумя комплексами фораминифер: Gaudryinopsis filiformis (нижний) и Pseudoclavulina hastata (верхний). В мелководных фациях окраинных районов наряду с преобладающими агглютинированными кварцево-кремнистыми фораминиферами появляются единичные секреционно-известковые формы. Туронские комплексы и биостратиграфия этого яруса известны по семи монографиям и многочисленным статьям автора. В последние годы в северном районе исследованы туронские комплексы фораминифер в разрезах скважин Ван-Еганской, Южно-Русской, Парусовой, Вынгапуровской и в ряде скважин площадей п-ва Ямал.

Вмещающие породы – викуловский, ханты-мансийский, уватский, кузнецовский горизонты по сходству литологии объединены в покурский надгоризонт. Кузнецовские темно-серые глины или аргиллиты имеют

сходство с породами верхних слоев уватского горизонта и поэтому с учетом сходства таксонов фораминифер присоединены к нижележащим отложениям.

Комплексы фораминифер всех ярусов среднего мела Западно-Сибирской провинции по систематическому составу имеют сходство с одновозрастными Канадской провинции (Подобина, 2018 а; Tappan, 1962; Wall, 1967), относящихся к Арктической палеобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса.

Значительные изменения в систематическом и количественном составе рассматриваемых комплексов фораминифер указывают на изменение гидрологического режима бассейнов в период накопления осадков, объединенных в указанные на рис. горизонты.

Литература

1. Булатова З.И., Войцель З.А. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 75–84, палеонт. табл. 8–12.
2. Булатова З.И. Стратиграфия апт-альбских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам. М.: Недра, 1976. 152 с., 21 палеонт. табл.
3. Подобина В.М. Новые сведения по фораминиферам и биостратиграфии верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Вестник ТГУ. 2012а. № 361. С. 182–187, 3 палеонт. табл.
4. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Вестник ТГУ. 2012б. № 362. С. 189–193, 3 палеонт. табл.
5. Подобина В.М. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам турона Западной Сибири // Вестник ТГУ. 2012в. № 364. С. 181–184, 4 палеонт. табл.
6. Подобина В.М. Палеозоогеографическое районирование Западной Сибири в позднем сеномане (по данным фораминифер) // Вестник ТГУ. 2013а. № 371. С. 189–196, 5 палеонт. табл.
7. Подобина В.М. Биостратиграфия альба Саяно-Туркестанской площади Западной Сибири (по данным фораминифер) // Вестник ТГУ. 2013б. № 374. С. 188–198, 4 палеонт. табл.
8. Подобина В.М. Палеозоогеография и фораминиферы позднего сеномана Западной Сибири // Геосферные исследования. Журнал ТГУ. 2016. № 1. С. 16–23.
9. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия апта северного палеобиогеографического района Западной Сибири // Геосферные исследования. Журнал ТГУ. 2017а. № 3. С. 61–72, 8 рис.
10. Подобина В.М. Новые сведения по биостратиграфии альба северного палеобиогеографического района Западной Сибири (по данным фораминифер) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017б. № 4. С. 3–10, 5 рис.

11. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. Томск: Издательский Дом ТГУ, 2018а. 137 с., 36 фиг., 25 палеонтол. табл.
12. Подобина В.М. Комплексы фораминифер и биостратиграфия альба Западной Сибири (п-ов Ямал) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018б. № 1 (33). С. 24–31, 6 рис.
13. Подобина В.М. Палеобиогеографическое районирование средне- и позднемиловых бассейнов Западной Сибири и других акваторий северного полушария (по данным изучения фораминифер). Томск: Издательский Дом ТГУ, 2021. 183 с., 40 фиг.
14. Подобина В.М., Таначева М.И. Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: ТГУ, 1967. Вып. 2. С. 89–99.
15. Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ., 1995. No 3. P. 233–247, 5 figs.
16. Podobina V.M. Recent data on the Upper Cenomanian foraminifera and biostratigraphy of the northern district of Western Siberia // Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication. 2012. 18. P. 77–79.
17. Podobina V.M. New data on middle and late Albian foraminifera and biostratigraphy of the northern palaeobiogeographical district of Western Siberia // Geologos. 2015. Vol. 21, № 1. P. 71–78, 4 pls.
18. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236. P. 91–209, pls. 29–58.
19. Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 pls.

УДК 930.1; 902/904

ВЛИЯНИЕ КОСМОГЕННОГО ТИХООКЕАНСКОГО МЕГАЦУНАМИ, ПРОИЗОШЕДШЕГО ОКОЛО 68000 ЛЕТ НАЗАД, НА ИЗМЕНЕНИЕ ИСТОРИИ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА ПУТЁМ ФОРМИРОВАНИЯ НОВОГО ПЕНДЖАБСКОГО ЭПИЦЕНТРА РАЗВИТИЯ, ВОЗНИКШЕГО НА ОСНОВЕ СОАНСКОЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ КУЛЬТУРЫ

Б.И. Попов

Академия ДНК-генеалогии, Москва, Россия, bipopof@mail.ru

На основе изучения поверхности Земли из космоса сделан вывод о возникновении в прошлом мегацунами, когда фактически погибло всё человечество. Его история началась заново. Произошло это в Пенджабе. Один из его жителей стал предком почти всего мужского населения планеты. Его потомки расселились по всем континентам. Доказательство строится на основе анализа происхождения тех Y-хромосомных семей, которые возникли примерно 68000 лет назад и позднее.

Ключевые слова: мегацунами, *Homo sapiens*, Пенджаб, Соанская культура, Y-хромосомная семья

Based on the study of the Earth's surface from space, a conclusion was made about the emergence of megatsunami in the past, when in fact all of humanity died. His story began anew. It happened in Punjab. One of its inhabitants became the forefather of almost the entire male population of the planet. His descendants spread across all continents. The evidence is based on an analysis of the origins of those Y chromosome families that arose approximately 68,000 years ago and later.

Keywords: megatsunami, *Homo sapiens*, Punjab, Soan's culture, Y-chromosomal family

Если внимательно исследовать поверхность нашей планеты с помощью фотографий, сделанных из космоса, то можно обнаружить очень интересные факты. Например, в Австралии в пустыне Симпсона на протяжении 500 км наблюдается дюнная поверхность с однообразной гигантской рябью с длиной волны около 300 м и высотой до 20 м. Если исходить из этих параметров и направления дюн, то все они могли быть образованы одновременно не ветрами, а каким-то мощным

водным потоком, например, неким мегацунами, которое двигалось со стороны Тихого океана и когда-то пересекло всю поверхность Австралии с северо-востока на юго-запад.

Если исследовать пустыню Гоби в Азии, то здесь можно наблюдать подобную дюнную поверхность с гигантской рябью, имеющей длину волны около 3,4 км. В Монголии длина волны уменьшается до 1,5 км, а в районе Памира и Гималаев – до 700 м. Следова-

тельно, эта рябь тоже могла быть вызвана каким-то уникальным водным потоком, который направлялся с огромной скоростью со стороны Тихого океана, то есть с юго-востока на северо-запад и через пустыни Гоби и Такла-Макан без помех достиг самых высоких гор планеты. При этом в Тибете на высоте 4718 м от уровня океана он оставил после себя самое высокогорное солёное озеро планеты – Намцо. Значит, даже в Тибете высота океанской волны мегацунами могла быть выше, чем 4718 м.

Если исследовать поверхность Южной и Северной Америки, то здесь можно найти аналогичные следы, оставленные какими-то мощными водными потоками, которые тоже двигались с огромной скоростью со стороны Тихого океана, но уже в противоположном направлении, то есть с запада на восток. Например, в пустыне Хила в Северной Америке можно наблюдать дюнную рябь с длиной волны до 4 км и высотой дюн около 150 м. Следы суперпотока на плато в Аризоне возле Ред Меса чётко показывают направление водного потока, двигавшего со стороны Тихого океана. Следовательно, мегацунами, стремясь с юго-запада на северо-восток, переклестнуло даже такие горы, как Кордильеры. Значит, высота волны этого мегацунами могла достигать здесь тоже несколько километров.

В пустыне на севере Аргентины можно наблюдать дюнную рябь с длиной волны более 4 км. Направление ряби показывает, что водные потоки, двигались со стороны Тихого океана и перемахнули даже через Анды.

Гигантскую дюнную рябь можно наблюдать и в Южной Африке в пустыне Намиб на площади около 100000 км². Здесь средняя длина волны ряби составляет около 2,2 км при средней высоте дюн 150 м. Дистальные склоны дюн смотрят на восток, следовательно, мегацунами могло прийти сюда только со стороны Атлантического океана.

Здесь же в Африке два мегацунами, двигающиеся с разных сторон вокруг земного шара, могли встретиться, образовать гигантские турбулентные водовороты и пробурить в толще земли исполинские глубокие котлы – вихревые. Таковые как раз наблюдаются, например, на севере Африки в Мавритании. Их размеры достигают диаметра до 40 км и глубины до 100 м.

В итоге все гигантские ряби пустынь Земли показывают, где примерно мог находиться эпицентр возникновения мегацунами – в акватории Тихого океана к востоку от Австралии. Возможно, между островом Уэйк и атоллom Джонстон или к востоку островов Такелау. Здесь сквозь толщу океана можно наблюдать кольцевые образования диаметром около 150 км.

Мегацунами высотой в несколько километров могло быть образовано только при падении в акваторию Тихого океана крупного астероида. При падении он мог вызвать не только мегацунами, но также деформировать дно океана, например, образовать Мариинскую впадину и вызвать грандиозное вулканическое извержение в какой-то точке по направлению движения астероида.

Скорее всего, именно это и привело к катастрофическому извержению вулкана Тоба, расположенному на острове Суматра в Индонезии. Оно произошло примерно 77000–69000 л.н. При этом излилось более 2800 км³ магмы, а суммарные отложения вулканического пепла составили порядка 800 км³. Палеоклиматологи не случайно отметили резкое ухудшение климатических условий примерно в эти же годы, то есть 71000–57000 л.н. Тогда резко увеличилось количество пыли в атмосфере, возросла масса ледников и понизилась температура. В некоторых районах Индии слой вулканического пепла достигал 6-ти метровой толщины.

Большая часть животного мира и человечества при этом, конечно, погибла. Жизнь могли сохранить в основном лишь те жители Земли, которые в это время находились где-то в высокогорье, например, в районе Гималаев. Тогда в этом регионе в Центральной Индии на территории штата Джаркханд возле Гималаев в долине реки Сон у местонахождения Джаба жило какое-то очень небольшое племя. Его жизнь оставалась неизменной в период 79600–65200 л.н. На севере Пакистана на территории Пенджаба в бассейне реки Соан, то есть тоже в районе Гималаев жили племена так называемой Соанской археологической культуры.

Согласно информации археологов, как раз в указанное время, примерно 60000 л.н. у берегов реки Соан произошли существенные качественные изменения: завершился «Поздний (финальный) Соан» и начался «Пережиточный Соан». Как утверждают археологи, первые *Homo sapiens* появились у реки Соан ближе к 68000 л.н., то есть перед мегацунами. Примерно 60000 л.н., то есть уже после мегацунами соанские традиции обработки камня появляются к северу в Таджикистане, к востоку в Кашмире, к югу в Индии и на острове Цейлон. Поэтому по данным археологов получается, что эпицентр нового витка развития человечества действительно мог находиться в Пенджабе.

Эту информацию археологов можно соотнести с информацией генетиков. Как утверждают генетики, скорость возникновения мутаций Y-хромосом определяется прежде всего передвижением человека в пространстве и сменой условий его проживания. Если род или племя довольно долго проживают на одном и том же месте, то мутации происходят медленнее. Если же род или племя совершают длительные и дальние переходы, то мутации могут происходить быстрее.

Если посмотреть на генеалогическое древо мутаций мужских Y-хромосом, составленное компанией YFull, то у человека, который относился к Y-хромосомному семейству A>A0-T>A1>A1b>BT>CT, примерно 68500 л.н. появились потомки, имеющие мутации DE и CF. Затем примерно 65900 л.н. в младшем семействе CF появились обладатели мутаций C и F, а в младшем семействе DE примерно 65200 л.н. появились обладатели мутаций D и E. Итого к моменту мегацунами возникли четыре Y-хромосомные семейства: C, D, E, F. Что же происходило с этими семействами после страшного мегацунами?

Как показывает генеалогическое древо компании YFull, в семействе С прошло около 65900-48800=17100 лет и только тогда практически одновременно появились мутации С*, F3393 и M217. В семействе D прошло около 65200-46500=18700 лет и только тогда возникли следующие мутации D* и CTS11577. В семействе E прошло около 65200-52300=12900 лет и только тогда возникли следующие мутации E*, M75 и M5479. В семействе F прошло около 65900-48800=17100 лет и только тогда практически одновременно появились обладатели целого ряда новых мутаций: F*, F1, F3, Y27277, GHIJK – 48800 л.н.; потом HIJK – 48500 л.н.; IJK – тоже 48500 л.н. и K – 47200 л.н.

Эти расчёты показывают, что все четыре семейства, которые пережили мегацунами, долгие годы проходили так называемое «бутылочное горлышко», то есть еле-еле сводили концы с концами, примерно 12900-18700 лет жили на одном и том же месте, медленно восстанавливали свою численность и лишь потом стали расходиться в разные стороны. Первыми это могли сделать члены семейства E, затем восстановились члены семейств С и F, а самыми последними этого достигли члены семейства D.

Где же с точки зрения генетики могло находиться это место, в котором тысячелетия проживали выше названные семейства?

Потомки, относящиеся к семейству С, в настоящее время проживают в основном в таких странах, как: Пакистан, Индия, Бангладеш, Китай (Шанси, Ляонин), Корея, Япония, Индонезия, Папуа-Новая Гвинея, Австралия, Новая Зеландия и даже Эквадор.

Потомки, относящиеся к семейству D, имеют подавляющее распространение в Тибете, Китае, Монголии, Юго-Восточной Азии, на Филиппинах, в Японии среди айнов. При этом место наибольшей концентрации членов семьи D – Гималаи.

Потомки, относящиеся к семейству E, проживают сегодня в таких странах, как: Аравия, ОАЭ, Йемен, Эфиопия, Кения, Южный Судан, Нигерия, Конго, Сьерра-Леоне, Гамбия, а также Ливан, Швейцария и Франция.

Потомки, относящиеся к семейству F, разделились, было как показано выше, на младшие молекулярные семьи: F*, F1, F3, F-Y27277 и GHIJK. При этом члены семьи F* найдены на территории Китая. Где живут сегодня члены семей F1 и F3, пока неизвестно. Члены семьи F-Y27277 в настоящее время проживают на территории Китая и Вьетнама.

Что касается семьи GHIJK, то она разделилась со временем на младшие семьи: G, H, I, J и K. При этом предок последней семьи K, как было уже научно доказано, мог жить в Пенджабе среди племён Соанской археологической культуры (Пережиточный Соан). Следовательно, его предки по прямой мужской линии, относящиеся к старшим семьям IJK, HIJK, GHIJK, F и CF, могли также проживать среди племён этой же культуры.

В итоге получается, что первопредки всех ранее перечисленных У-хромосомных семейств: С, F, F1, F2, F-Y27277, GHIJK, G, HIJK, H, IJK, IJ, I, J и K могли

появиться, скорее всего, именно в Пенджабе. А вот их потомки со временем разбрелись по всем материкам планеты и превратились в европеоидов, монголоидов, негроидов, индейцев Америки. Их общее количество составляет ныне несколько миллиардов человек, хотя все они являются потомками одного человека – первопредка рода CF. Так члены молекулярной семьи G сегодня проживают от Китая до Британии.

Члены молекулярной семьи H сегодня проживают от Армении до Ирландии и от Пакистана до Аравии и Ливана. При этом основная масса членов этой семьи сосредоточена в районе Пенджаба или южнее – в Индии, Непале, Бангладеш и Шри Ланка.

Молекулярная семья I возникла примерно 42900 л.н. Одни её младшие члены в настоящее время проживают в Швеции, другие – в таких странах, как: Финляндия, Польша, Германия, опять Швеция, Голландия, Франция и Британия. Третьи – опять же в таких странах, как: Финляндия, Швеция, Германия, Швейцария, Франция, Андорра, Испания, Португалия, Ирландия, Британия, а также Россия (Пермский край, Ярославская область) и Китай.

Молекулярная семья I2 возникла примерно 27500 л.н. При этом одни её младшие члены проживают сегодня от Аравии до Британии. Члены второй младшей семьи проживают сегодня в таких странах, как: Иран, Ирак, Болгария, Чехия, Польша, Германия, Италия, Франция, Испания, Португалия, Ирландия и Британия.

Молекулярная семья J возникла примерно 42900 л.н. Её младшие семьи J1 и J2 возникли примерно 31600 л.н. Семья J1 разделилась на две более младшие семьи Y6305 и Z2215. При этом члены первой семьи проживают в настоящее время в таких странах, как: Йемен, Турция, Финляндия и Колумбия. Члены второй семьи проживают сегодня в таких странах, как: Пакистан, Индия, Ирак, Кувейт, Сирия, Ливан, Аравия, Армения, Азербайджан, Россия (Чечня, Кабардино-Балкария, Краснодарский край, Татарстан), Ливия, Словакия, Сербия, Италия, Испания, Ирландия, Британия и некоторые другие страны, в том числе опять Колумбия.

Молекулярная семья J2 возникла примерно 31600 л.н. Около 26800 л.н. семья J2 разделилась на две младшие семьи M102 и M410. При этом члены семьи M102 проживают сегодня от Бангладеш до Шотландии. Члены второй семьи проживают сегодня от Бангладеш до Британии и Швеции. Есть они также в Китае, России на Камчатке и Венесуэла. Вот так разбрелись потомки четырёх человек, которые относились к семействам С, D, E, F, и пережили мегацунами в Пенджабе.

Родоначальники более старших У-хромосомных семейств: A00, A-OT, A0, A1, A1a, A1b, A1b1, BT, B и CT, начали появляться на планете задолго до мегацунами. Очевидно, что отдельные предки непосредственных членов именно этих семейств во время мегацунами всё-таки тоже сумели где-то спастись, но не в Гималаях, а в каких-то иных местах. Однако их доля составляет сегодня на планете лишь незначительную часть,

то есть не более 10% от общего количества населения планеты. Следовательно, им после мегацунами пришлось владеть жалкое существование и прожить ещё более тяжёлые времена.

При этом на основании многочисленных фактов можно доказать, что общий предок этих самых старших семейств, а, значит, общий предок и всех более

младших семейств, то есть общий предок всех ныне живущих мужчин Земли мог появиться на планете примерно 275000 л.н. и жить на территории Африки в Камеруне. Где-то здесь в горных пещерах и смогли спастись отдельные его потомки, относящиеся к выше перечисленным старшим семействам, но их было гораздо меньше, чем у реки Соан возле Гималаев.

УДК 551.734

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ СЛЕДОВ ИЛОЕДОВ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРАЖСКОГО И ЭМССКОГО ЯРУСОВ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ, КАК КЛЮЧ К РАСШИФРОВКЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ ДЕВОНЕ (ШИРИНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

С.А. Родыгин¹, К.М. Седаева²

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, rodygin@ggf.tsu.ru

²Московский государственный университет, Москва, Россия, sedaeva-mgu@mail.ru

Отложения нижнего девона широко распространены на территории Минусинской структурно-фациальной зоны. Начало рифтогенно-депрессийного этапа ознаменовалось наземным вулканизмом, который проявился в пределах современных Минусинских впадин с разной интенсивностью. Это привело к формированию фациально изменчивой вулканогенно-осадочной толщи в пределах многочисленных структурно-фациальных подзон с различным строением разреза и, как следствие, к выделению большого количества свит в нижнедевонском стратиграфическом интервале. В рассматриваемом нами районе (рис. 1), на Матарак-Шунетском участке учебно-геологического полигона Томского государственного университета (ТГУ), где современной эрозией также вскрыты эффузивные и эффузивно-осадочные образования нижнего девона (D₁), эта толща стратиграфически приурочена к матаракской и шунетской свитам (Краснов, Ратанов, 1974; Геология..., 2007). В них отмечаются редкие пачки и пласты ритмитов – неравномерного ритмичного чередования (переслаивания флишеоидного типа) песчаников, алевролитов и отчасти аргиллитов, реже биоморфных строматолитовых известняков.

Матаракская свита была выделена Н.А. Беляковым и В.С. Мелешенко в 1953 г. в разрезе у оз. Матарак (Мелешенко, 1953). Она подразделяется на две подсвиты: нижне- и верхнематаракскую. Мощность матаракской свиты колеблется в широких пределах от 250 до 900 м. В недавно принятой региональной стратиграфической схеме восточной части Алтае-Саянской области (Краснов и др., 2018) матаракская свита коррелируется с саглинским горизонтом и укладывается в интервал пражского и нижней половины эмского ярусов. Граница между пражским и эмским ярусами размещена в нижней части верхнематаракской подсвиты.



Рис. 1. Обзорная карта района исследований

Стратотипический разрез матаракской свиты начинается южнее озера Матарак с вулкаников (базальты, трахибазальты, трахиандезиты и др.), туфов и редких прослоев осадочных (терригенно-обломочных и отчасти карбонатных) пород нижнематаракской подсвиты. Мощность подсвиты здесь до 300 м. Она трансгрессивно залегает на кембрийских отложениях и севернее озера Матарак согласно перекрывается верхнематаракской подсвитой, которая сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами с пластовыми телами базальтов и андезибазальтов, а также туфобрекчиями и туфами. Вершину г. Шунет венчает мощный горизонт гравийных туфов и лахаровых брекчий.

Мощность верхнематаракской свиты в этом разрезе достигает 400 м. В западном борту котловины озера Шунет матаракская свита согласно перекрывается шунетской. Среди отложений обеих подсвит матаракской свиты отмечаются послойные тела долеритов. В песчаниках обеих подсвит встречаются остатки первых наземных растений – псилофитов (риниофитов) (Геология., 2007). Особенно много их в основании разреза верхнематаракской подсвиты среди тонкообломочных пород ритмитов – алевролитов, аргиллитов и их переходных разновидностей. Остатки эти разной степени сохранности (от плохой до хорошей). Палеонтологические их исследования показали, что «...флористические комплексы крайне однообразны, ... и они сформировались за относительно короткий отрезок времени – с позднего прагиена по ранний эмс» (Захарова, Ананьев, 1990). Кроме этого, выше по разрезу отмечаются редкие рассеянные отпечатки ракоскорпионов (эвриптерид)

и створки филлопод. В придорожной свите, возрастном аналоге верхнематаракской подсвиты, обнаружены остатки бесчелюстных – остеостраков (Геология., 2007; Родыгин, 2006; и др.). Известных на сегодняшний день ископаемых недостаточно, чтобы детально расчленить разрез и обоснованно провести границу между пражским и эмским ярусами, поэтому возраст данного интервала, учитывая приведенное выше соображение, датируется как раннепражский–позднеэмский раннего девона (D₁ p-e).

Впервые в 2019 г. в Матарак-Шунетском разрезе в верхнематаракских отложениях вместе с остатками псилофитов были обнаружены следы ходов илоедов. Текстура их ходов относительно разнообразная, в виде: 1) следов ползания – извилистые тончайшие (1–2 мм) и утолщенные (5–8 мм) валики, длиной от 1–2 до 10 см и 2) следов зарывания – одиночные и парные бугорки (рис. 2–5).



Рис. 2. Ихнитолит – биотурбированный песчаник с обилием ходов илоедов по наслоению. Песчаник крупно-среднезернистый полимиктовый, с железисто-кремнистым цементом. Обр. Ш1/2019



Рис. 3. Крупные ходы илоедов (частично отпрепарированные) в песчанике крупно-среднезернистом полимиктовом с железисто-кремнистым цементом. Обр. Ш2/2019



Рис. 4. Разноразмерные редкие ходы илоедов по наслоению в грубо-крупнозернистом песчанике полимиктовом, полилититовом, с железисто-кремнистым цементом. Обр. Ш3/2019



Рис. 5. Редкие тонкие ходы илоедов по наслоению в глинистом прослое из пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Обр. Ш5/2019

Им присуща желтоватая и/или светло-коричневая окраска, выделяющаяся на светло-сером фоне разнородных (от грубо-крупнозернистых до средне-мелкозернистых) песчаников, алевропелитов и алевролитов. Многие литологи рассматривают их как биоглифы – текстуры подошвы, и они знаменуют собой поверхности перерывов в осадконакоплении или замедления скорости седиментации. Их присутствие в разрезе указывает на стадию не накопления осадка и его переработку илоедами. Стадия переработки осадка илоедами бывает разная: от ненарушенных слоев песка и ила (нижележащих отложений) до слабо нарушенных в виде удлиненных шнурков, переплетение которых создает ихнитолитовую или биотурбитовую текстуру (Фролов, 1992, с.104) в кровле ритмита. При этом надо отметить, что вверх по разрезу постепенно возрастает интенсивность переработки осадка илоедами (через некоторые интервалы разреза). В начале (возможно, вблизи кровли нижнематаракской подсвиты?) наблюдаются единичные ходы илоедов. Далее вверх по разрезу встречаются слабо нарушенные слои с небольшим скоплением их ходов на поверхности напластования, и выше – до нарушенных слоев с относительно утолщенным хаотичным рисунком скопления следов их ползания с образованием пропластка биоэлювия толщиной до 5–10 мм. В разрезе и на площади проследить пропластки биоэлювия очень трудно из-за локальности их распространения и задернованности склона современной растительностью. Вследствие этого трудно установить стратиграфическую границу между двумя ярусами (прагиеном и эмсом) нижнего девона и, таким образом, констатировать обусловленность выделения пограничных отложений (D_1 p-e) в виде переходной базальной толщи верхнематаракской подсвиты.

Из вышесказанного следует, что в пограничных отложениях пражского и эмского ярусов нижнего девона (D_1 p-e) постепенно происходила смена режима и скорости седиментации с появлением поверхностей кратковременных перерывов в осадконакоплении в виде возникновения участков биотурбации и переработки верхней части осадка илоедами с образованием вторичной текстуры – ихнитолитовой. Вверх по разрезу интенсивность биотурбации постепенно возрастает с появлением пропластков биоэлювия – ихнитолитов, что косвенно указывает на увеличение длительности перерывов в осадконакоплении, т. е. не происходило накопление осадка, а только его деструкция (его пе-

реработка илоедами), с образованием седиментационно-элювиальных циклитов, слабо выраженных в разрезе и на площади.

Таким образом, формирование отложений на рубеже пражского и эмского веков раннего девона (D_1 p-e) было прерывисто-непрерывным. Оно происходило на фоне смены обстановок и скорости седиментации или на фоне ее отсутствия или замедления в осадконакоплении с возникновением разномасштабных по длительности проявления перерывов, что обусловило образование вторичных текстур (ихнитолитовой) и отчасти ихнитолитов или биоэлювия разной степени выраженности в разрезе и на площади. Их формирование, вероятнее всего, было связано с начальной фазой тектонической перестройки региона и заложением континентальных рифтов на юге Сибири.

Литература

1. Геология и минерагения Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Под ред. В.П. Парначева и Б.Д. Васильева / В.П. Парначев [и др.] Томск: Изд-во Том. политехн. ун-та, 2007. 236 с.
2. Захарова Т.В., Ананьев А.Р. О стратиграфическом положении быкарской серии девона Минусинского прогиба // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол., 1990. С. 44–50.
3. Краснов В.И., Ратанов Л.С. О стратотипах матаракской и шунетской свит в Северо-Минусинской впадине // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. С. 82–89.
4. Краснов В.И., Перегудов Л.Г., Ратанов Л.С., Федосеев Г.С. Региональная стратиграфическая схема девонских образований восточной части Алтае-Саянской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018, № 7с. С. 54–101.
5. Мелешенко В.С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений минусинской котловины // Палеонтология и стратиграфия. Тр. ВСЕГЕИ. М., 1953. С. 90–100.
6. Родыгин С.А. О находке бесчелюстных в нижнедевонских отложениях окрестностей пос. Ширы (Хакасия) // Современная палеонтология: классическая и нетрадиционная: тез. докл. ЛП сес. Палеонт. об-ва при РАН. СПб., 2006. С. 111–112.
7. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ОСЛ-ВОЗРАСТ В НИЗОВЬЯХ ДОЛИН РЕК КОКСУ И ДЖАЗАТОР (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Г.Г. Русанов¹, Д.В. Назаров², И.В. Жигмановский²

¹ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО», Малоенисейское, Россия

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

Наличие озерно-ледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Аргут (низовья долин Коксу, Ак-Алахи, Джазатора и верховье долины Аргута) исследователи отмечали еще в середине пятидесятих годов прошлого века при проведении геологической съемки масштаба 1:200000. Однако эти данные так и остались в геологических отчетах и не были опубликованы. На Государственной геологической карте этого масштаба, изданной в 1965 г., озерно-ледниковые отложения здесь отсутствуют, вместо них показаны ледниковые отложения средне- либо позднеплейстоценового возраста, а в объяснительной записке к ней отмечено, что они встречаются лишь на отдельных участках в долине р. Ак-Алаха (Геологическая карта., 1965). В немногочисленных опубликованных работах об озерно-ледниковых отложениях либо вообще нет ни единого слова, либо только упоминается их наличие без какой-либо конкретики. Только в работах З.А. Титовой (1957а, 1957б, 1962) содержатся незначительные сведения об этих отложениях. До настоящего времени это один из наименее изученных районов Горного Алтая.

По данным З.А. Титовой (1957а, 1962), в нижнем течении долины р. Коксу выше Самахинской степи у устья долины левого притока р. Дирентай перегораживает мощный конечно-моренный вал, выше которого существовало подпружное озеро длиной до 4 км. В нем накопилась толща озерно-ледниковых отложений мощностью 10–12 м, представленных ленточновидными песками и глинами серого цвета. В другой работе она пишет, что эта толща сложена суглинком желтого цвета, серой глиной и крупнозернистым песком в смеси с крупным галечником, в которых содержатся лишь единичные споры *Bryales* (Титова, 1957б). Ледники из долины р. Ак-Алаха и южных склонов Южно-Чуйского хребта, соединяясь, подпруживали долину р. Аргут ниже с. Беяши. Это привело к возникновению крупного озера, на существование которого указывает наличие крупнозернистого песка серого цвета. Эти озерные пески прослеживаются вверх по Джазатору на 6–8 км, а вниз по Аргуту на 3–4 км (Титова, 1957а). В долине Ак-Алахи мощность озерных песков достигает 15 м (Титова, 1962).

В 2018–2020 гг. маршрутными наблюдениями в этом районе было установлено распространение озерно-ледниковых отложений примерно в тех же пре-

делах, что отмечала и З.А. Титова. Они вскрывались расчистками, изучались в береговых обнажениях, старых карьерах и дорожных врезках с отбором образцов на различные виды анализов. Ниже излагаются основные результаты этого изучения, которые, на данном этапе, мы рассматриваем как предварительные.

В нижнем течении р. Коксу у левого борта ее долины выше Самахинской степи развита озерная терраса протяженностью 1,5 км и высотой 40 м над уровнем поймы. На ее уступе в 1,2 км выше моста через р. Коксу расчистками частично были вскрыты озерно-ледниковые отложения (сверху вниз):

1. Пески тонкозернистые алевритистые желтоватые, очень плотные, с включениями хорошо окатанных гравия и галек зеленых сланцев – 5,0 м.

2. Пески грубозернистые светло-серые полимиктовые, плохо окатанные, насыщенные хорошо окатанными гравием и гальками, с включениями мелких (до 20 см) валунов. Среди обломков доминируют зеленые сланцы, различные граниты, встречаются красноцветные алевролиты и песчаники. Петрографический состав обломков свидетельствует об их выносе из бассейна р. Коксу. Все обломки с нижней стороны покрыты белой карбонатной коркой – 3,0 м.

3. Алеврит серовато-белый, плотный, неслоистый – 2,0 м.

4. Пески мелкозернистые алевритистые светло-серые, плотные, неслоистые – 5,0 м.

5. Пески грубо-крупнозернистые серые полимиктовые с доминированием почти не окатанных зерен кварца. Слоистость не выражена. В нижней части встречаются отдельные мелкие хорошо окатанные гальки – 7,0 м.

6. Пески мелкозернистые до алевритов светло-серые, очень плотные, с включениями галек и единичных мелких валунов – 1,0 м.

Вскрытая мощность 23 м.

Из отложений этого разреза впервые по образцам, отобранным с глубин 16,2 и 21,7 м от поверхности, в лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) был определен возраст: 66 ± 7 тыс. лет (RGI-04) и 75 ± 6 тыс. лет (RGI-0392) соответственно.

В долине Аргута выше Самахинской степи у правого борта в 0,5 км северо-восточнее моста через Аргут небольшим карьером до глубины 4 м вскрыты свет-

ло-серые мелко-среднезернистые пески с включениями гравия и галек.

Далее к востоку находится плоская поверхность междуречья шириной до 2 км с абс. высотами от 1626 до 1650 м, разделяющая долины рек Бара (правый верхний приток Аргута) и Козубай (правый нижний приток Джазатора). Она покрыта озерно-ледниковыми отложениями видимой мощностью до 8 м, с большим количеством крупных валунов и глыб гранитов, представляющих собой дропстоуны, вынесенные с Южно-Чуйского хребта. В северной части на нее надвинут мощный многоярусный оползень. В южной части этого междуречья в дорожной врезке глубиной 2 м вскрыты светло-серые мелкозернистые алевритистые пески с примесью мелко-го гравия и единичными гальками. В центральной части карьером до глубины 2 м вскрыты светло-серые плотные тонкопараллельнослоистые алевриты, содержащие дропстоуны, представленные гальками и валунами (до 0,5 м) преимущественно гранитного состава.

Нижняя часть левого борта долины р. Козубай до абс. высоты 1700 м от стыка с долиной Джазатора и вверх по течению на протяжении чуть более 1 км сложена толщей светло-серых средне-мелкозернистых песков. На этой высоте, отделяясь от борта четким понижением, на протяжении около 500 м тянется хорошо выраженный песчаный бар, представляющий собой вал высотой 5 м и шириной до 20 м. Выше по долине Козубая эта озерная толща срезается мощным оползнем. На днище долины под этим оползнем у северной окраины с. Беяши карьером вскрыты светло-серые плотные тонкопараллельнослоистые алевриты (82,49 %) с примесью глины (16,06 %) видимой мощностью 2 м, с включениями галек и мелких валунов.

Правый борт долины р. Джазатор от стыка с долиной Козубая и вверх по течению на протяжении 2,3 км представляет собой скопление бараньих лбов. Все промежутки между ними до абс. высоты 1740 м (135 м над урезом реки) заполнены озерно-ледниковыми серыми мелкозернистыми песками видимой мощностью от 1 до 4 м.

На этом же участке долины Джазатора вдоль подножия правого борта до высоты 45 м над урезом реки тянется четко выраженная террасовидная поверхность. Сложена она песками и прорезана узким оврагом на глубину 15 м. В стенке оврага расчисткой до глубины 4,5 м была вскрыта толща светло-серых мелкозернистых песков (83 %) с примесью алеврита (17 %) хорошо сортированных, плотных полевошпат-кварцевого состава со значительной примесью мусковита, пластинок которого достигают размеров 1–4 мм. Имеются включения плохо и средне окатанных гравия и гальки различных гранитоидов, гнейсов и зеленоцветных терригенных пород размером от 3 мм до 10 см. Слабо выражена тонкая (до 1 см) пологонаклонная слоистость, направленная от борта долины в сторону ее днища. С глубины 2,4 м и до забоя наблюдаются мелкие ломаные текстуры, напоминающие по форме мелкие знаки ряби волнения высотой 1–3 см и длиной 5–10 см.

Из этих песков, вскрытых расчисткой, по образцам отобранным с глубин 2,4 м, 3,4 м и 4,0 м в лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» также впервые получены три ОСЛ возраста: $14,9 \pm 1,2$ тыс лет (RGI-0410), $12,4 \pm 1,2$ тыс лет (RGI-0399) и $7,1 \pm 0,5$ тыс. лет (RGI-0398) соответственно.

Точно такие же пески слагают и днища долин Джазатора и Козубая в районе с. Беяши, в которые эти реки врезаются.

Установлены озерно-ледниковые отложения и в приустьевой части долины р. Ак-Алаха. Здесь в нижней части правого борта они представлены мелкозернистыми песками неуставленной мощности и прослежены до абс. высоты 1610 м (40 м над устьем Ак-Алахи). В левом борту они выполняют крупный лог до абс. высоты 1612 м и обрываются в долину крутым уступом высотой 30 м, где обнажаются серые грубо- и разнозернистые пески с включениями гравия, галек и мелких валунов, многие из которых вынесены с Южно-Чуйского хребта.

В приустьевой части долины р. Судабай (левый нижний приток Джазатора) озерно-ледниковые отложения на протяжении 1,5 км развиты вдоль правого борта до абс. высоты 1700 м (109 м над современным урезом Джазатора), где фациально замещаются и перекрываются мореной.

В 400 м выше устья долины Судабая на абс. высоте 1614 м (33 м над урезом Джазатора) в обнажении видно, что озерно-ледниковые отложения залегают на подстилающей морене. Они представлены плотными желтовато-серыми алевритами тонкопараллельнослоистыми и карбонатизированными, а их мощность не превышает 1,5 м. В 250 м выше по долине на абс. высоте 1648 м в береговом обрыве высотой 35 м обнажается песчано-алевритовая толща желтоватого цвета, уходящая под урез речки. В ней содержится большое количество дропстоунов, представленных гальками и валунами зеленоцветных терригенных пород. Размеры валунов от 0,1 до 2 м. Многие из них имеют форму ледогранников.

Далее 250 м выше по долине Судабая в обнажении высотой 40 м озерно-ледниковые отложения состоят из параллельного переслаивания светло-серых глин и алевритов, желтоватых алевритов и глинистых алевритов, прослоев грубозернистых гравийных песков в алевритовом заполнителе с включениями галек, и прослоев желтоватых мелко-среднезернистых песков. Мощность прослоев от 0,1 до 0,5 м. Внутри крупных прослоев выражена тонкая (первые мм) микрослоистость. По всему разрезу часто встречаются крупные гальки и отдельные валуны-дропстоуны. Глинистые и глинисто-алевритовые прослои часто разбиты густой системой трещин, по которым развиты бурые пленки гидроксидов железа. Толща уходит под урез речки, постоянно оползает и обваливается крупными блоками, в результате чего слоистость часто деформирована.

Полная мощность рассматриваемых отложений не установлена, а их видимая мощность в долинах рек Коксу, Ак-Алаха, Джазатор, Судабай, Аргут и на пло-

ском междуречье Бара – Козубай изменяется от 4–8 до 40–45 м.

Повсеместно в рассматриваемых отложениях алевроиты и тонкозернистые алевроитистые пески характеризуются несколько повышенными содержаниями (%): SiO_2 – 61,4–72,2, CaO – 3,07–5,4 и FeO – 2,46–3,07. Во всех литологических разностях озерно-ледниковых отложений в тяжелой фракции резко доминируют высокоустойчивые и промежуточные к выветриванию и переносу минералы (%): магнетит – 42–55, ильменит – 27–36, алмадин – 3–5, эпидот – 10–12, турмалин, титанит и циркон – до 1 каждый, а слабоустойчивая роговая обманка – 3–8.

Таким образом, ОСЛ-возраст озерно-ледниковых отложений из разреза в долине р. Коксу указывает на время первого позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая.

ОСЛ-даты из долины Джазатора у с. Беяши отвечают концу позднего неоплейстоцена (времени деградации последнего оледенения) и первой половине голоцена. При этом самая верхняя по разрезу датировка оказалась самой древней, а самая нижняя – самой молодой. Объяснить такой молодой возраст отложений и инверсию дат пока не представляется возможным, но и среднеплейстоценовыми образованиями они тоже не могут быть.

Не исключено, что в верховьях Аргута, низовьях

Джазатора и Ак-Алахи во время позднеплейстоценовых оледенений дважды возникало подпрудное озеро. Первое из них с уровнем 1700–1740 м могло быть во время первого позднеплейстоценового оледенения, а второе с уровнем 1612–1617 м – во время деградации последнего оледенения. Но это пока лишь предположение. Необходимо дальнейшее более детальное изучение озерно-ледниковых образований в данном районе Горного Алтая с отбором образцов на ОСЛ-датирование.

Литература

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, серия Горно-Алтайская, лист М-45-XXII, XXVIII. Объяснительная записка / Сост.: В.К. Дмитриева, К.Л. Волочкович, А.К. Савосина, Г.А. Шмидт. М.: Недра, 1965. 106 с.
2. Титова З.А. Возраст ледниковых отложений верховья Аргута на Алтае // Труды Томского государственного университета, 1957а, т. 147. С. 42–52.
3. Титова З.А. Опыт применения спорово-пыльцевого анализа в Центральном Алтае // Труды Томского государственного университета, 1957б, т. 147. С. 53–58.
4. Титова З.А. Наблюдения над верхнечетвертичными отложениями в долине Аргута // Вопросы географии Сибири, 1962, № 4. С. 55–61.

УДК 551.4.036

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ ЧУМЫШ

Г.Г. Русанов¹, А.В. Шпанский²

¹ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО», с. Малоенисейское, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Антецедентная долина среднего течения р. Чумыш при пересечении Салаирского кряжа представляет собой извилистые глубоко врезаемые в коренные породы меандры с крутыми эрозионными бортами. В зависимости от литологического и петрографического состава пересекаемых пород и направления ослабленных зон тектонических нарушений, она то сужается до 70–300 м перед резкими коленообразными поворотами, то образует протяженные озеровидные расширения от 0,5 до 2 км. В таких расширениях четко выражены первые надпойменные террасы высотой до 10 м над урезом реки. Отложения, идентичные слагающим эти террасы, прослеживаются далеко вверх и по долинам притоков, которые впадают в Чумыш на участках таких расширений.

Данные отложения были изучены в долине Чумыша ниже с. Черемшанка и в с. Победа, а также в долинах его притоков Ельцовка и Калтык.

На правом берегу р. Чумыш в 0,5 км ниже села Черемшанка разрез обнажения первой надпойменной террасы высотой 10 м (сверху вниз):

1. Алевроиты глинистые желтоватого цвета плотные массивные неслоистые. Переход в нижележащую толщу постепенный–3,5 м

2. Глины алевроитистые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Выделяются слойки светло- и темно-серого цвета толщиной от 0,5 до 1,5 см. По всему разрезу довольно часто встречаются тонкие (0,5–3 см) темно-коричневые и черные слойки мелкого растительного детрита. Контакт с нижележащей толщей постепенный–3,0 м

3. Глины голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные с запахом сероводорода. Слоистость не выражена. Разбиты тонкими микротрещинами, по которым развиты бурые пленки гидроксидов

железа. По всей толще рассеяны многочисленные обломки древесины, веток деревьев и раковины остракод. Уходит под урез—3,5 м

Радиоуглеродный возраст обломка древесины с глубины 9,0 м (толща 3) определен в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) в 7420 ± 200 лет (RGI-298), а его калиброванный возраст составляет 8210 ± 180 лет.

В с. Победа в обрыве на левом берегу р. Чумыш в 0,5 км выше моста уступ первой надпойменной террасы интенсивно подмывается, обваливается и представляет собой вертикальную стенку, где под почвенным слоем мощностью 0,6 м, залегают (сверху вниз):

1. Аллювиальные образования пойменной фации желтовато-серые очень плотные слоистые. Состоят из чередования прослоев тонкозернистых глинистых песков и песчаных глин. Слоистость субгоризонтальная параллельная очень полого наклонена вниз по течению. Толщина слоев 2–5 см. Вверх по течению постепенно замещаются желтоватыми алевритами, а через 100 м алевриты вновь сменяются переслаиванием глинистых тонкозернистых песков и песчаных глин. Очень редко встречаются единичные включения мелких плохо окатанных галек. В 100 м выше по течению в большом количестве содержат диагенетические карбонатные конкреции дендритовидной и уплощенной лепешковидной формы диаметром от 5 до 15 см. Толща карбонатизированная, со столбчатой отдельностью, лессовидного облика—4,4 м

2. Алевриты светло-серые при высыхании приобретают зеленоватый оттенок, с редкими прослоями желтоватых тонкозернистых песков. В больших количествах содержат обломки и мелкие раковинки моллюсков и остракод, кости рыб, а также редкие обломки древесины и веток темно-коричневого цвета. Вокруг этих обломков наблюдается желто-бурое концентрически слоистое ожелезнение—3,0 м

3. Пески разнозернистые светло-серые чистые хорошо промытые, с большим количеством раковинного и растительного детрита, раковин моллюсков, обломков веток и стволов деревьев черного цвета. С глубины 9,5 м пески становятся грубозернистыми с гравием, желтыми и бурыми, водоносными. Содержат частые прослои толщиной от 2 до 10 см почти черных глин с сильным запахом сероводорода, насыщенных раковинами моллюсков и остракод, растительным детритом и обломками древесины—2,0 м

4. Пески грубозернистые гравийные глинистые красно-бурые. На контакте с толщей 4 — скопление крупных обломков древесины и стволов деревьев. Уходят под урез реки—0,4 м

Видимая мощность отложений 10,4 м.

В толще 1 на глубине 4,5 м от поверхности обнаружен второй шейный позвонок *Bison priscus* позднего плейстоценового (сарганского) возраста (определение А.В. Шпанского). Позвонок имеет на поверхности следы травления корнями растений, что указывает на его медленное захоронение в субаэральных условиях.

В песках толщи 3 в интервале глубин 9–10 м от по-

верхности обнаружены остатки крупных млекопитающих: диафиз лучевой кости детеныша шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis*; левая метакарпальная кость лошади *Equus ferus* (= *E. gallicus*); фрагмент последнего шейного позвонка, нижняя половина метакарпальной кости, фрагмент метаподия, правая большая берцовая кость и первая фаланга пальца бизона *Bison priscus* позднего плейстоценового (каргинского) возраста. Сохранность костей не одинаковая, часть имеет светло-коричневую окраску, некоторые имеют следы травления корнями растений или погрызы, некоторые из них несут следы окатывания и переотложения (определения А.В. Шпанского).

Радиоуглеродный возраст обломка древесины с глубины 9,5 м (толща 3) определен в 14100 ± 200 лет (RGI-300), а калиброванный — 17200 ± 300 лет.

Вверх по течению мощность толщи 3 возрастает до 4 м над урезом реки и представлена разнозернистыми волнисто- и косослоистыми песками русловой фации, а мощность толщи 2 сокращается. Прослеживаются они на протяжении 150 м, а далее русло реки уходит к другому берегу, уступ террасы становится выположенным, полностью задернованным и залесенным. Вниз по течению на протяжении 200 м толща 3 представлена разнозернистыми желто-бурыми лимонитизированными песками, уходящими под урез реки.

В 500 м ниже предыдущего разреза на левом берегу р. Чумыш ниже моста разрез террасы имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Тонкопесчано-глинистые алевриты желтовато-серые пойменной фации—3,0 м

2. Глины светло-серые с голубоватым оттенком тонкогоризонтальнослоистые—4,0 м

3. Пески грубозернистые желто-бурые с линзами толщиной до 2 см мелкого гравия, косослоистые. В них отмечаются тонкие (первые см) слойки темно-серых глинистых песков с растительными остатками черного цвета. Уходят под урез реки—2,0 м

Видимая мощность отложений 9,0 м.

Отсюда и вниз по течению на протяжении 0,45 км разрез практически не меняется, лишь гравийные пески толщи 3 то повышаются до 3 м над урезом реки, то уходят под него. И уже ниже уреза видно, что под ними залегают темно-серые глины, содержащие многочисленные крупные стволы деревьев.

Далее вниз по течению верхняя часть разреза представлена желтовато-серыми тонкопесчано-глинистыми алевритами пойменной фации мощностью 5,0 м. Ниже, уходя под урез реки, залегают темно-серые с голубоватым оттенком очень плотные глинистые алевриты видимой мощностью 7,0 м, содержащие по всей толще обломки сучьев и стволов деревьев. В 0,2 км ниже по течению в них появляются горизонтальные прослои желтоватых среднезернистых песков толщиной от 3 до 10 см. Видимая мощность отложений достигает 12,0 м.

Ранее ниже по долине Чумыша у с. Дмитро-Титово радиоуглеродный возраст первой надпойменной террасы в основании видимой части разреза был определен

по органике в 12590 ± 90 лет (СОАН-2350) (Малолетко, Панычев, 1991).

У правого борта в устье долины речки Ельцовка на окраине с. Ельцовка, расчистками вскрыт следующий разрез отложений, смыкающихся с первой надпойменной террасой р. Чумыш (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные. В нижней части появляются тонкие (до 2–3 см) желто-бурые полосы лимонитизации—6,0 м

2. Глины алевроитистые плотные серые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Толщина слоев 3–5 мм—0,6 м

3. Алевроиты глинистые голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные неслоистые с запахом сероводорода. Содержат обломки древесины черного цвета, мелкий рассеянный растительный детрит и единичные раковины гастропод. Уходят под урез речки, которая протекает по этой толще, врезаая в нее—2,4 м

Видимая мощность отложений 9,0 м.

Радиоуглеродный возраст обломка древесины на уровне уреза воды с глубины 9,0 м (слой 3) определен в 20900 ± 400 лет (RGI-299), а калиброванный возраст составил 25100 ± 500 лет.

Еще один разрез в долине р. Ельцовка был изучен в 4 км выше по течению в излучине на правом берегу, где вскрыты (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные, со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные—6,0 м

2. Глины плотные серые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Толщина слоев 3–5 мм—0,5 м

3. Алевроиты глинистые голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные неслоистые с запахом сероводорода. Содержат мелкие остатки травянистых растений черного цвета. С резким контактом залегают на подстилающих образованиях—2,4 м

4. Галечники гравийные плохо окатанные с глинистым разнотекстурным песком серого цвета в заполнителе. Размер обломков до 10 см, а их петрографический состав отражает породы, слагающие борта долины. Слой уходит под урез речки—0,5 м.

Вскрытая мощность отложений 9,4 м.

В лессовидных суглинках толщи 1 на глубине 5 м от поверхности обнаружена средняя часть ребра мамонта *Mammuthus primigenius* позднелоплейстоценового (сарганского) возраста (определение А.В. Шпанского).

На левом берегу в долине среднего течения р. Калтык (левый приток Чумыша выше с. Ельцовка) установлен разрез практически идентичный двум предыдущим (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные—8,0 м

2. Глины темно-серые плотные пластичные с неясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью—0,4 м

3. Глины алевроитистые голубовато-серые плотные с запахом сероводорода, неслоистые, массивные, с мелкими рассеянными растительными остатками, уходят под урез реки—0,6 м

Вскрытая мощность отложений 9,0 м.

В целом, рассматриваемые отложения по фауне млекопитающих и радиоуглеродным датировкам датируются четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена (сарган).

Залегающие в основании разрезов гравийные галечники, грубозернистые и гравийные пески с фауной крупных млекопитающих каргинского возраста, мы рассматриваем, как аллювий русловой и косовой фаций, формировавшиеся в значительной мере за счет размыва и переотложения более древних образований. В пользу говорит разная сохранность костей из толщи 3 у с. Победа, а также наличие в них следов окатывания, что может свидетельствовать об их первоначальном залегании в отложениях разного генезиса. Лежащие на них серые и голубовато-серые глины и алевроиты — озерные образования пологодно-затонных фаций. В долине Чумыша их перекрывает аллювий пойменной фации, а в долинах притоков — субэдральные лессовидные покровные суглинки.

Ранее идентичные по своему генезису, строению, литологии и мощности отложения были выявлены в озеровидных расширениях долин рек Большой Мунгай и Тогул (правые притоки Чумыша), и долинах их притоков. Здесь они также содержат, по определению А.В. Шпанского, позднелоплейстоценовую фауну крупных млекопитающих (шерстистый носорог, мамонт, бизон), а их радиоуглеродный возраст изменяется от 11950 ± 95 лет (СОАН-6616) до 19465 ± 320 лет (СОАН-6617) (Будников, Русанов, 2007а, 2007б). Аналогичное строение, генезис и возраст имеют первые надпойменные террасы и во многих речных долинах Кузбасса (Николаев, 2001).

На Салаире перед крутыми коленообразными поворотами речных долин происходит резкое сужение расположенных выше озеровидных расширений. В этих местах в сарганское время были наиболее благоприятные условия для образования мощных ледяных затон во время ледохода, которые подпруживали реки и могли существовать довольно длительное время. Так, например, в это время ледяные затоны были обычным явлением в долине верхнего Енисея, а наиболее крупные из них могли существовать в течение нескольких лет (Ямских, 1993). Выше этих подпруд очень быстро накапливались отложения пологодно-затонной фации.

Литература

1. Малолетко А.М., Панычев В.А. Структура поймы р. Чумыш // Экзогенные процессы на территории Алтайского края. Тез. докл. конф. Барнаул, 1991. С. 48–51.
2. Будников А.Л., Русанов Г.Г. Озерные отложения эпохи последнего (сарганского) оледенения в долинах Салаира // Фундаментальные проблемы кварте-

- ра: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2007а. С. 54–57.
3. Будников А.Л., Русанов Г.Г. Отложения половодно-заторных озёр в долинах Салаира в эпоху последнего (сарганского) оледенения // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». Горно-Алтайск, 2007б, № 1 (7). С. 72–74.
 4. Николаев С.В. Отложения времени последнего ледникового Предгорного Алтая и их стратиграфические аналоги в Кузбассе // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Мат-лы науч.-практ. конф. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 2011. С. 121–124.
 5. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: КГПИ, 1993. 226 с.

УДК 551.7

МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ УГЛИСТОГО ВЕЩЕСТВА ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ УВАТСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

Т.А. Рязанова

ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», Тюмень, Россия

На современном этапе изученности тюменской свиты известно, что в составе рассеянного органического вещества пород преобладают продукты фоссилизации высшей наземной растительности (террагенное органическое вещество). Однако, содержания фитопланктоногенного (аквагенного) и смешанного органического вещества выше, чем в нижележащих байосских отложениях. Низменная равнина, временами заливавшаяся морем, занимала обширную территорию. Повсеместно формировались осадки аллювиальной равнины: рек, озёр, пойм с признаками зарастания, заболачивания и болот (по материалам А.Э. Конторовича с соавторами (Палеогеографическая схема Западной Сибири, бат. 2013г).

Изучение условий формирования, строения и обогащённости рассеянным органическим веществом (РОВ) пластов тюменской свиты являются актуальными исследованиями для уточнения способностей органического вещества пластов тюменской свиты к генерации газообразных и нефтяных углеводородов.

Представлены результаты исследований коллекции шлифов (72 обр.) из углей и углистых пород тюменской свиты в объёме пластов Ю₂, Ю₃, Ю₄ из 8 скважин Уватского района. Углепетрографические исследования выполнены в течение 2020г. в центре исследования керна «Тюменского нефтяного научного центра». Вся коллекция изученных образцов представлена углями каменными черного цвета.

Проведён анализ формы, цвета и распределения фрагментов углистого вещества (детрита) рассеянного в породе и углистых прослоев. Изучен микрокомпонентный состав углистого вещества.

Пласт Ю₂ изучен во всех скважинах (8) и в нём охарактеризован микрокомпонентный состав (МКС) углистого вещества. В микрокомпонентном составе преобладает витринит (Vt) вишнёво-красный тонково-

локнистый комковато-сгустковый, в количествах свыше 80%.

Среди липтинитовых (L) компонентов отмечаются резинит (Lr) (смоляные тельца) на площадях Кирилкинская, Пекманская (обогащена), Резвовская (обогащена). Макроспоры (Ls) выявлены на 5 площадях: Косухинская, Южно-Немчиновская, им. Ознобихина, Кирилкинская, Пихтовая.

Кутинит (Lk) – (поверхностная плёнка листа) отмечен на площадях Косухинская, Северо-Болотная.

Присутствие микрокомпонента инертинита (I) (фюзинита) свидетельствует о пребывании органического вещества в зоне аэрации (окисления). Фюзинит отмечается на 7 площадях Кирилкинская (40–50%), Косухинская, Южно-Немчиновская (1–8%), им. Ознобихина (1%), Пихтовая (30%), Северо-Болотная (10%) и Пекманская (–15%).

Микрокомпонентный состав **пласта Ю₃** охарактеризован на 6 площадях: Косухинская, Южно-Немчиновская, им. Ознобихина, Северо-Болотная, Резвовская, Пекманская.

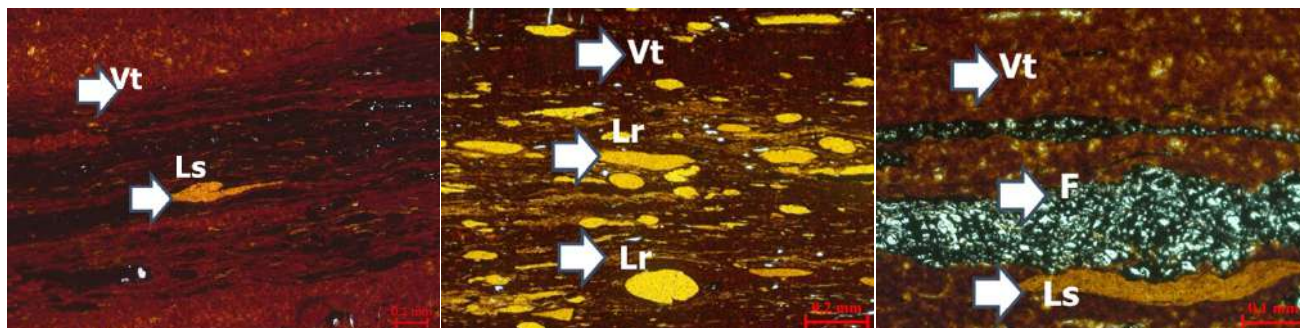
Резинит (Lr) отмечен на площади Резвовская. Макроспоры (Ls) выявлены на 5 площадях: Косухинская, Южно-Немчиновская (%), Пихтовая, Пекманская, им. Ознобихина.

Инертинит (I) (фюзинит) – зона окисления отмечен на 3 площадях Пекманская, им. Ознобихина (4-10%) и Южно-Немчиновская (1-5%).

Микрокомпонентный состав **пласта Ю₄** охарактеризован на 3 площадях: Резвовская, Южно-Немчиновская, Северо-Болотная.

Резинит (Lr) отмечен на площадях Южно-Немчиновская, Северо-Болотная.

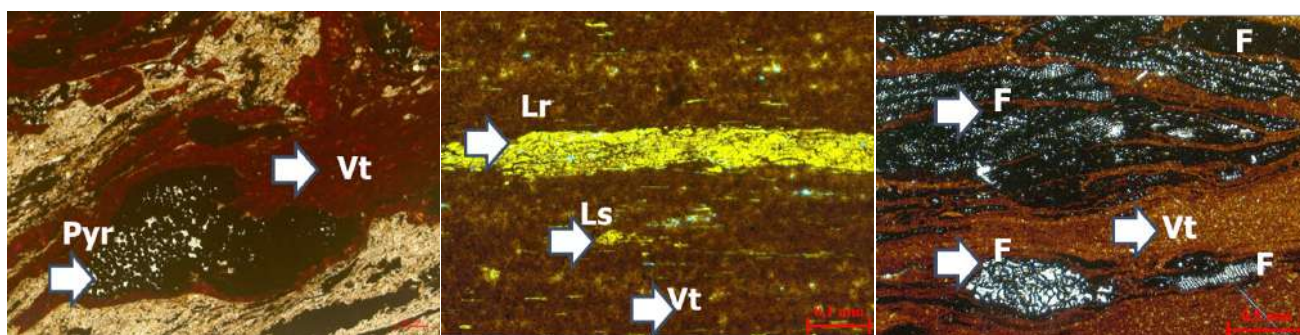
Инертинит (I) (фюзинит) – зона окисления отмечен на 3 площадях Резвовская, Южно-Немчиновская (1-5%), Пихтовая (от 1 до 24%).



На фоне волокон красновато-светло-коричневого витринита (Vt) комковато-сгусткового строения отмечается макроспора (Ls) ярко-жёлтого цвета. Площадь им. Оздобихина, ув.100, пласт Ю₃ алевролит, гл.2792,85 м.

На фоне красновато-вишнёвого витринита (Vt) комковато-сгусткового строения отмечаются многочисленные линзы смоляных тел резинита (Lr) от лимонно-жёлтого до оранжевого цвета. Пекманская площадь, ув.100, пласт Ю₂ аргиллит, гл.2819,83 м.

Коричневато-красновато-вишнёвый комковато-сгустковый витринит, ярко-желтая макроспора (Ls). Линзы сетчатой и звёздчатой ткани фюзинита. Южно-Немчиновская площадь, Ув.200, пласт Ю₂, алевролит гл.2865,8 м.



Волокна вишнёво-красного витринита (Vt) облекают линзу пиритизированного (Pyr) вещества, представленного фрамбоидами. Северо-Болотная, ув.100 пласт Ю₃ гл.2655,48 м

Ярко-красный комковато-сгустковый витринит с реликтовой клеточной структурой; лимонно-желтого цвета резинит (Lr) и линзы спор (Ls) жёлтого цвета. Южно-Немчиновская площадь, пласт Ю₃ алевролит, гл.2887,89 м.

На фоне красновато-коричневого витринита (Vt) комковато-сгусткового строения отмечаются многочисленные линзы фюзинизированной (F) клеточной растительной ткани. Реззовская площадь, ув.50, пласт Ю₄ алевролит, гл.2830,15 м.

Рис. 1. Микрокомпонентный состав углистого вещества в пластах тюменской свиты.

В пласте Ю₄(1), охарактеризованном на Косухинской площади, отмечен резинит (Lr).

Пласт Ю₄(2) характеризуется на 2 площадях: Пекманская, Пихтовая. Резинит (Lr) отмечен на Пекманской площади.

Большая часть образцов тюменской свиты содержит органическое вещество по мацеральному составу соответствующее керогену III типа (лигнито-гумитовому). Небольшая часть изученной коллекции содержит значительное количество липтинитовых микрокомпонентов, среди которых преобладают смоляные тельца резинита. В этом случае кероген II типа (липтинитовый). Органическое вещество смешанного состава (кероген II-III типа) способно к генерации некоторого объёма нефтяных углеводородов.

Повсеместно установленное комковато-сгустковое строение основного мацерала - витринита свидетель-

ствует о катагенетической преобразованности его в диапазоне от протокатагенеза до начальной стадии мезокатагенеза. Некоторая часть органического вещества катагенетически преобразована до ранней зоны нефтеобразования - (рис. 1).

Выполнен анализ результатов комплекса геохимических исследований образцов керна из пластов тюменской свиты. Проведена попытка оценить влияние микрокомпонентов углистого вещества на генерационные способности рассеянного органического вещества пластов пород. Сопоставлено процентное содержание липтинитовых компонентов и витринита с параметром пиролитического метода - водородным индексом (генерационным потенциалом РОВ).

Довольно четкие зависимости между количеством липтинитовых компонентов (резинита) и водородным индексом (генерационным потенциалом) рассеянного

органического вещества выявились в пластах Ю₂ и Ю₄. Коэффициенты корреляции равны 0,35 для пласта Ю₂ и 0,32 для пласта Ю₄. Эти данные определённо свидетельствуют о вкладе микрокомпонента резинита в процесс генерации жидких углеводородов.

Зависимости между витринитом и водородным индексом (генерационным потенциалом) рассеянного органического вещества для пласта Ю₂ характеризуются коэффициентом корреляции равным 0,15; для пласта Ю₃ – 0,44. Не вызывает сомнений факт участия микрокомпонента витринита в процессе генерации газообразных углеводородов.

В остальных пластах зависимости также выявлены, но не столь ярко выражены: коэффициенты корреляции изменяются от 0,11 до 0,13.

Результатом выполненных исследований является уточнение способностей органического вещества пластов Ю₂, Ю₃, Ю₄ тюменской свиты к генерации газообразных и нефтяных углеводородов.

Выводы:

Абсолютно преобладающим микрокомпонентом в углистом веществе изученной коллекции является витринит (80-90%), имеющий комковато-сгустковую структуру, только частично гелифицированный. Эти признаки характеризуют слабую катагенетическую преобразованность органического вещества до уровня мезокатагенеза МК₁, и ранней зоны нефтеобразования. Повсеместно преобладающий витринит свидетельствует о способности органического вещества к генерации газа.

Во всех пластах отмечается микрокомпонент инертинит (I) (фюзинит), свидетельствующий о временном нахождении пластов на поверхности в доступе кислорода (зона окисления). Распределение фюзинита в углистом веществе и содержание его в больших количествах (до 30–50%) существенно снижает способность органического вещества к генерации газовых углеводородов.

Присутствие смоляных телец резинита в углистом веществе способствует генерации органическим веществом некоторого объёма нефтяных углеводородов.

Литература

1. Крылова Н.М. Сарбеева Л.И. Петрографическая характеристика углей класса гелитолитов на различных стадиях регионального метаморфизма (Донецкий и Кузнецкий бассейны) // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968. С.68–87.
2. Конторович А.Э. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, 2013, Т.54, №8. С. 972–1012.
3. Петрографические типы углей СССР/Гинзбург А.И., Корженевская Е.С., Волкова И.Б. и др. -М.: Недра, 1975. 247с.
4. Фомин А.Н. Углепетрографические исследования в нефтяной геологии. АН СССР, Сиб. Отд. Ин-т геологии и геофизики. Отв. ред. д.г.-м.н. В.С. Вышемирский. Новосибирск, 1987. 166с.

УДК 553.981

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Т. А. Рязанова, В.В. Марков, И.Г. Павлуткин

ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», Тюмень, Россия

На современном этапе изученности берёзовской свиты её газонасность доказана газопроявлениями при бурении скважин и положительными результатами испытаний на ряде площадей северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (ЗС НГБ) [1]. Поэтому изучение условий формирования, строения и обогащённости рассеянным органическим веществом (РОВ) пластов берёзовской свиты являются актуальными исследованиями. Основной целью исследований является оценка генерационных возможностей рассеянного органического вещества пластов берёзовской свиты. В этой связи охарактеризовано геохимическими параметрами РОВ пластов берёзовской свиты.

В центре исследования керна Тюменского нефтяного научного центра берёзовская свита изучается с 2016г.

Впервые изучен непрерывный разрез берёзовской свиты в объёме пластов ВБ₁, ВБ₂ верхнеберёзовской подсвиты; пластов НБ₁, НБ₂, НБ₃, НБ₄ нижнеберёзовской подсвиты – всего 290 образцов. Для проведения сравнительного анализа изучено - 454 образца керна, а также дополнительно привлечены 164 образца туронского возраста.

Комплекс лабораторных исследований рассеянного органического вещества пород включал изучение: пиролизическим методом всей коллекции; проведение пиролиза 10% образцов коллекции после экстрагирования хлороформом; изучение 10% образцов пород методом растровой электронной микроскопии. На рис.1 представлены фотография петрографического шлифа в проходящем свете и наиболее характерные снимки

РЭМ, характеризующие строение берёзовской свиты и распределённого в ней рассеянного органического вещества.

Анализ формы, структуры, цвета и распределения фрагментов рассеянного органического вещества в породе свидетельствует о катагенетической преобразованности РОВ в диапазоне от протокатагенеза до мезокатагенеза. Некоторая часть РОВ катагенетически преобразована до ранней зоны нефтеобразования - отмечаются включения плёнок и капель микронепти на снимках растровой электронной микроскопии (РЭМ) (рис. 1).

Пиролитическим методом изучено РОВ берёзовской свиты площадей Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна: на севере Русской и Береговой; на северо-востоке Харампурской; в центральной части Ван-Еганской; на юге Северо-Тамаргинской; на юго-востоке Западно-Игольской. На рис. 2. для Русской площади показаны тип РОВ, его катагенетическая преобразованность и генерационный потенциал пластов берёзовской свиты.

Рассеянное органическое вещество (РОВ) в боль-

шем количестве (Сорг варьирует от 0,5 до 1 %) содержится в пластах нижнеберёзовской подсвиты НБ₂-НБ₄ глинисто-кремнистого состава и хэяхинской пачке преимущественно кремнистого состава. РОВ имеет смешанный сапропелево-гумусовый состав. Большая часть образцов берёзовской свиты содержит РОВ, соответствующее керогену III типа, преобразованное до градации протокатагенеза ПК (Т_{мах} 410-425 °С) и способное к генерации преимущественно газовых углеводородов (рис. 2).

Незначительная часть РОВ смешанного состава (кероген II-III типа) способна к генерации нефтяных углеводородов. В скважинах 6 площадей отмечается относительно повышенный генерационный потенциал (НП), а наилучшими свойствами к генерации углеводородов обладает рассеянное органическое вещество пласта НБ₁.

Результаты пиролитических исследований РОВ берёзовской свиты 8 площадей Западно-Сибирского НГБ в направлении с севера на юг показаны на сводной диаграмме (рис. 2).

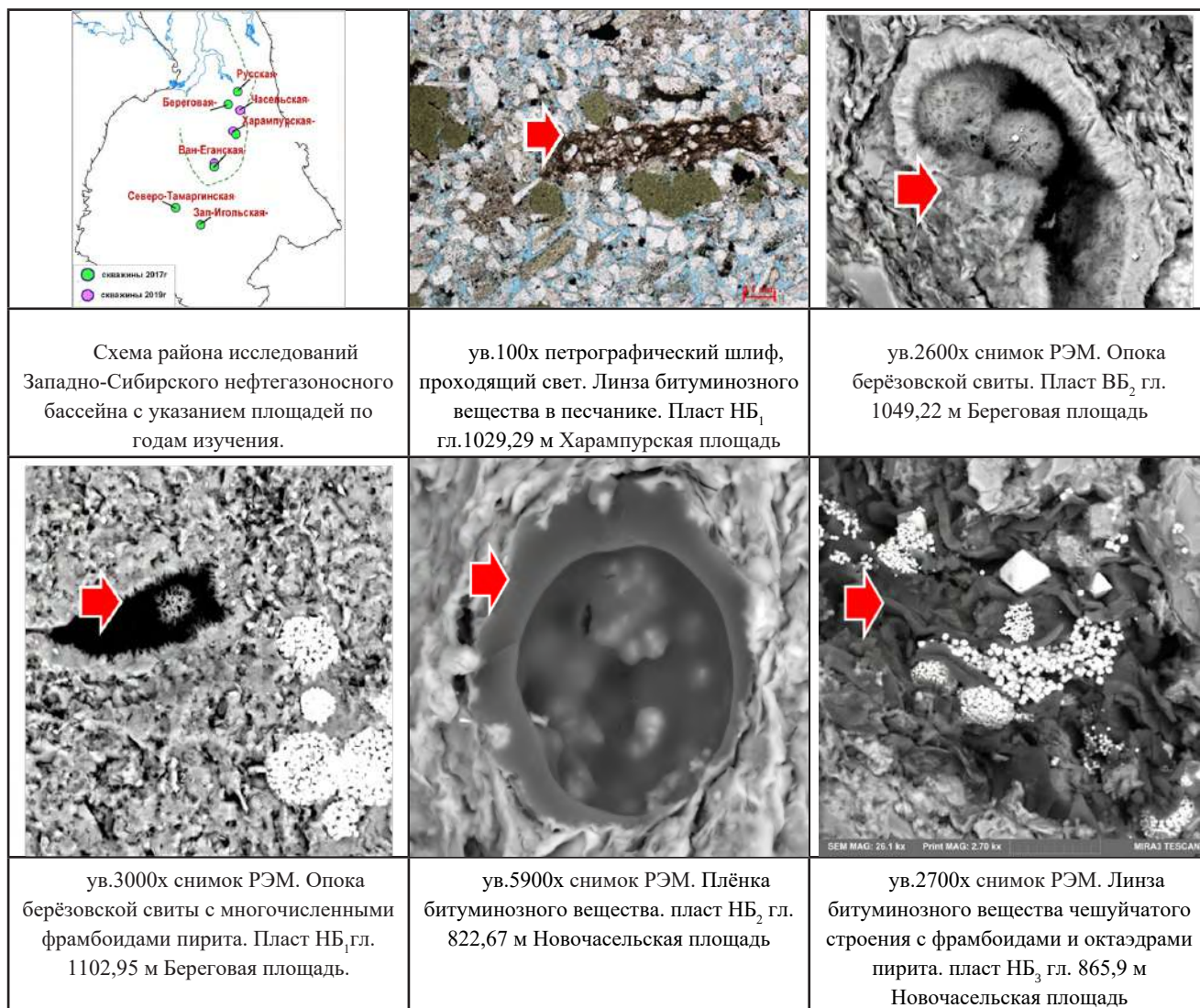


Рис. 1. Строение берёзовской свиты и распределение в ней рассеянного органического вещества.

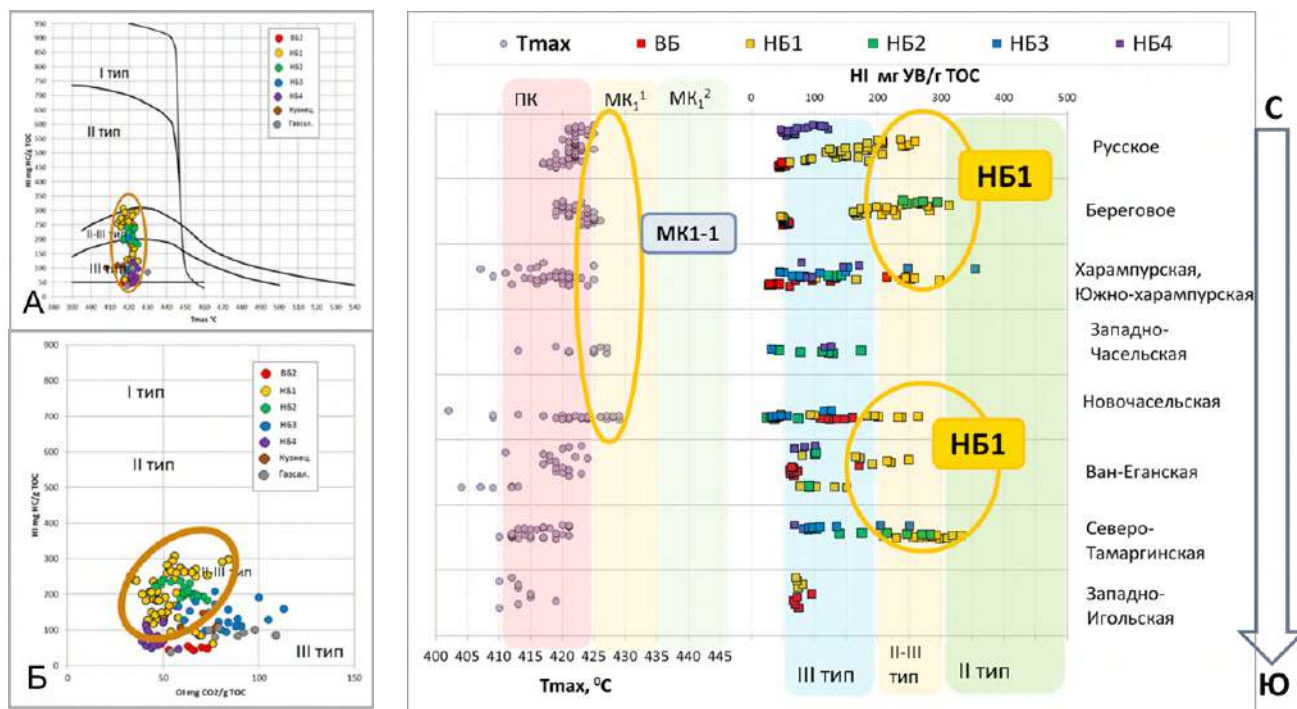


Рис. 2 Катагенетическая преобразованность и генерационный потенциал рассеянного органического вещества пластов берёзовской свиты (слева: А, Б на примере скважины Русской площади); справа: Комплексная диаграмма типов рассеянного органического вещества берёзовской свиты, его катагенетической преобразованности и генерационных возможностей на площадях Западной Сибири

До градации мезокатагенеза МК₁¹ (Т_{max} изменяется в диапазоне 425-430°C) частично преобразовано РОВ берёзовской свиты северных площадей: Русской, Береговой, Харампурских, Часельских.

Образцы из нижней подсвиты берёзовской свиты пластов НБ₁; НБ₂, НБ₃ обогащены РОВ, соответствующим керогену смешанного состава (II-III) типов, охарактеризованы водородным индексом диапазона значений 200-300 мг УВ/г Сорг.

Результаты комплекса петрографических и геохимических исследований образцов керна берёзовской свиты следующие:

1. Впервые выполнена исчерпывающая пиролитическая характеристика РОВ турон-кампанских отложений.

2. Впервые оценены генерационные возможности РОВ пластов берёзовской свиты.

Наилучшими свойствами к генерации углеводородов обладает рассеянное органическое вещество пласта НБ₁, способное к генерации преимущественно газовых углеводородов.

Незначительная часть РОВ смешанного состава (кероген II-III типа) способна к генерации небольшого количества нефтяных углеводородов.

3. Флюиды, генерированные берёзовской свитой, представлены преимущественно сухим газом (метан СН₄ составляет до 98%) с незначительной примесью тяжёлых углеводородов (С₅+), содержащихся в количестве от 1,5 до 4%.

4. Сингенетичные (собственной генерации) битумоиды берёзовской свиты характеризуются «незрелым»

групповым составом углеводородов: преобладает смолистая фракция (53-62%). Насыщенные углеводороды составляют от 25 до 36%, асфальтены содержатся в количествах от 2,9 до 5,6%. Таким образом, наряду с газом, рассеянное органическое вещество способно к генерации небольшого количества жидких УВ. Некоторая часть РОВ берёзовской свиты катагенетически преобразована до ранней стадии зоны нефтеобразования.

5. Геохимическая характеристика молекулярных и изотопных параметров битумоидов (экстрактов из пород) подтверждает генетическое единство углеводородов и рассеянного органического вещества пород пластов берёзовской свиты (исследования 15 проб проведены в ТомскНИПИнефть).

Таким образом, комплексный подход к изучению объекта петрографическими и геохимическими методами, позволил выделить в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне зону берёзовской свиты, обогащённую рассеянным органическим веществом, способным к генерации углеводородов.

Литература

1. Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Лебедев М.В., Маринов В.А. Кремнистая формация верхнего мела Западной Сибири // Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге. Труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания, 10-12 апреля 2017 г., г. Томск. С. 9-13.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТАНОПЧИНСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРО-ТАМБЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.О. Сухих, И.В. Афонин

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
alina.sukhikh96@gmail.com*

Работа посвящена исследованию условий формирования танопчинской свиты в пределах Северо-Тамбейского месторождения. По результатам комплексного исследования были установлены различные обстановки для нижней и верхней подсвит танопчинской свиты. Нижняя подсвита была сформирована в условиях переходного-морских мелководных бассейнов. Верхняя подсвита характеризуется близкими условиями с центральными частями заливов и лагун и дельтовыми обстановками.

Ключевые слова: танопчинская свита, Северо-Тамбейское месторождение, литолого-фациальный анализ, литогеохимическая характеристика, условия осадконакопления.

The work is devoted to the study of the sedimentation conditions of the Tanopchinskaya series within the North-Tambey field. According on the results of the study, different formation conditions were established for the lower and upper sub-series of the Tanopchinskaya series. The lower sub-series was formed in the transitional marine environments of shallow basins. The upper subformation is characterized by conditions similar to the central parts of bays and lagoons and deltaic settings.

Keywords: Tanopchinskaya series, North-Tambey field, lithological-facies analysis, lithogeochemical characteristics, sedimentation conditions.

Танопчинская свита – основная продуктивная толща на месторождениях полуострова Ямал на севере Западно-Сибирской плиты. Танопчинская свита делится на две подсвиты. Палеогеографическая обстановка времени накопления ее осадков менялась от прибрежной мелководно-морской до континентальной (Скоробогатов и др., 2003). Условия ее формирования исследовались на разных площадях севера. Так реконструкция условий осадконакопления меловых пластов полуострова Гыдан показала, что нижняя подсвита формировалась в условиях речной системы (Сурикова, 2020). В то время как на Малыгинской площади были выделены фации пойменного бассейна для пород верхней подсвиты (Мазуркевич, Санькова, 2017).

В данной работе были исследованы породы танопчинской свиты в пределах Северо-Тамбейской площади, которая находится на северо-восточном побережье полуострова Ямал.

Текстурно-структурный анализ кернового материала, а также результаты распределения минерального состава и геохимических показателей позволили провести фациальный анализ пород танопчинской свиты, и предложить модель формирования в пределах площади исследования.

Материал был отобран для трех скважин Северо-Тамбейской площади. Был проведен текстурно-структурный анализ. Для уточнения минерального состава пород был проведен рентгеноструктурный анализ (РСА) (X'Pert Powder). Содержания редких элементов в породах измерены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) (Agilent 7500cx). Работы выполнены в ЦКП «Аналитический

центр геохимии природных систем» (ТГУ, Томск).

Нижняя подсвита (K1tnp1), пронизываемые пласты ТП17–ТП26, сложены чередующимися пачками песчаников светло-серых, мелкозернистых, хорошо сортированных и алевролитов серых мелко – крупнозернистых (рис. 1 а-г). Текстульные особенности представлены сочетанием тонко и мелкослоистых, горизонтальных, волнистослоистых, линзовидно-волнистых, присутствуют небольшие следы взмучивания осадка – «пудинговые» текстуры и следы биотурбации – следы ходов илледов (до 1 см в диаметре).

Верхняя подсвита (K1tnp2), пронизываемые пласты ТП1–ТП16, представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов и угольных пластов. Алевролиты серые мелко- и крупнозернистыми волнистослоистыми (рис. 1 д-з). Песчаники светло-бежевые мелкозернистые с большим количеством углещифицированного материала. Темно-серые аргиллиты поступательно переходят в массивные пласты углей мощностью до 2 метров. Преобладающие текстуры тонкослоистая, волнистая, горизонтальная, местами косоволнистые, прерывистые (рис. 1 а-г).

В минеральном составе пород преобладает кварц (64,2–74,2 %) и характерно высокое содержание калиевых и натриевых полевых шпатов (16,6–27,2 %), что указывает на явные переходно-морские или континентальные условия накопления. Сумма глинистых минералов изменяется в породах от 5,0 до 9,9 % и представлена преобладающе каолинитом, хлоритом и гидрослюдой. В отдельных пачках верхней подсвиты отмечается палыгорскит до 11 % от суммы глинистых минералов. Также по разрезу отмечается содержание

карбонатов: кальцита до 8,3 %, доломита до 9,5 % и сидерита до 11,0 %. Присутствие карбонатов, в частности сидерита в совокупности с палыгорскитом, может указывать на хемогенный генезис пород.

Также для реконструкции условий осадкообразования был проведен анализ распределения редкоземельных элементов. Выявленные на треугольных диаграммах (рис. 2) закономерности фракционирования легких

и тяжелых лантаноидов позволяют проследить фациальную зональность пород. Для одной из скважин был установлен широкий спектр обстановок от субконтинентальных до относительно глубоководных морских (рис. 2 а). Для двух других скважин отмечается слабая степень фракционирования между породами верхней и нижней подсвиты (рис. 2 б, в), что указывает на стабильно сменяющиеся условия осадконакопления.

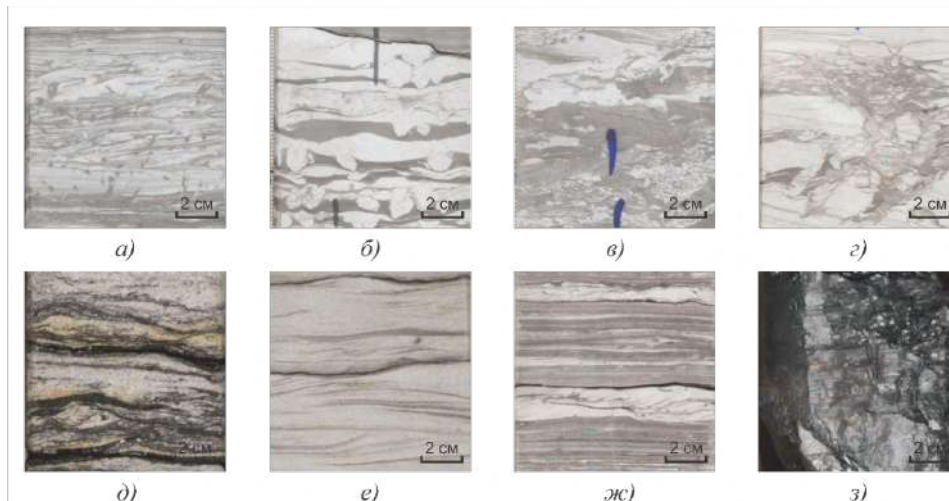


Рис. 1. Текстуры пород танопчинской свиты

Анализ распределения геохимических показателей (рис. 3) позволил провести оценку показателей химизма вод бассейна осадконакопления, палеосолённости, глубоководности и удаленности от береговой линии.

Воды осадочного бассейна во время образования пород нижней подсвиты характеризуются как слабо-солёные, индикатор палеосолённости Sr/Ba изменяется от 0,31 до 0,83, условия осадконакопления были в основном бескислородными (отношение U/Th 0,20–0,32 и значение европиевой аномалии Eu/Eu^* – 0,68–0,92).

Осадконакопление происходило на удалении от береговой линии: величина цериевой аномалии изменяется в пределах единицы от 0,97–1,23; отношение Ti/Zr принимает значение от 29,71 до 60,02. Об удаленности от источника сноса говорит и отношение La/Yb , значения которого изменяются от 12,26 до 21,19 и указывают на терригенный механизм накопления осадка. Отношение группы цериевых лантаноидов к группе иттриевых лантаноидов ($\Sigma Ce/\Sigma Y$ от 3,98 до 7,59) говорит о гумидном климате во время осадконакопления и глубины до 100 м.

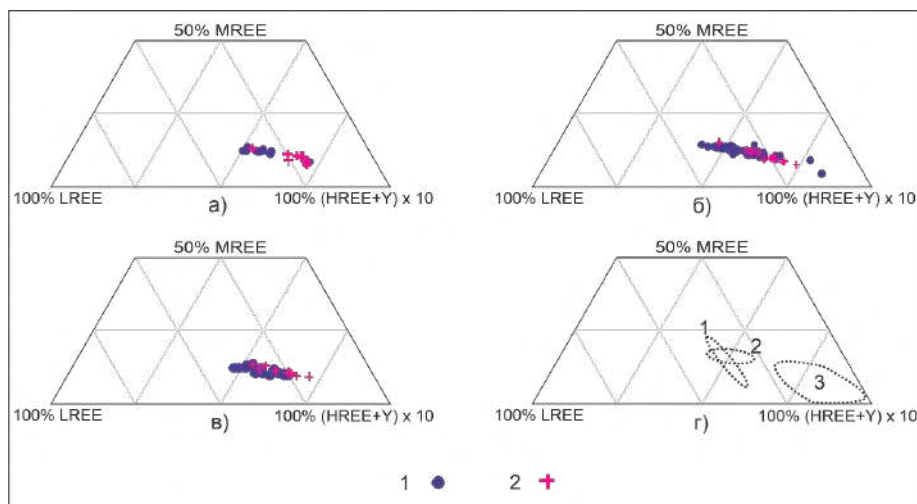


Рис.2. Положение на диаграммах LREE-MREE-(HREEx10) фигуративных точек составов лантаноидов а), б), в) в породах в скважинах №1, 2 3 соответственно; г) – в современных осадках озер, морей и океанов. Растворенные лантаноиды: 1 – образцы верхней подсвиты танопчинской свиты; 2 – образцы нижней подсвиты танопчинской свиты.

Показаны поля: 1 – осадки озер; 2 – осадки мелководья Черного моря; 3 – осадки осевой части ВТП, рифтовых зон, центральных частей Мирового океана (Шатров, Войцеховский, 2010)

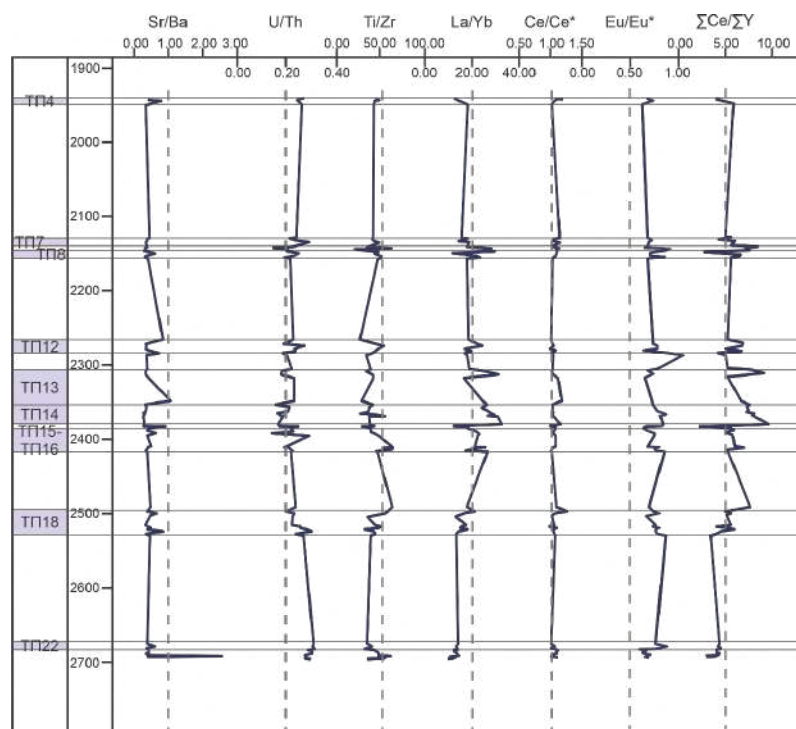


Рис.3. Геохимический разрез пород танопчинской свиты на Северо-Тамбейской площади

Образование пород верхней подсвиты происходило во время регрессии осадочного бассейна. Об этом свидетельствует опреснение вод бассейна ($Sr/Ba = 0,23-0,78$), повышенные значения отношения La/Yb ($11,90-32,40$), что указывает на терригенный механизм накопления осадка, местами континентальный. Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ ($2,33-9,59$) говорит о гумидном климате во время осадконакопления на глубине до 90 м, в сменяющихся окислительно-восстановительных условиях: (отношение U/Th $0,19-0,24$ и значения европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0,70-0,94$). Отношение Ti/Zr ($20,07-60,64$) и величина цериевой аномалии ($0,98-1,18$) указывают на накопление осадка вблизи береговой линии.

По результатам проведенного комплекса исследований было установлено, что формирование пород танопчинской свиты происходило во время регрессии осадочного бассейна. Для пород танопчинской свиты на Северо-Тамбейской площади были установлены следующие основные обстановки. Породы нижней подсвиты формировались в условиях малоподвижного мелководья и приливно-отливных зон. Породы верхней подсвиты были отложены в условиях прибрежных заливов и лагунах и в передовых частях дельт.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Мазуркевич В.В., Санькова Н.В. Фациальные особенности отложений танопчинской свиты Малыгинского месторождения // Трофимукские чтения-2017. 2017. С. 119–121.
2. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д., Геологическое строение и газонефтеносность Ямала // М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003, 352 с.
3. Сурикова Е.С., Конторович В.А., Федорович М.О. Реконструкция условий осадконакопления меловых и юрских продуктивных песчаных пластов полуострова Гыданский (на примере Геофизического месторождения) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. №. 4. С. 3–3.
4. Шатров В.А., Войцеховский Г.В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного Мирового океана // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. №. 1. С. 73–83.

КАРКАСООБРАЗУЮЩИЕ ОРГАНИЗМЫ И ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ В ДОЛОМИТАХ ЮРЯХСКОГО ПОДГОРИЗОНТА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Е.И. Швецов, А.В. Ширяев, М.А. Белогурова

ООО «Тюменский нефтяной научный центр» Роснефть, Тюмень, Россия, eishvetsov@tnnc.rosneft.com

В статье проведен сравнительный литолого-минералогический анализ разновозрастных пластов Ю3 и Б5 верхнеданиловского подгоризонта. Выделены основные типы каркасостроителей органогенных построек и установлена их взаимосвязь с коллекторскими свойствами.

Ключевые слова: доломиты, органогенная постройка, коллектор, Renalcis, керн, петрографический анализ, юряхская и тэтэрская свиты, фильтрационно-емкостные свойства, Восточная Сибирь.

The article presents a comparative lithological and mineralogical analysis of the same-age layers of the U3 and B5 of the Verkhnedanilovsky subhorizon. The main types of frame builders of organogenic buildings are identified and their relationship with collector properties is established.

Keywords: Dolomites, organogenic building, reservoir, Renalcis, core, petrographic analysis, Formation, Eastern Siberia

В настоящее время на территории Сибирской платформы одним из основных объектов нефтепоисковых работ является Непско-Ботуобинская антеклиз (НБА). Нефтеносность приурочена к венд-кембрийскому осадочному комплексу, основная роль в образовании которого принадлежит цианобактериальным сообществам.

В верхнеданиловское время на территории Сибирской платформы произошло повышение относительного уровня моря, однако, бассейн оставался относительно мелководным. Привнос терригенного материала был минимален, что благоприятствует формированию карбонатных пород, в то числе маломощных органогенных построек (Кузнецов, Илюхин, Дмитриевский и др., 2000).

До настоящего времени морфологические особенности каркаса связывали чаще всего с фациальной принадлежностью. Авторам работы удалось проследить взаимосвязь между формой скелета микробиацитов и типом коллектора.

В ходе работы изучен керн пластов Б5 тэтэрской свиты и Ю3 юряхской свиты верхнеданиловского подгоризонта Непско-Ботуобинской антеклизы. Свиты являются возрастными аналогами друг друга, однако, расположены в разных фациальных районах – Ангаро-Непском и Ботуобинском (рис. 1).

Пласты сложены карбонатными породами – доломитами с органогенными микробиацито-водородными и зернистыми структурами. Текстуры пород массивные и неправильно-слоистые, подчеркнутые стилолитизированными прожилками уплотнения с глинисто-органическим материалом. Вторичные минералы представлены ангидритом, галитом, пиритом и кремнезёмом. По разрезу отмечается неравномерное содержание битума и глинистого материала. Ангидрит и глинистый материал преобладают в верхней части разреза, что обусловлено глинисто-сульфатно-карбонатной покрывкой. Битум отмечается в нижней части, частично заполняя пустотное пространство. Галит в

разрезу развит неравномерно и заполняет как редкие поры и каверны, так и полностью запечатывает все пустоты. Пирит и кремень содержатся в незначительных количествах.

По петрографическому анализу установлено, что основными каркасообразующими организмами пластов Б5 и Ю3 являются дендролитовидные формы микробиацито-водородных сообществ типа Renalcis.

Для характеристики микробиацито-водородных структур верхнеданиловского подгоризонта использовалась типизация основных форм каркасов для дендролитовидных микробиацито-водородных сообществ, разработанная (Brian R.Pratt., 1984).

Общая стратиграфическая шкала		ИРКУТСКО-БАЙКИТСКАЯ ОБЛАСТЬ			БОТУОБИНСКО-ОЛЕКМИНСКАЯ ОБЛАСТЬ		
Система	Отдел	Ангаро-Непский район А ₁			Ботуобинский район Б ₁		
		Ангарская зона 1.1 Братская св. 18	Непская зона 1.2 Ярякская св. 27	Приленская зона 1.3 Ичёрская св. 188	Среднеботуобинская св. 24	Батырская св. 1	Хохонская св. 256
Кембрий	Система	Ангарская свита			Ангарская свита		
		Верхняя подсвита			Верхняя подсвита		
Немюр	Система	Булайская свита			Булайская свита		
		Верхняя подсвита			Верхняя подсвита		
Палеозой	Система	Бельская свита			Бельская свита		
		Верхняя подсвита			Верхняя подсвита		
Мезозой	Система	Усольская свита			Усольская свита		
		Верхняя подсвита			Верхняя подсвита		
Кайнозой	Система	Средняя подсвита (осиновская)			Юрская свита		
		Верхняя подсвита			Верхняя подсвита		
Венд	Система	Нижняя подсвита			Нижняя подсвита		
		Нижняя подсвита			Нижняя подсвита		

Рис. 1. Стратиграфическая схема фациальных районов Сибирской платформы (Мельников, Шабанов, Шабанова, 2010).

Отличительной особенностью дендролитовидных форм является субвертикальная ориентировка роста, пузырьковидная и почковидная форма, образующая неправильные ряды. В изучаемых разрезах были встречены септальные, толстокустистые и камерные формы, различающиеся по размеру и толщине известковой оболочки (рис. 2).

Оболочки септальных форм очень тонкие, многократно ветвящиеся, с равномерным диаметром ветвей. Пересечения веток редки, зачастую они удалены друг от друга и разделены плотной микритовой матрицей. Образование пустот связано с процессами выщелачивания тонких оболочек скелетов. Зоны межскелетных заполнений остаются плотным. В породах, образован-

ных септальными формами скелетов, формируются микропоровый тип коллектора (рис. 3 а-в).

Гроздевидные и неправильные облаковидные камерные формы, формируют своего рода ажурный рисунок. Как и септальные типы, камерные формы имеют тонкую оболочку, способную к выщелачиванию. Каркасы ветвящиеся, и по мере их роста размер словищ и камер увеличивается. Нарастающие кустики и веточки плотно прилегают друг к другу. Межкаркасное заполнение представлено микритовым материалом с рыхлой структурой и более поздним яснокристаллическим цементом. В породах, сложенных камерными формами скелетов, образуется пятнисто-поровый тип коллектора (рис. 3 г-е).



Рис. 2. Формы каркасов цианобактерий *tuna Renalcis* (Brian R. Pratt., 1984).

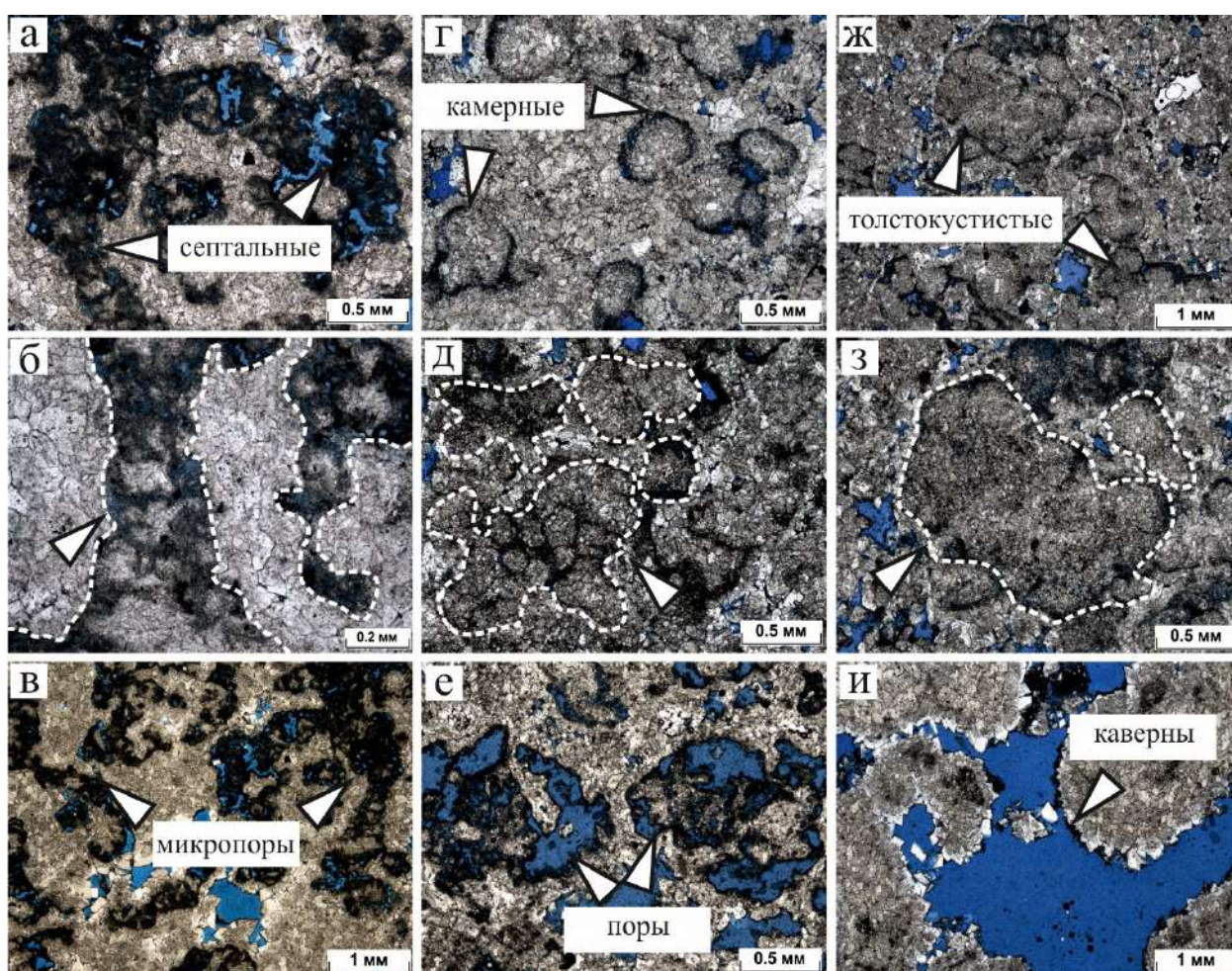


Рис. 3. Фото шлифов. Формы роста, строение каркаса и тип пустотного пространства цианобактериальных сообществ.

Пустотелые, почковидные и неправильной формы тельца, срастающиеся друг с другом, характерны для толстокустистого типа. Скелеты неравномерно ветвящиеся, стенки сложены плотноупакованным микрокристаллическим доломитом. Диаметр веток изменчивый. Поверхности скелетов обрастают кристификационными цементами («клиновидный», «собачьи зубы» и другие), тем самым укрепляя каркас породы. Межформенное пространство оставалось полым, т.к. первичное межскелетное заполнение практически отсутствовало. Обилие скелетов создает относительно регулярную систему пустот. Таким образом, толстокустистые формы скелетов образуют породы с каверновыми и порово-каверновыми типами коллекторов (рис.3 ж-и).

По результатам анализа выделились основные морфологические типы каркасостроителей и связанные с ними типы коллекторов. Для доломитов, сложенных септальными каркасами, характерен микропоровый тип коллектора, для камерных – пятнисто-поровый, для толстокустистых – каверновый и поровой-каверновый. Форма каркаса в органогенных структурах мо-

жет характеризовать не только фациальные особенности, но и обуславливать тип коллектора. Несмотря на принадлежность пластов к разным фациальным районам, отмечается схожесть в морфологии каркасообразующих организмов, и, таким образом, можно спрогнозировать распространение коллекторов различных типов.

Литература

1. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Дмитриевский С.А. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. Москва, Научный мир, 2000. 104 с.
2. Мельников Н.В., Шабанов Ю.Я., Шабанова О.С. Стратиграфическая схема венд-кембрийских отложений Турухано-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы //Геология и геофизика, 2010. 5(6), 863–875.
3. Brian R. Pratt., Diagenetic Microfossils from Calcification of Coccoid Blue-Green Algae: AAPG Bulletin, 1984, 948-970.

УДК 552.543

ЛИТОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ЮРЯХСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕБОТУОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.В. Ширяев, Е.И. Швецов, М.А. Белогурова

ООО «Тюменский нефтяной научный центр» Роснефть, Тюмень, Россия, avshryaev2@tnnc.rosneft.ru

В статье описан краткий литолого-минералогический состав пород юряхской свиты, выделены и классифицированы основные типы органогенных построек и установлена их взаимосвязь с коллекторскими свойствами.

Ключевые слова: доломиты, органогенная постройка, коллектор, классификация, керн, петрографический анализ, юряхская свиты, фильтрационно-емкостные свойства, Восточная Сибирь.

The article describes a brief lithological and mineralogical composition of the rocks of the yuryakh formation, identifies and classifies the main types of organogenic structures and establishes their relationship with reservoir properties.

Keywords: Dolomites, organogenic building, reservoir, classification, core, petrographic analysis, yuryakh formation, filtration and capacitance properties, Eastern Siberia

Несмотря на сложности, с которыми сталкиваются геологи-нефтяники при изучении карбонатных коллекторов, количество лицензионных участков на территории Восточной Сибири ежегодно увеличивается. В настоящее время основными продуктивными объектами являются осадочные породы венда и кембрия. К одним из таких сложных, но интересных объектов относится юряхская свита.

Стратиграфически отложения юряхской свиты относятся к верхнеданиловскому подгоризонту, венд-кембрийской нерасчлененной толщ Ботуобинско-Сюгджерского района (Мельников, Шабанов, Шабанова, 2010). По литологическому составу юряхская

свита представлена доломитами, реже известняками с редкими прослоями доломитов глинистых, доломитовых мергелей и ангидритов. По минералогическим исследованиям подтверждается карбонатный состав пород с незначительным содержанием галита, глинистого материала, пирита, сульфатов и кварца. Отложения прослеживаются по площади Непско-Ботуобинской антиклизы, мощность колеблется от 65 до 150 м (Кузнецов, Илюхин, Дмитриевский и др., 2000).

Материалом для изучения послужил керн скважины, расположенной в северо-западной части Среднеботуобинского месторождения. Скважина стала первой на участке, вскрывшей разрез юряхской свиты на 100%.

В позднеданиловское время венд-кембрийского периода бассейн седиментации представлял собой протяженную эпиконтинентальную платформу, углы наклона которой не превышали 2-3 градусов. В условиях свободных связей с Мировым океаном на территории платформы установились нормально-морские условия мелководной сублиторали с периодическим привносом глинистого материала. Хорошая освещенность и относительно высокие температуры благоприятствовали активному развитию цианобактерий и накоплению карбонатных пород.

В юрхской свите выделяется три пласта – Ю1, Ю2 и Ю3, разделенных глинисто-карбонатно-сульфатными перемычками.

Пласт Ю1 сложен доломитами с прослоями известняков доломитистых до доломитовых с микритовыми, зернистыми и органогенными структурами. Карбонатные зерна представлены литокластами, пелоидами и фитокластами. Органогенные разности отмечаются в средней и верхней части пласта и сложены пластово-строматолитовыми байндстоунами и столбчато-строматолитовыми баундстоунами. Межстолбчатое пространство заполнено зернистым, реже микритовым материалом. Тонкая ламинарная слоистость подчеркивается многочисленными прожилками черного органического вещества. Сульфатизация развита в виде многочисленных рассеянных таблитчатых кристаллов ангидрита, в нижней части пласта до перехода в желваки. Окремнение встречается в подошве пласта в виде редких конкреций. Трещины преимущественно литогенетические, деформации по слоистости, субвертикальные и извилистые. Нефтенасыщенность приурочена к нижней части пласта.

Пласт Ю2 сложен доломитами с зернистыми и органогенными структурами, реже отмечаются прослои доломитовых мергелей и глинистых доломитов.

Карбонатный зернистый материал представлен литокластами, пелоидами, фитокластами и ооидами. В верхней части пласта отмечаются желваковые формы строматолитов с линзовидным зернистым фитокластово-пелоидным заполнением. Контакты каркасных и зернистых разностей подчеркнуты прожилками уплотнения, выполненными глинисто-органическим материалом. К прожилкам нередко приурочены полые и залеченные галитом трещины деформации. Окремнение отмечается в верхней и нижней частях пласта в виде желваковых включений. Сульфатизация развита в виде рассеянных таблитчатых кристаллов, реже линзовидных включений и желваковых агрегатов. Породы неравномерно нефтенасыщены в кровле пласта (пятнисто и по трещинам).

Пласт Ю3 представлен доломитами с органогенными, реже зернистыми структурами. Постройки образованы кустистыми, желваковыми и войлоковидными формами микробалитов, с неравномерным микритовым и зернистым заполнением. Слоистость неправильно-органогенная, в зернистых прослоях – мелкая косая и тонкая. Галит развит неравномерно по разрезу, частично залечивая пустотное пространство. Пирит встречается в виде редких стяжений в кровле пласта. Пласт имеет неравномерное нефте-битумонасыщение.

Ограниченное видовое разнообразие каркасообразующих организмов венд-кембрийского времени натолкнуло нас обратиться к классификации, разработанной Robert Riding, в основе которой лежит разница внутреннего строения органогенных каркасов (R. Riding, 2011). В породах юрхской свиты встретились практически все типы органогенных структур: дендролитовидные, строматолитовые и лейолитовые, а также переходный морфологический тип – столбчато-агглютинирующий строматолит (рис. 1).

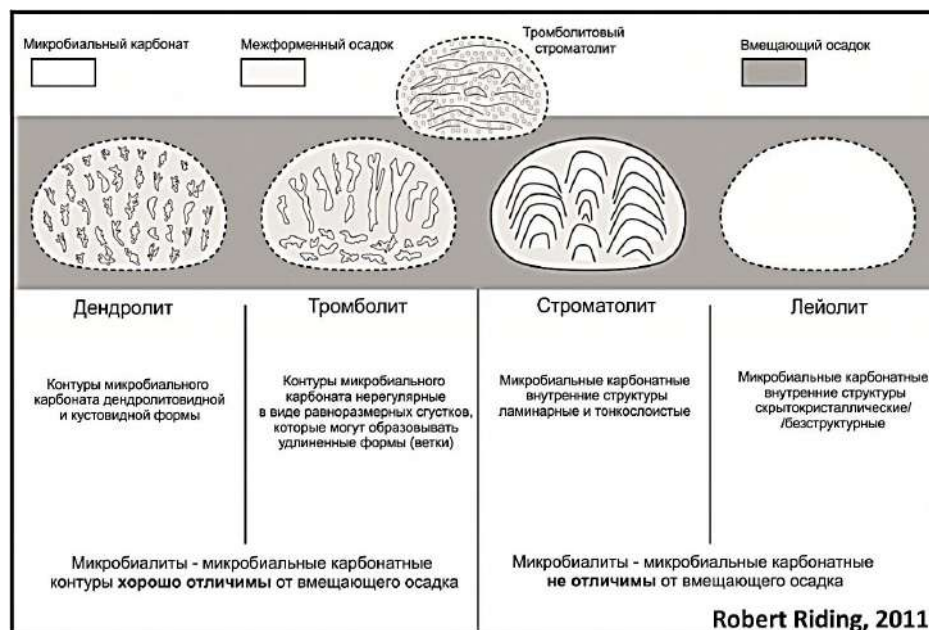


Рис. 1. Классификация микробалитов (R. Riding, 2011).

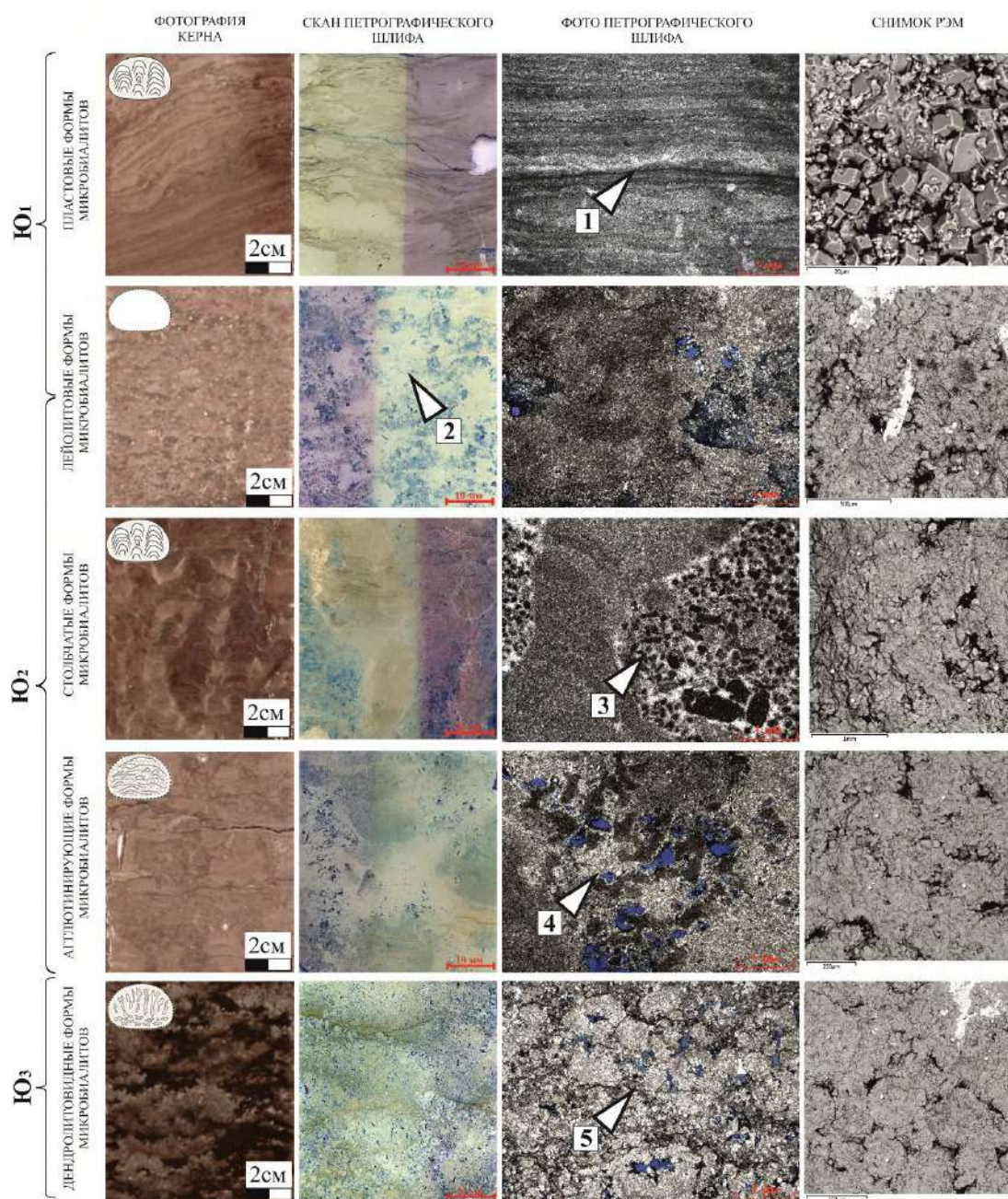


Рис. 2. Фото кернавого материала. Микробальные типы пластов группы Ю Среднеботубинского месторождения.

1 – пластовый строматолит с ламинарной текстурой; 2 – плотный каркас желваков лейсолита; 3 – зоны зернистых заполнений столбчатого строматолита; 4 – фенестроподобные пустоты в скелете агглютинирующего строматолита; 5 – дендролитовидные формы каркасов.

По петрографическому анализу дендролитовидные (ветвистые) формы каркасов хорошо отличимы от вмещающего осадка. Скелеты имеют субвертикальную ориентировку роста, а их скопления образуют небольшие колонии видимым размером до 42,0 мм. Они обособлены друг от друга и разрознены, формируют межскелетные промежутки кармановидных и щелевидных форм, они могут быть заполнены карбонатным зернистым и микритовым материалом. По степени окатанности карбонатные зерна от слабо окатанных до ока-

таных. Микритовый материал с однородной плотной структурой. В процессе вторичных преобразований скелеты и карбонатные зерна унаследуют первичную плотную упаковку ксеноморфных кристаллов и сложены доломитом от микритового до мелкого размера. Наличие первичных внутрикаркасных и межзерновых пустот в межскелетных промежутках благоприятно для формирования пустотного пространства. Таким образом, на участках зернистых заполнений формируются межкристаллические и межзерновые пустоты, а

по каркасам – система молдовых пустот. Детролитовидный тип микробиалитов преобладает в пласте Ю3.

Каркасообразующими формами пласта Ю2 являются пластовые и столбчатые строматолиты, внутренняя структура которых характеризуется тонколаминарным строением. Унаследованный характер перекристаллизации подчеркнут тонко-микрокристаллическим доломитом с плотной конформной и конденсированной упаковкой гипидиоморфных и идиоморфных кристаллов. В пластово-строматолитовых формах по поверхностям наслоения развиваются цепочки микропор размером не более 0,01 мм. Столбчато-строматолитовые формы имеют кармановидные зоны микрит-зернистых заполнений со структурой пакстоун. Карбонатные зерна сложены тонко-микрокристаллическим доломитом с плотной конформной и конденсированной упаковкой кристаллов. Столбчато-строматолитовый тип объединяет свойства дендролитовидных и пластово-строматолитовых форм - в столбиках мы наблюдаем те же цепочки пор, что и в пластовых формах и межстолбчатое заполнение как в дендролитовидных.

Переходным морфологическим типом между дендролитовидными и строматолитовыми микробиальными формами является агглютинирующий строматолит, который отмечается в разрезе пласта Ю2. В процессе его формирования происходит захват телом строматолита карбонатных зерен из внешней среды. Таким образом, формируется крайне неоднородное внутреннее строение, образованное чередованием слойков с плотной микритовой и рыхлой зернистой структурами. Межскелетное пространство также заполнено карбонатным зернистым материалом. Внутрискелетные пустоты фенестроподобного типа, распределены цепочками, ориентированными по наслоению.

Еще одним немаловажным каркасообразующим типом является лейолит, скелет которого сложен однородным микрит-микрокристаллическим доломитом с плотной конформной упаковкой кристаллов. Такой тип встречается в пластах Ю1 и Ю2. По данным петрографического анализа колонии крупных, извилистых, слабо удлинённых желваковых форм чередуются с кармановидными зонами микрит-зернистых заполнений. Зоны заполнения схожи с зонами столбчато-строматолитовых форм. Пустоты развиваются только по зонам зернистых заполнений, каркас лейолита остается плотным (рис. 2).

Установлены основные каркасообразующие формы пород юряхской свиты и установлена приуроченность пустот в каждом типе микробиалита. Закономерная смена детролитовидных форм на строматолитовые вверх по разрезу может свидетельствовать об общем обмелении бассейна седиментации.

Литература

1. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Дмитриевский С.А. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. Москва, Научный мир, 2000. 104 с.
2. Мельников Н.В., Шабанов Ю.Я., Шабанова О.С. Стратиграфическая схема венд-кембрийских отложений Туруханно-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы //Геология и геофизика, 2010. 5(6), 863–875.
3. Riding, R. Microbialites, stromatolites and thrombolites// Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of earth science series, Springer, Heidelberg 2011, pp. 635–654 .

СЕКЦИЯ

«ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ»

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА: U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (LA-ICP-MS) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

В.А. Беляев¹, М.А. Горнова¹, К.-Л. Ванг^{2,3}, А.П. Корнева⁴, А.А. Каримов¹,
А.Я. Медведев¹, С.И. Дриль¹, А.С. Семиряков⁴, Е.А. Агашева⁴

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

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

³Национальный университет Тайваня, Тайпей, Тайвань

⁴Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Изучены офиолиты юго-восточной части Восточного Саяна (Тувино-Монгольский микроконтинент, Центрально-Азиатский складчатый пояс). Методом LA-ICP-MS выполнено U-Pb датирование циркона из габбро ильчирского участка офиолитов Восточного Саяна. Получено конкордантное значение возраста 1034.7 ± 6.2 Ма. Геохронологические и геохимические исследования указывают на то, что офиолиты Восточного Саяна слагали единый покров и сформировались в преддуговой зоне на начальных стадиях субдукции.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, офиолиты, U-Pb датирование, циркон, габбро, бониниты

We studied the Eastern Sayan ophiolite complex located within the Tuva-Mongolian microcontinent of the Central Asian orogenic belt. Zircon separated from ophiolitic gabbro from Ilchir locality was dated by LA-ICP-MS, and the concordant age is 1034.7 ± 6.2 Ma. Geochronological and geochemical studies provide evidence that the Eastern Sayan ophiolite composed a single nappe and formed in a forearc setting during subduction initiation.

Keywords: Central Asian orogenic belt, ophiolite, U-Pb dating, zircon, gabbro, boninite

Офиолиты юго-восточной части Восточного Саяна находятся в обрамлении раннедокембрийского Гарганского континентального блока Тувино-Монгольского микроконтинента и считаются древнейшими в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Циркон из плагиогранитов дунжугурского участка на западе северной ветви офиолитов был датирован в работе (Khain et al., 2002) методом TIMS по монофракциям и Pb-Pb методом испарения циркона. Полученные даты составили соответственно 1021 ± 5 Ма (верхнее пересечение дискордии с конкордией) и 1019.9 ± 0.7 Ма (средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст по трем фракциям), и возраст 1020 Ма принят как оценка времени формирования офиолитов Восточного Саяна (Khain et al., 2002). Поскольку офиолиты Восточного Саяна слагают два протяженных пояса, вопрос датирования остальных участков офиолитового комплекса оставался актуальным.

Офиолиты Восточного Саяна уникальны тем, что несмотря на значительный возраст, в них присутствуют все члены офиолитовой последовательности: мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты, “верхние” габбро, дайковый комплекс, подушечные лавы (Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004; Складчиков и др., 2016). Реситовые гарцбургиты имеют характеристики надсубдукционных перидотитов (Wang et al., 2017). Кумуляты представлены верлитами, вебстеритами, габбро-норитами и кристаллизовались из бонинитовых и островодужных толеитовых расплавов (Belyaev et al., 2016). Среди лав и даек преобладают бониниты и андезиты бонинитовой серии, в подчиненном количе-

стве присутствуют островодужные толеитовые базальты (Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004; Складчиков и др., 2016; Khain et al., 2002; Belyaev et al., 2017). По данным изучения расплавных включений в хромите из бонинитов дайкового комплекса, бонинитовые расплавы представлены низко-Са типом (Беляев и др., 2019).

Для геохронологического изучения был отобран образец габбро на ильчирском участке в юго-восточной ветви офиолитов Восточного Саяна, в междуречье р. Сарамта и Арлык-Гол. Здесь породы офиолитового комплекса слагают узкую полосу между породами Гарганского континентального блока и неопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. В составе офиолитового комплекса присутствуют тектонические пластины метавулканитов, кумулятов основного-ультраосновного состава, серпентинизированных мантийных перидотитов. Также встречаются тела крупнозернистых габброидов, которые могут быть отнесены к “верхнему” габбро офиолитового комплекса. Они содержат небольшие ксенолиты кумулятивных габброидов и внедрялись на поздних этапах становления интрузивного комплекса офиолитов. Крупнозернистые габброиды сложены роговой обманкой и сосюритизированным плагиоклазом. Они обогащены LREE и Th, имеют минимумы Nb и Ti и близки по распределению несовместимых элементов к габброидам дунжугурского участка.

Из пробы S16-23 (крупнозернистое габбро) было выделено несколько десятков цирконов размером до 300 мкм по удлинению. На катодолюминесцентных (CL) изображениях они темные и показывают осцил-

ляторную зональность. Однако, наблюдаются яркие в CL тонкие (до 10-20 мкм) зоны по краям цирконов и по трещинам, которые вероятно возникли во время метаморфизма пород и были исключены при датировании.

U-Pb датирование циркона из габбро S16-23 было выполнено в Томском государственном университете (Лаборатория геохронологии и геодинамики). Изотопный анализ циркона проводился методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) с применением системы лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Photon Machines) с эксимерным лазером (193 нм) и масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900. Диаметр пучка лазера составлял 40 мкм. Время измерения фона между анализом точек составляло 20 с. Для удаления поверхностных загрязнений осуществлялась преабляция. Каждая точка анализировалась в течение 20-30 с. В качестве стандартов использовались стандарты циркона 91500 (первичный стандарт), OG1 и FC1 (вторичные стандарты). Расчет изотопных отношений, корректировка фонового сигнала и изотопного фракционирования проводились с использованием программного обеспечения Iolite 3.7 (Paton et al., 2011), являющегося надстройкой к Igor Pro 7 (WaveMetrics). Расчет изотопного возраста проводился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018).

По 14 точкам рассчитано конкордантное значение возраста 1034.7 ± 6.2 Ma, которое принято нами как время кристаллизации крупнозернистого габбро на ильчирском участке офиолитов Восточного Саяна. Эта оценка возраста согласуется с ранее полученной датировкой циркона из плагиогранитов дунжугурского участка (1021 ± 5 Ma; Khain et al., 2002).

Проведенные нами исследования подтверждают формирование офиолитов Восточного Саяна в единой структуре, что предполагалось ранее на основе геологических наблюдений (Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004). Лавы и дайки на дунжугурском и ильчирском участках представлены бонинитами, андезитами бонинитовой серии и островодужными толеитовыми базальтами, которые имеют близкое распределение несовместимых элементов и изотопный состав Nd (Belyaev et al., 2017). Таким образом, результаты U-Pb датирования, геологические и геохимические исследования свидетельствуют о том, что разные ветви офиолитов Восточного Саяна некогда слагали единый покров, надвинутый на Гарганский континентальный блок, как предложено в работе А.Б. Кузьмичева (Кузьмичев, 2004).

Присутствие островодужных толеитов, преобладание среди лав и даек пород бонинитовой серии, и особенно нахождение бонинитов низко-Са типа – всё это указывает на формирование офиолитов Восточного Саяна на ранних стадиях субдукции, в обстановке, близкой современным преддуговым зонам, из которых наиболее изучена преддуговая область Идзу-Бонин-Марианской дуги (Reagan et al., 2017). Таким образом, офиолиты Восточного Саяна являются ярким примером преддуговых офиолитов, свидетельствующим

о том, что в мезопротерозое процессы зарождения субдукции были аналогичны таковым в фанерозое.

Литература

1. Беляев В.А., Крашенинников С.П., Каменецкий В.С., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Белозерова О.Ю. Петрогенезис бонинитов из офиолитов Восточного Саяна по данным изучения расплавных включений в хромите // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2019. Вып. 17. С. 25-26.
2. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / В кн.: «Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии». Новосибирск. Наука. 1985. С. 34-58.
3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. Пробел-2000. 2004. 192 с.
4. Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163-180.
5. Belyaev V.A., Gornova M.A., Wang K.-L., Medvedev A.Y., Dril S.I., Karimov A.A. Subduction initiation in Proterozoic: geochemistry of mafic-ultramafic plutonic suite from Eastern Sayan ophiolites, Siberia // Goldschmidt Abstracts. 2016. 197.
6. Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril' S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian Microcontinent (Southern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. pp. 411-415.
7. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. pp. 311-325.
8. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. pp. 2508-2518.
9. Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // International Geology Review. 2017. V. 59, pp. 1439-1450.
10. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geoscientific Frontiers. 2018. V. 9. pp. 1479-1493.
11. Wang K.-L., Chu Z., Gornova M.A., Dril S., Belyaev V.A., Lin K.-Y., O'Reilly S.Y. Depleted SSZ type mantle peridotites in Proterozoic Eastern Sayan ophiolites in Siberia // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. pp. 583-587.

ИСТОЧНИКИ МАТЕРИНСКИХ МАГМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА

С.Н. Бубнов, Ю.В. Гольцман, И.А. Кондрашов, Т.И. Олейникова

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия,
bubnov@igem.ru*

Работа выполнена в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН (№ 121041500222-4).

Проведены исследования особенностей Sr-Nd изотопной систематики и геохимического состава четвертичных гаюиновых базанитов и орданшитов Малого Кавказа. Особенности вещественного состава изученных пород свидетельствуют о том, что их материнские магмы были сформированы в условиях смешения вещества, по меньшей мере, из двух региональных источников – относительно обедненного и существенно обогащенного подвижными компонентами. Одним из источников вещества гибридных магм, очевидно, являлся умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный Common -, либо PREMA-подобный резервуар. Другой источник вещества изученных пород наиболее вероятно был представлен субдукционно модифицированной обогащенной субконтинентальной литосферной мантией EM-II типа по вещественному составу, скорее всего, отвечающей рутилсодержащему амфибол-гранатовому перидотиту.

Ключевые слова: Малый Кавказ, гаюиновые базаниты, орданшиты, петрология, мантийные источники вещества материнских магм.

Data on the Sr-Nd systematics and geochemistry of Quaternary hauyne basanites and ordanshites in the Lesser Caucasus indicate that the parental magmas of the rocks were formed by mixing materials from at least two regional sources: one relatively depleted and the other significantly enriched in mobile components. One of the sources of the hybrid magmas seems to have been mildly depleted regional plume–asthenospheric Common- or PREMA-like reservoir. The other source was likely subduction-modified subcontinental lithospheric mantle of the EMII type, which most probably corresponded to rutile-bearing amphibole–garnet peridotite.

Keywords: Lesser Caucasus, hauyne basanite, ordanshite, petrology, mantle sources of parental magmas

Объектом настоящего изучения являлись четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа редкой разновидности: гаюин-амфиболовые тефриты (орданшиты) и гаюин-оливиновые базаниты. Известно небольшое число находок гаюинсодержащих щелочных вулканических пород. Это плейстоцен-голоценовые щелочные лавы Монте-Сомма (Везувий) (Бетехтин, 2007; и др.), плейстоценовые базанитовые лавы вулкана Вультуре (Италия) (Solovova et al., 2005; и др.), плейстоценовые лейцитовые фонолиты Эйфеля (Германия) (Sharygin et al., 2005; и др.), голоценовые фонолитовые лавы вулкана Сумако (Эквадор) (Garrison et al., 2018; и др.) и др. Известны лишь единичные случаи присутствия в геологических разрезах орданшитов – гаюинсодержащих амфиболовых тефритов. Орданшиты (по хр. Банн-д'Орданш, Овернь, Франция) встречены во Французском массиве и Эфиопском рифте (Lacroix, 1917 и др.), на Мадагаскаре и Тасмании; они входят в состав щелочно-базальтовой серии Роке Нубло о-ва Гран Канария (Канарский архипелаг) (Асавин, 2016; и др.). Многими исследователями отмечена приуроченность большинства магматических комплексов с орданшитами к рифтовым зонам либо к областям, для которых предполагается наличие горячей точки (горячего поля) мантии. Однако природа источников

вещества орданшитов, как впрочем, и гаюинсодержащих базанитов, до настоящего времени является предметом дискуссий.

Четвертичные орданшиты и гаюинсодержащие базаниты Малого Кавказа – продукты активности Капанского неовулканического центра. Он расположен в южной Армении (бассейны рек Ачанан и Воротан) в пределах Капанского (Кафанского) тектонического блока – активизированной в новейшее время мезозойской континентальной окраины, в юре и раннем мелу островодужного (западно-тихоокеанского), а в палеогене, вероятнее всего Андийского (восточно-тихоокеанского) типа (Меликсетян и др., 2019; и др.). К–Аг датирование указывает на то, что лавы Капанского центра образовались в калабрийском веке плейстоцена в течение двух импульсов магматической активности – 1.1–1.2 и ~0.9 млн лет назад (Лебедев, Чернышев, 2020). Обычно считают (Ширинян, Нагапетян, 1974; и др.), что новейший вулканизм здесь приурочен к Барабатум-Халаджскому и Мец-Магаринскому разломам, заложенным в средней юре и активизированным в четвертичное время. Первый из них в совокупности с опережающими его новейшими локальными нарушениями контролировал извержения орданшитов – продуктов активности Арцваникской группы шлаковых конусов

(Арцваник, Кахнут и Какачасар) и самостоятельного конуса Кармракар (Ширинян, Нагапетян, 1974; и др.). Мец-Магаринское разлом с оперяющими его новейшими нарушениями контролировал извержения гаюинсодержащих базанитов, слагающих Норапеникский шлаковый конус и продукт его активности – Халаджский лавовый поток (Ширинян, Нагапетян, 1974; и др.).

Диагностический признак всех типов пород Капанского центра – устойчивое присутствие микровкрапленников и микролитов гаюина (каркасного алюмосиликата из группы содалита – $\text{Na}_{4,5}\text{Ca}_2\text{K}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4)_{1,5}(\text{OH})_{0,5}$) либо в виде идеально развитых кристаллов, либо ксеноморфных зерен (в т.ч. в интерстициях основной массы).

Минералы вкрапленников орданшитов – амфибол ($\text{Mg}^\# = 0.59\text{--}0.78$), диагностированный как оксикерсутит (Гущин и др., 1991), клинопироксен (обычно авгит с $\text{Mg}^\# = 0.63\text{--}0.85$); к ним нередко добавлены апатит, плагиоклаз (An_{35-64}) и ксенокристы (диакристы) кварца, реже оливин, магнетит и К-Na полевой шпат. В основной массе вместе с микролитами перечисленных минералов присутствует цеолит.

Главные минералы фенокристов гаюин-оливиновых базанитов – высокомагнезиальный оливин (Fo_{89-90}) и клинопироксен ($\text{Mg}^\# = 0.68\text{--}0.87$); к ним обычно добавлены плагиоклаз (An_{45-70}) и магнетит, крайне редко амфибол и апатит. В основной массе наряду с микролитами этих минералов присутствуют К-Na полевой шпат и цеолиты.

На классификационной диаграмме TAS точки составов изученных пород в подавляющем большинстве случаев располагаются в поле базанитов/тефритов; вулканы содержат 41.2–45.5 мас. % SiO_2 , 4.4–7.6 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при 0.6–3.1 мас. % K_2O .

Установлено, что гаюинсодержащие четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа несут в себе «смешанные» геохимические характеристики, обладая чертами магматических образований различных генетических и геохимических типов. Так, на петрогенетических диаграммах Zr-Zr/Y (Pearse, Norry, 1979) и Zr-Ti/100-3*Y (Pearse, Cann, 1973) точки их составов в подавляющем большинстве попадают в поле внутриплитных базальтов. Вместе с тем на диаграмме La/Nb – Ba/Nb (Pang, Zhou, 2013) точки составов пород располагаются вблизи областей составов магматических образований вулканических дуг и континентальной сиалической коры. Напротив, по соотношению Th, Y и Nb (диаграмма Nb/Y–Th/Y) их геохимический облик сопоставим с магматами рифта Рио Гранде, а по соотношению Th, Ce и Nb (диаграмма Th/Nb–Ce/Nb) область их составов близка к линии смешения, задаваемой составами деплетированной мантии (DM) и мобильного компонента слэбов (SDS) по (Saunders et al., 1988). Магматические комплексы с гетерогенной природой магмагенерирующих источников нередкие «го-сти» в ареалах развития молодого вулканизма Земли. Породы «смешенного» геохимического типа (чаще всего MORB с субдукционными метками) являют-

ся миоценовые толенты бассейна Ямато в Японском море (Poulet, Bellon, 1992; и др.); геохимическими характеристиками MORB и IAB обладает ряд разностей среднемиоценовых вулканитов грабена Симане в юго-западной части о-ва Хонсю (Miyake, 1994; и др.). Выявлено, что геохимия ряда четвертичных вулканитов южной части Срединного хребта Камчатки сочетает признаки островодужного и внутриплитного происхождения (Волынец и др., 2018 и др.). Такой геохимический тип авторы последней публикации предлагают называть «гибридным».

Вариации начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных вулканитах составляют 0.7045–0.7054 и 0.51275–0.51279 (или +2.1...+3.0 в единицах ϵNd), соответственно. Орданшиты по сравнению с базанитами имеют менее радиогенный изотопный состав Sr и более радиогенный изотопный состав Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045\text{--}0.7047$, $\epsilon\text{Nd} = +2.5\text{...}+3.0$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049\text{--}0.7054$, $\epsilon\text{Nd} = +2.1\text{...}+2.4$, соответственно). Такого рода отличия в изотопном составе генетически родственных магматитов обычно рассматривают как свидетельство наличия в их материнских расплавах смешения Sr и Nd, по меньшей мере, из двух различных источников.

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd наблюдается отчетливая корреляция между изотопными составами Sr и Nd, характер которой свидетельствует о том, что исходные расплавы щелочных базальтоидов были образованы за счет вещества, по меньшей мере, двух источников – относительно обедненного и существенно обогащенного подвижными компонентами. Скорее всего, первый резервуар – обладающий региональной геохимической спецификой, астеносферный (плюм-астеносферный) умеренно деплетированный мантийный источник PREMA-, либо COMMON-подобного типа (Wörner et al., 1986; и др.). В пользу этого предположения говорят ряд геохимических данных. Так, на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (Fitton et al., 1997; и др.) точки составов пород располагаются преимущественно в области базальтов OIB-типа, что соответствует геохимии расплавов, по меньшей мере, обогащенных плюм-диапировой компонентой. В пользу участия в петрогенезисе изученных пород глубинных мантийных расплавов говорят также сильно фракционированный спектр тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 3.23\text{--}10.30$), низкие Lu/Hf (0.05–0.08) и высокие Ti/Y (316.55–671.72) отношения, указывающие на присутствие граната в качестве релитовой фазы в мантийном источнике.

Соотношения изотопных составов пород на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd свидетельствуют о том, что наиболее вероятным обогащенным подвижными компонентами источником являлся мантийный литосферный резервуар с изотопными характеристиками источника ЕМ-II типа. На основе анализа геохимических особенностей щелочных базальтоидов сделана попытка очертить возможные характеристики вещественного состава обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками ЕМ II, участвовавшего в генезисе гибридных материнских магм изученных пород.

На диаграмме Nb/Yb – Dy/Yb модельная кривая парциального плавления гранатового лерцолита (Neill et al., 2013) пересекает поле составов изученных пород при доле плавления обогащенного источника для получения составов материнских магм орданшитов от 6 до 10 % и базанитов – от 10 до 15 %. С другой стороны, характерная черта индикаторного отношения La/Nb в изученных породах – >> 1.4 (от 3.23 до 4.30), что указывает на внушительную обедненность их материнских расплавов Nb (Ta) относительно LILE и легких РЗЭ. При этом щелочные базальтоиды Капана имеют четко выраженные положительные аномалии Sr и Pb – типичный геохимический атрибут надсубдукционных магматитов. Эти факты могут указывать на наличие в обогащенном мантийном источнике унаследованной субдукционной компоненты.

Щелочные базальтоиды Капанского центра обладают низкими значениями отношений Rb/Sr (0.007–0.021) и высокими Ba/Rb (30.4–58.2), что указывает на плавление свободного от флогопита амфиболсодержащего мантийного источника. На диаграмме Ba/Rb – Rb/Sr поле составов изученных пород вытянуто вдоль «амфиболового» тренда, что подтверждает наличие амфибола в области обогащенного мантийного источника. И наконец, изученные породы характеризуются Nb-Ta, Zr-Hf и Ti отрицательными аномалиями. Обычно считают (Oyan et al. 2017; и др.), что совокупное наличие этих аномалий отражает условия плавления мантийного источника, при которых в реститовой фазе накапливаются рутил и/или амфибол.

Приведенные факты склоняют нас к выводу о том, что наиболее вероятно региональный обогащенный литосферный источник ЕМ-II-типа насыщенный субдукционной компонентой был представлен рутилсодержащим амфибол-гранатовым перидотитом.

Итак, особенности вещественного состава изученных пород свидетельствуют о том, что их материнские магмы были сформированы в условиях смешения вещества, по меньшей мере, из двух региональных источников – относительно обедненного и существенно обогащенного подвижными компонентами. Одним из источников вещества гибридных магм, несомненно, являлся умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный PREMA- либо Common-подобный резервуар. Другой источник вещества изученных пород наиболее вероятно был представлен субдукционно модифицированной обогащенной субконтинентальной литосферной мантией ЕМ-II типа по вещественному составу, скорее всего, отвечающей рутилсодержащему амфибол-гранатовому перидотиту.

Литература

1. Асавин А.М. Коэффициенты распределения в системе расплав-оливин-кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2016. 371 с.

2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии: учебное пособие. М.: КДУ, 2007. 720 с.
3. Волюнец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л. и др. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика, 2018, Т. 59, № 12, С. 1979–1996.
4. Гушин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А. Тефрит-шошонитовая серия Юго-Восточной Армении // Геология и разведка. 1991. № 11. С. 3–14.
5. Лебедев В.А., Чернышев И.В. Гаюиновые щелочные базальтоиды на Малом Кавказе (Капанский район, Армения) и их среднеплейстоценовый возраст // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 44–48.
6. Меликсетян Х., Никогосян И., Джрбашян Р. и др. Четвертичный моногенный вулканизм Капанского блока: вулканология, геохронология и геохимия (ЮВ часть Республики Армения) // Известия НАН РА Науки о Земле. 2019. Т. 72. № 2. С. 19–42.
7. Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б. Четвертичный базальтовый вулканизм Кафанского района. Отчет. Ереван: ИГН АН Арм. ССР, 1974. 108 с.
8. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 153. P. 197–208.
9. Garrison J.M., Sims K.W., Yogodzinski G.M. et al. Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador // Contrib. Miner. and Petrol. 2018. V. 173:6. pp. 1–19.
10. Lacroix, A. Les laves à haüyne d’Auvergne et leurs enclaves homoeogènes: importance théorique de ces dernières. Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l’Académie des Sciences. Paris. 1917. V. 164, pp. 581–588. Lacroix A. Mineralogie de la France et de ses colonies. Paris, 1893–1913.
11. Miyake Y. Geochemistry of igneous rocks of Shimane peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan sea margin // Geochem. J. 1994. V. 28, pp. 451–472.
12. Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // Lithos. 2013. V. 180–181. pp. 200–215.
13. Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A. et al. Petrology and geochemistry of the Quaternary mafic volcanism to the NE of Lake Van, eastern Anatolian collision zone, Turkey // J Petrol. 2017. V. 58. № 9. pp. 1701–1728.
14. Pang K.N., Zhou M.F., Qi L. et al. Erratum to “Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW Chin” // Lithos. 2010. V. 119. pp. 123–136.
15. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. pp. 209–300.
16. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Min. and Petr. 1979. V. 69. pp. 33–47.
17. Poucllet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic

- composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. pp. 779-789.
18. Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol (Special Lithosphere Iss.). 1988. pp. 415-445.
 19. Sharygin V., Di Muro A., Madyukov I. Crystallization temperature of haüyne from phonolite (ULST, E. Eifel, Germany) and haüynophyre (Vulture volcano, Italy): evidence from silicate melt inclusions // Abstract E-book of ECROFI XVIII, Siena, Italy, 2005.
 20. Solovova I.P., Girmis A.V., Kogarko L.N. et al. Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // 2005. Lithos V. 85(1-4) pp. 113-128.
 21. Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Schmincke H.U. Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. pp. 107-119.

УДК 552.3:550.42(234.851)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЭКСТРУЗИВНО-СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ЕНГАНЕПЭ

Т.А. Вовчина

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, ta_kaneva@mail.ru

Приводятся новые геохимические данные для кислых пород экструзивно-субвулканического тела лядгейского комплекса (L_{V2ld}) хребта Енганепэ. В породах лядгейского комплекса отмечается вариативное содержание редких земель (REE = 108–449 г/т). Для них характерно обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Ba) относительно высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, HREE), отрицательная Ta-аномалия, что указывает на образование в надсубдукционной островодужной обстановке.

Ключевые слова: геохимия, экструзивно-субвулканическое тело, лядгейский комплекс, Енганепэ, поздний венд, островная дуга

New geochemical data are presented for silicic rocks of the extrusive-subvolcanic body of the Lyadgai complex (L_{V2ld}) of the Enganepe ridge. The rocks of the Lyadgai complex show a variable content of rare earths (REE = 108–449 ppm). They are characterized by enrichment in large-ionic elements (K, Rb, Ba) in relatively high-charged ones (Zr, Hf, Nb, Ta, HREE), negative Ta-anomaly, which indicates the formation in a suprasubduction island arc setting.

Keywords: geochemistry, extrusive-subvolcanic body, Lyadgai complex, Enganepe, Late Vendian, island arc

Хребет Енганепэ находится в зоне сопряжения Полярного Урала и Печорской плиты. Он представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, ядро которой сложено докембрийскими осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими стратифицированными комплексами с субвулканическими телами риолитов и метадолеритов. В южной части хребта Енганепэ установлены многочисленные тела кислого состава, которые относят к экструзивно-субвулканическому лядгейскому комплексу (L_{V2ld}) поздненвендского возраста. Абсолютный возраст риолитов определен по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ в интервале 555-547 млн лет (Шишкин и др., 2004) и отвечает основанию верхнего венда.

Вулканогенные породы экструзивной фации, когда вязкая лава выжимается на поверхность, формируют специфические остроушки, именуемые экструзивными куполами. Их образованию, как правило, предшествуют мощные извержения, сопровождаемые взрывами и

выбросами большого количества пирокластики, поэтому экструзивные купола ассоциируют с эксплозивно-обломочными породами (Малеев, 1980). Одна из особенностей экструзивных тел заключается в том, что они формируются преимущественно в завершающие этапы вулканизма, после мощных извержений пирокластического материала, когда падает газонасыщенность магматических очагов. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырями, вызывающими мощное взрывное извержение – эксплозию. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит экструзия магмы (Шарфман, 2001).

На хребте Енганепэ нами изучены два экструзивно-субвулканических тела кислого состава (дациты, риодациты и риолиты) лядгейского комплекса (L_{V2ld}) – в междуречье Правый и Левый Изъявож (2010 г.) и на г. Длинная (2017 г.). Ранее в работах (Канева, 2010,

2011; Вовчина, 2020) были выявлены петрографические особенности внутреннего строения зональных экструзивно-субвулканических тел, установлены причины их зональности, построена детальная геологическая карта экструзивного тела и его окружения, изучен анализ вещественного состава пород (минералогический и химический состав). Мы предполагаем, что места находок сферолоидных риолитов на хребте Енганепэ указывают на местонахождения бывших каналов подъема магмы.

Нами получены новые геохимические данные для кислых пород экструзивно-субвулканического тела лядгейского комплекса (LVld). Содержания породообразующих оксидов в породах определялись классическим химическим методом, редкие и рассеянные элементы изучались методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ISP-MS) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми ФИЦ НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Для изучения петро- и геохимических особенностей экструзивно-субвулканического тела было задействовано ряд диаграмм и индикаторных соотношений.

Кислые вулканиды лядгейского комплекса по химическому составу соответствуют семействам дацитов (обр. 804-6, восточная часть тела), риодацитов (обр. 807-14, северо-западная часть тела) и риолитов (807-11, северная часть тела). Большинство из них являются

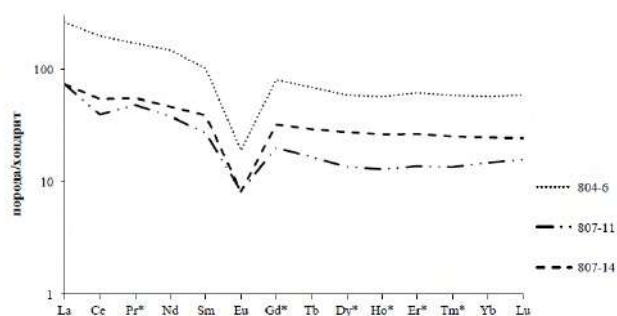


Рис. 1. Хондрит-нормализованные (Boynnton, 1984) спектры РЗЭ для кислых вулканических пород лядгейского комплекса. Условные обозначения: 804-6 – дацит, 807-11 – риолит, 807-14 – риодацит.

Характеристику и сопоставление распределений элементов-примесей в породах удобно давать с помощью мультиэлементных диаграмм (спайдерграмм), на которых все составы пород рассматриваются по отношению к составу гранитов океанических хребтов (ORG). Для кислых вулканических пород лядгейского комплекса характерно обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Ba) относительно высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, HREE), отрицательная Ta-аномалия (рис. 2). В пробах отмечается пониженное содержание Ti. Подобные геохимические особенности типичны для надсубдукционных островодужных образований.

На диаграммах Дж. Пирса (рис. 3, А и Б), применяемой для реконструкции геодинамических обстановок образования гранитоидов, фигуративная точка риоли-

породами серии нормальной щелочности, редко – субщелочной (обр. 807-11). Согласно диаграмме ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 кислые вулканиды представляют собой калиево-натриевые породы. На диаграмме содержания K_2O и SiO_2 породы кислого состава чаще относятся к умереннокалиевым, один состав (обр. 807-11) попал в область высококалиевых пород. Кислые вулканиды лядгейского комплекса являются низкоглиноземистыми и низкотитанистыми породами.

Редкоземельные элементы являются хорошими индикаторами условий образования магматических пород. Для рассмотрения и сравнения особенностей распределения редкоземельных элементов (REE) в изучаемых породах содержания их были нормированы к составу хондрита CI (Boynnton, 1984).

В породах лядгейского комплекса отмечается вариативное содержание редких земель: обр. 804-6 = 449.6 г/т, обр. 807-11 = 108,08 г/т, обр. 807-14 = 143.01 г/т (рис. 1). На диаграмме распределения REE можно выделить V-образный тип графика со слабым отрицательным наклоном: породы незначительно обогащены легкими редкими землями (LREE) относительно тяжелых (HREE). Величина La/Yb , являющаяся показателем этого обогащения, варьирует от 2.9 до 5.0. На графиках наблюдается хорошо проявленный Eu минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{--}1.6$).

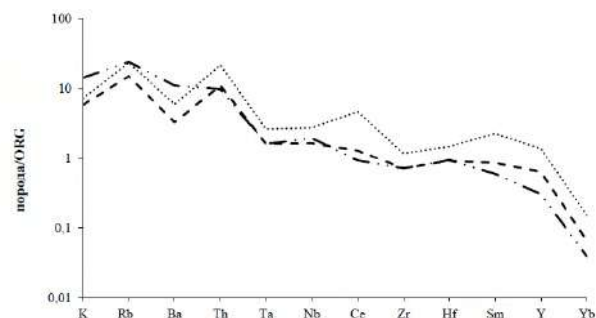


Рис. 2. Мультиэлементные спектры (спайдерграммы) элементов-примесей, нормированных на ORG для кислых вулканических пород лядгейского комплекса. Условные обозначения на рис. 1.

та (обр. 807-11) попадает в область островодужных пород (ОД). Исследуемые точки риодацита (обр. 807-14) и дацита (обр. 804-6) расположились в области внутриплитных гранитов (ВП). Это можно объяснить тем, что когда раскрывающийся бассейн накладывается на древние островодужные породы, граниты обнаруживают свойства ОД (унаследование состава источника), а если растяжение происходит на удалении от дуги на континенте, происходит смещение гранитов в поле ВП. Также подобное смещение может быть связано с процессами фракционной кристаллизации. Островодужные граниты могут смещаться в поля внутриплитных (обр. 804-6 и 807-14) из-за аккумуляции железомagneзиальных и аксессуарных фаз (Туркина, 2014).

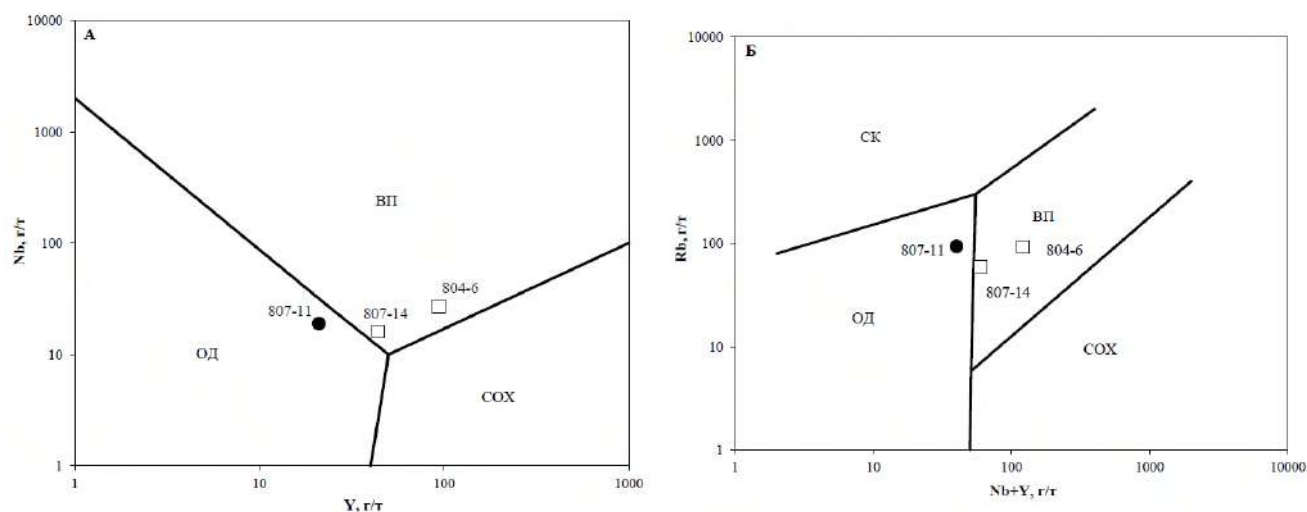


Рис. 3. Диаграммы Дж. Пирса (Pearce, 1984) $Nb - Yb$ (А), $Rb - (Nb+Y)$ (Б) для реконструкций геодинамических обстановок формирования кислых вулканических пород лядгейского комплекса.
Условные обозначения: 1 – риолит (807-11); 2 – дацит (804-6). Поля на диаграммах: COX – граниты океанических хребтов; ВП – внутриплитные граниты; ОД – граниты вулканических дуг; СК – коллизионные граниты.

Таким образом, исследованные экструзивно-субвулканические тела кислого состава (дациты, риодациты и риолиты) лядгейского комплекса образовались в надсубдукционной островодужной обстановке. Для пород характерно обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Ba) относительно высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, HREE), отрицательная Ta-аномалия. Однако, на диаграммах для реконструкции геодинамических

обстановок составы двух образцов попали в область внутриплитных гранитов, хотя по другим характеристикам являются островодужными. Вероятно, это связано с процессами фракционной кристаллизации. Островодужные граниты могут смещаться в поля внутриплитных из-за аккумуляции железомagneзиальных и акцессорных фаз.

Литература

1. Вовчина Т.А. Петрографические особенности экструзивно-субвулканических тел кислого состава лядгейского комплекса хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца, Санкт-Петербург. 5–9 октября 2020 г. С. 59–61.
2. Канева Т.А. Геологические и петрохимические

особенности экструзивных тел южной части хребта Енганепэ (Полярный Урал). Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Доклады 14-й научной конференции, 27 октября 2011. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 5–11.

3. Канева Т.А. Внутреннее строение экструзивных тел хребта Енганепэ (Полярный Урал). Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Доклады 13-й научной конференции, 28 октября 2010. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 20–22.
4. Малеев Е.Ф. Вулканыты. М.: Недра, 1980. 240 с.
5. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. РИЦ НГУ, Новосибирск, 2014. 118 с.
6. Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И., Сергеев С.А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 148–150.
7. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. // Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. pp. 63–114.
8. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V. 25. P. 956–983.

САЙБАРСКИЙ МАССИВ – ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

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

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, voront@igc.irk.ru; tkomaricina@mail.ru; sdril@igc.irk.ru; egor.dushkin.99@mail.ru

³ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, izokh@igm.nsc.ru

⁴ИГЕМ РАН, Москва, Россия, yarm1945@mail.ru

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

⁶ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, rizng@mail.ru

Изотопно-геохимические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 19-05-00300, 19-17-00019). Геохронологические и геологические исследования проводились в рамках госзаданий Министерства Науки (проекты 0284-2021-0006, 0330-2016-0003, FMMN-2021-0006).

Сайбарский массив сложен щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами (фойяитами) и субщелочными гранитами. Кроме того, присутствуют дайки щелочных гранитов и мафических пород. В данной статье рассматриваются особенности геологического строения, петрографические, геохимические и O-Nd-изотопные параметры пород и делается предположение о комбинации фракционирования умеренно-щелочных магм и ассимиляции ими блоков вмещающих карбонатных пород.

Ключевые слова: Сайбарский массив, Минусинский прогиб, Алтай-Саянская область, ордовикский магматизм, щелочные магмы, фракционирование, ассимиляция

The Saybar massif is composed of predominant alkaline syenites, as well as bodies of nepheline syenites (foyaite) and subalkaline granites. In addition, dykes of alkaline granites and mafic rocks are present. This article examines the features of the geological structure, petrographic, geochemical and O-Nd-isotopic parameters of rocks and makes an assumption about the combination of fractionation of moderately alkaline magmas and their assimilation of blocks of host carbonate rocks.

Keywords: Saybar massif, Minusinsk trough, Altai-Sayan region, Ordovician magmatism, alkaline magmas, fractionation, assimilation

Геологическое строение и возраст Сайбарского массива. Сайбарский массив принадлежит группе массивов (Косоруков, 1981), которые расположены в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба в восточной части Алтай-Саянской области. Он сложен щелочными сиенитами, фойяитами и субщелочными гранитами. Кроме того, присутствуют дайки щелочных гранитов и базитов. Щелочные сиениты занимают около 90% объема пород и подразделяются на бескварцевые и кварцевые разновидности. В поле развития щелочных сиенитов отмечаются выходы нефелиновых сиенитов (фойяитов). Нефелиновые сиениты демонстрируют высокую щелочность, обилие эгирина и арфведсонита в парагенезисе с K-Na полевым шпатом, альбитом и нефелином. Морфологически они выделяются в виде небольших гряд (от 20х50 м до 50х200 м) высотой от 0,5 до 3 м, которые не имеют резких контактов и зон закалки, характерных для даек. Фойяиты постепенно переходят в щелочные бескварцевые сиениты. Граниты представлены субщелочной и щелочной разновидностями, которые различаются по

геологическим условиям залегания. Субщелочные граниты слагают тела неправильной формы размером от 10 до 100 м² в зонах эндоконтакта на севере и юге массива и расположены вблизи вмещающих пород. К центру они постепенно превращаются в крупнозернистую кварцевую разновидность щелочного сиенита. Щелочные граниты слагают единичные дайки протяженностью около 20 метров, мощность их не превышает 5 м, а мощность закаленных зон составляет всего несколько сантиметров. Дайки прорывают Сайбарские щелочные сиениты и фойяиты, а также вмещающие силикатные и карбонатные породы. Мафические породы слагают единичные дайки, прорывающие щелочные сиениты в центральной части массива Сайбар. Контакт этих даек с вмещающими породами резкий и отчетливый. Дайки являются субвертикальными с преобладающим северным простиранием (350°–30°). Мощность этих даек варьирует от 0,2 до одного метра. Длина даек колеблется в пределах 5–15 метров.

Для выяснения времени формирования Сайбарского массива в центральной части интрузива была ото-

брана крупнообъемная (20 кг) проба меланократовых фойяитов, из которой были извлечены 4 фракции цирконов разной окраски. Изохрона проходит через начало координат и пересекает конкордию в точке со значением возраста 457 ± 10 млн лет, а среднеквадратичное взвешенное отклонение (СКВО) составляет 0,14 (Изох и др., 2005; Vorontsov et al., 2021). Учитывая, что меланократовые фойяиты постепенно переходят в щелочные сиениты, мы принимаем, что полученная датировка соответствует возрасту массива Сайбар.

Материнские магмы и петрогенезис. Образование массива сопровождалось, по меньшей мере, двумя или тремя фазами внедрения. Его формирование началось с внедрения больших объемов магм, послуживших основой для щелочных сиенитов, которые местами переходят в фойяиты, формируя непрерывный ряд: кварцевые щелочные сиениты – бескварцевые щелочные сиениты – нефелиновые щелочные сиениты (фойяиты). В краевых частях массива, отвечающих зоне эндоконтакта, кварцевые щелочные сиениты переходят в субщелочные граниты. Позднее сиениты массива были прорваны редкими дайками щелочных гранитов и пород мафитового состава, которые не пересекаются друг с другом.

В строении ранней фазы интрузива наблюдается запрещенная ассоциация пород, содержащих нефелин и кварц. Точки модальных составов этих пород, вычисленных по методу CIPW, разделены на графике Ne-Di-Q. Составы фойяитов расположены в поле Ne-Di-Ab, в то время как составы всех разновидностей щелочных сиенитов, а также субщелочных гранитов находятся в поле Di-Ab-Q. При этом щелочные сиениты занимают промежуточное положение между фойяитами и субщелочными гранитами. Постепенные геологические переходы от нефелиновых к кварцевым породам невозможно объяснить никакими закономерностями кристаллизационной дифференциации ни исходной фойяитовой, ни исходной щелочной сиенитовой магмы вследствие существования непреодолимого барьера между нефелин-нормативными и кварц-нормативными расплавами. Кроме того, среди всех пород отсутствуют корреляции между $\#Mg$ и некогерентными элементами, которые можно было бы уверенно объяснить фракционированием минеральных фаз. Также на мультиэлементных диаграммах среди составов всех разновидностей щелочных сиенитов отмечаются составы, близкие к составам как меланократовых, так и лейкократовых фойяитов. Особенно отчетливо такая близость составов проявлена для Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti. В то же время, существуют особенности дифференциации REE для фойяитов и для щелочных сиенитов. Так, в фойяитах дифференциации подвержены LREE и MREE, в то время как в щелочных сиенитах REE дифференцированы по всему спектру. Эти данные по валовому составу пород противоречат модели образования щелочных сиенитов из материнского фойяитового расплава с относительно пониженными концентрациями SiO_2 . Мы привлекаем

дополнительные механизмы формирования магм и пород, недосыщенных и пересыщенных в отношении SiO_2 . Таким механизмом должно быть добавление в магматическую систему, отвечающую составу щелочных сиенитов, инородных субстратов, которые бы нарушали ход дифференциации. Ассимиляция блоков кембрийских известняков, присутствующих во вмещающих интрузив толщах, в щелочно-сиенитовую магму, уверенно объясняет появление нефелиновых расплавов и пород. Так, добавление кальция в щелочно-сиенитовый расплав обуславливает относительное понижение содержания SiO_2 вплоть до недосыщения им расплава. Например, если в расплав, отвечающий щелочному сиениту (проба СБР 3/1: (мас. %), $SiO_2 = 63,86$, $TiO_2 = 1,11$, $Al_2O_3 = 16,53$, $Fe_2O_{3общ} = 5,34$, $MnO = 0,25$, $MgO = 0,48$, $CaO = 0,48$, $Na_2O = 6,66$, $K_2O = 4,97$, $P_2O_5 = 0,10$, п.п.п = 0.71), добавить 3 % Ca (7% $CaCO_3$), то его состав сместится в сторону появления в нем нормативного нефелина. Такой расплав при дифференциации, прежде всего за счет появления анортита, может дать более богатую щелочами и, соответственно, нефелином серию пород. Это подтверждается следующей реакцией: $CaCO_3$ (кальцит) + (Na) (Al, Si) Si_3O_8 (альбит) + $1/2 Al_2O_3$ (расплав) = $CaAl_2Si_2O_8$ (анортит) + $NaAlSi_3O_8$ (нефелин) + CO_2 . Добавка карбонатного материала практически не влияет на изменение геохимического фона расплавов, поэтому фойяиты геохимически остаются подобными щелочным сиенитам. Они также в целом более богаты Sr, являющегося типичным микроэлементом карбонатов. Обнаружение фойяитовых участков в разных сегментах интрузива Сайбар вне зависимости от степени их удаления от зоны контакта с вмещающими известняками указывает на случайное распределение предполагаемых блоков известняков в магматической камере.

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

Оценивая закономерности магматической эволюции во времени, отметим увеличение суммарной щелочности в фельзитических породах, определяемое составом даек щелочных гранитов одной из поздних фаз. Щелочные граниты даек близки к составу щелочных сиенитов по содержаниям Rb, Ba, K, Nb, Ta, Sr, P, но обогащены по всему спектру REE, что указывает на

фракционирование щелочных тёмноцветных минералов в щелочно-сиенитовом расплаве без существенных его взаимодействий с коровыми субстратами. Слабо выраженный Zr-Hf и Ti минимумы в щелочных гранитах даек свидетельствуют о ранней кристаллизации титаносодержащих минералов.

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

На комбинацию фракционирования и ассимиляции указывает изотопный состав кислорода, в частности обогащение $\delta^{18}\text{O}$ K-Na полевых шпатов щелочных сиенитов и субщелочных гранитов зоны эндоконтакта. Точки изотопных составов Nd сосредоточены в поле составов Nd изотопной эволюции для гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, в том числе для раннепалеозойских интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау (Руднев, 2013), которые являются потенциальными контаминантами для ордовикских щелочных сиенитовых магм. В то же время высокие значения $\varepsilon\text{Nd}(t)$ совпадают с изотопным составом неодиима для внутриплитовых базитов и сиенитов раннего палеозоя из других участков восточной части Алтае-Саянской области (Лыхин и др., 2019). Все эти данные не противоречат участию магм как коровой, так и мантийной природы при формировании интрузива Сайбар.

Геодинамическая позиция. Ордовикские щелочные сиениты участвуют в строении вулканоплутонических ареалов, которые распространены в горном обрамлении Минусинского прогиба и более широко по всей восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Их геохимические и изотопные (Sr, Nd) характеристики отражают взаимодействие мантийных и коровых источников вещества, которое реализуются как на активных континентальных окраинах, так и в областях внутриплитового магматизма при участии мантийного плюма (Ярмолук, Коваленко, 2003). В то же время, геологические данные указывают на режим пассивной окраины (Берзин, Кунгурцев, 1996) и на внутриконтинентальное положение магматических ареалов. Это геологическое ограничение позволяет сделать вывод, что

ордовикский магматизм в северной части Алтае-Саянской складчатой области определялся воздействием мантийного плюма на континентальную литосферу. Этому выводу не противоречит вещественная специфика щелочных сиенитов и фойяитов массива Сайбар, выраженная их принадлежностью к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям и их обогащённостью большинством литофильных элементов.

Литература

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. В 2-х томах. Т.1. С. 106–108.
3. Косоруков А.П. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и её горного обрамления // В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Вып. 509. Новосибирск: Наука, 1981. С. 128–157.
4. Лыхин Д.А., Ярмолук В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окунёвского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): к оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений, 2019, том 61, № 5, С. 37–61.
5. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / Отв. Ред. Г.В. Поляков; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. 300 с.
6. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–587.
7. Alexander A. Vorontsov, Andrey E. Izoh, Vladimir V. Yarmolyuk, Tatyana Y. Komaritsyna, Anatoly V. Nikiforov, Olga Y. Perfilova, Sergei I. Dril, Nailya G. Rizvanova and Egor P. Dushkin Evolution of Syenite Magmas: Insights from the Geology, Geochemistry and O-Nd Isotopic Characteristics of the Ordovician Saibar Intrusion, Altai-Sayan Area, Russia // Minerals 2021, 11(5), 473; doi:10.3390/min11050473

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ САРАЛИНСКОГО ГРАБЕН-РИФТА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)**О.М. Гринёв*, Р.Р. Адылбаев**, А.С. Семиряков, Е.Н. Морозова***Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,***tomskgrom@yandex.ru, **ruslan_ggf@mail.ru*

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект №20-35-90032

В работе приведены результаты исследований, обосновывающих выделение основных разновидностей вулканитов пикробазальт-трахитовой серии Саралинского грабен-рифта. Среди них установлены: габбродолериты, порфиновые и афировые базальты, гломеропорфиновые трахибазальты, а также порфиновые фонолиты, трахиты и трахидациты. В составе базальтоидных разновидностей установлены метабазальты, как результат проявления поздне- и постмагматической пропилитизации. Породы, в целом, специализированы на редкометально-редкоземельную и сульфидно-благородно-металльную минерализацию.

Ключевые слова: трахипикробазальт-трахитовая серия, Саралинский грабен, Кузнецкий Алатау, Алтай-Саянская складчатая область, растровая электронная микроскопия

The paper presents the results of studies that substantiate the identification of the main varieties of volcanic rocks of the picrobasalt-trachyte series of the Saralinsky graben rift. Among them are found: gabbrodolerites, porphyry and aphyric basalts, glomeroporphyritic trachybasalts, as well as porphyry phonolites, trachytes and trachydacites. In the composition of the basaltoid varieties, metabasalts have been established as a result of the manifestation of late and postmagmatic propylitization. The rocks, in general, are specialized in rare-metal-rare-earth and sulfide-noble metal mineralization.

Keywords: trachypicrobasalt-trachyte series, Saralinsky graben, Kuznetsky Alatau, Altai-Sayan folded area, scanning electron microscopy

Введение

На первоначальных этапах вулканитов грабенов среди основных членов серии, имеющей бимодальный характер, было установлено ограниченное число промежуточных разновидностей, занимающих на TAS-диаграммах поля трахиандезитов, андезибазальтов изучения (Гринёв и др., 2017; Grinev et. al., 2018, 2019, 2020; Адылбаев, 2021). Более детальное изучение петрологического и петрохимического составов имеющихся каменных материалов, а так же дополнительное полевое изучение ряда опробованных разрезов вулканитов грабена позволило уточнить первичный состав пород серии и выявить среди них метабазальты, как результат проявления поздне- и постмагматических гидротермально-метасоматических процессов типа пропилитизации, вплоть до появления среди вулканитов кварцевых жил и локальной эпидотизации. Дополнительно в экспедиции 2021 года был изучен один из опорных разрезов вулканитов по левому борту р. Левая Сарала, содержащий в себе четыре вулканических ритма второй толщи вулканитов сводного разреза грабена.

Образцы прежних и новых коллекций вулканитов были детально изучены микроскопически и на растровом электронном микроскопе в режиме картирования методом энергодисперсионного микроанализа (EDS) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных си-

стем» ТГУ ГГФ для выяснения их минералогического состава и минерагенической специализации

Результаты полевых исследований. Для уточнения состава основных разновидностей вулканитов грабенов был пройден обзорный маршрут (совместно с академиком В.В. Ярмолюком), пересекающий границу распространения вулканитов основного состава и трахит-трахидацитовой толщи. Маршрут проходил в крест простирания грабена, начиная с его восточного борта через водораздельную часть и далее по западному борту. В результате было установлено, что в естественных разрезах грабена переходных разновидностей базальт-трахитовой серии нет. Неоднократно встречались среди базальтов характерные гиадокластиты, свидетельствующие о том, что в ходе базальтовых извержений лава нередко изливалась в водную среду.

Изучение разреза вулканитов по левому борту р. Левая Сарала позволило выделить в нём четыре последовательных вулканических ритма, завершившихся мощной пачкой туфобрекчий, афировых базальтов и туфопесчаников мощностью до 25 м. Наличие этого горизонта в будущем может послужить в качестве маркера расчленения базальтовой толщи грабена, которое до настоящего времени окончательно не произведено (рис. 1).

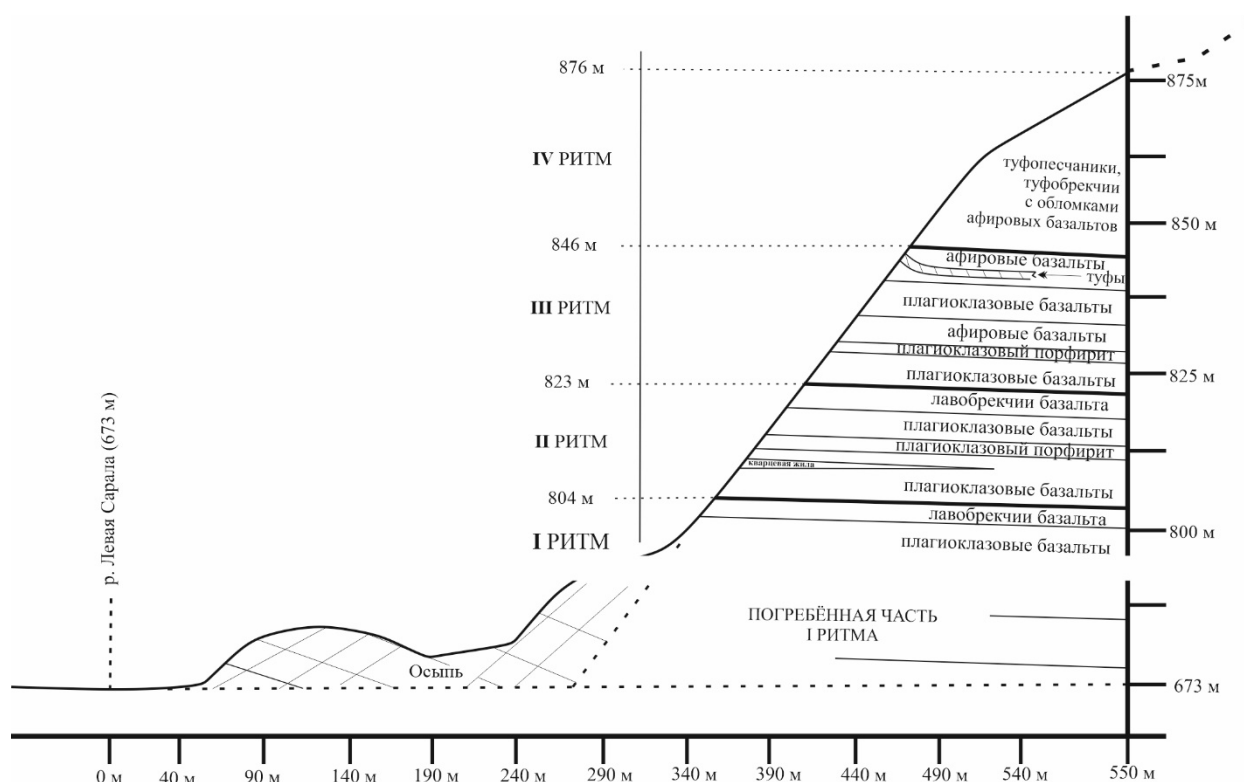


Рис. 1. Схематический разрез левого борта р. Левая Сарала Саралинского грабена

Минералого-петрографические исследования.

При микроскопическом (50 прозрачных шлифов) и электронно-микроскопическом изучении (15 шлифов) было установлено, что базальтовые разновидности состоят из оливином, авгитом, роговой обманкой, амфиболов и биотитом. Трахиты, трахидациты сложены средним-кислым плагиоклазом, калишпатом, кварцем эгирином и реликтами оливина. Породы постоянно содержат акцессорную минерализацию: ильменит, титаномагнетит, магнетит, количество которых в основных вулканитах составляет от 5 до 10, а иногда и 15 %. В качестве аксессуаров нередко встречаются апатит, карбонаты РЗЭ, фосфаты РЗЭ, флюорит, циркон, бадделит.

Породы содержат многочисленные микровключения самородных металлов и сплавов состава: Sn, Ag, Cu, Fe, Cu-Zn, Cu-Ni, Cu-Sn, Cu-Sn-Sb, Fe-Zn, Fe-Cr-Ni, Fe-Cu, Fe-Ni-Cu, Ni-Cu-Sn (+Hg), Ag с примесью Pd, Ru, Rh, а также сульфиды – галенит, халькопирит, пирит, сфалерит, ковеллин, халькоцит. Микровключения в основном располагаются в базитовых разновидностях, причём как в порфировых выделениях, основной массе, так и в миндаликах.

Основными вторичными минералами, развитыми по породам, являются: хлорит, иллит, эпидот, мусковит, кварц, альбит, титанит, рутил, анальцит, барит, родохрозит и охотскит (третья находка в мире). Интенсивность вторичных изменений различна, участками интенсивная, вплоть до формирования кварцевых жил, пропилитов и метабазальтов, специализированных на благородные металлы (Grinev et. al., 2020).

Выводы

1. Установлено, что нижняя часть разреза базальтов Саралинского грабена складывается ритмично построенной пикробазальт-базальтовой пачкой, залегающей на гравелито-конгломератовой красногорской толще. Число её ритмов пока достоверно не установлено, но по предварительным данным оно составляет около 5–7 вулканических ритмов. Перекрывающая её вторая пачка, изученная в разрезе по левому борту р. Левая Сарала, содержит четыре вулканических ритма (рис. 1) и перекрывающих их ещё двух ритмов туфопесчаников и песчаников общей мощностью разреза базальтов около 500 м. Установленный горизонт туфопесчаников в дальнейшем будет использован для расчленения оставшейся части базальтового разреза грабена.

2. На основе полевых данных подтверждён бимодальный пикробазальт-трахитовый состав серии вулкаников грабенов, а также установлен гидротермально-метасоматический (пропилитовый) характер изменения первичных базальтов с образованием метабазальтов.

Установлены кварцевые жилы в пределах толщи базальтов по левому борту р. Левая Сарала, как результат глубоко зашедшего процесса пропилитизации.

3. Установлена редкоземельно-редкометалльная и благороднометалльная специализация вулкаников грабенов, сопровождаемых геохимическими индикаторами благороднометалльного оруденения в виде микровключений самородных металлов и их сплавов, содержащихся в фенокристаллах, основной массе и миндаликах вулкаников. Большая часть этих включе-

ний характерна для базальтов и особенно пикробазальтов, габбро-долеритов.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Адылбаев Р.Р., Гринёв О.М. Петрография и минералогические особенности вулканитов трахипикробазальт-трахитовой серии саралинского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) / Р.Р. Адылбаев, О.М. Гринёв // Проблемы геологии и освоения недр : труды XXV Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию горногеологического образования в Сибири, 125-летию со дня основания Томского политехнического университета. Том 1 / Томский политехнический университет. Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2021. С. 42–44.
2. Гринев О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р. Геология и вещественный состав базальт-трахитовой серии раннего девона Саралинского грабена (Хакасия) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 9 : Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск : Изд-во «Томский ЦНТИ», 2017. С. 128–139.
3. Grinev, O., Grinev R., Adylbaev R., Bogorodov A., Saralinsky graben-devonian rift of the Kuznetsk-Minusinsk zone, Altai-Sayan folded area // Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk basin. Altay-Sayan Region, Siberia. 2020. pp. 43–77.
4. Grinev, O., Grinev R., Bogorodov A., Adylbaev R. Material composition of the basalt-trachyte series of the early Devonian of the Saralin graben-rift / O. Grinev, R. Grinev, A. Bogorodov, R. Adylbaev // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 110. pp. 1–9.
5. Grinev O.M., Vorontsov A.A., Bogorodov A.A., Adylbaev R. R., Perfilova O. Y., Grinev R.O. Morphotectonics and the evolution of plum-riftogenic magmatism of goryachegorsk volcanic plateau (Kuznetskiy Alatau) // Крупные изверженные провинции в истории земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы (КИП-2019). Тезисы VII международной конференции. Томск: Томский ЦНТИ, 2019. pp. 43–44.

УДК 551.21+552.2,3

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИТМУРУНДИНСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

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

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

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

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, проект № 20-77-10051.

В работе представлены данные исследования магматических пород Итмурундинского офиолитового пояса северного Прибалхашья. Проанализирован петрографический, химический и изотопный состав магматических пород данного пояса, произведен анализ возраста U-Pb методом датирования и сделаны выводы о геодинамических обстановках их формирования.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, офиолиты, базальтоиды, геохимия, Палеоазиатский океан, поздний кембрий-ордовик.

The paper presents data from the igneous rocks of the Itmurunda ophiolite belt of the northern Balkhash region. We performed petrographic, whole rock chemical and isotopic analyzes and U-Pb zircon dating in order to reconstruct geodynamic settings of their formation.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, ophiolites, basaltoids, geochemistry, Paleo-Asian Ocean, Late Cambrian- Ordovician.

Итмурундинская или Итмурунды-Казыкская складчатая зона, включающая офиолитовый пояс и аккреционный комплекс, находится в центральной части Казахстана, в северном Прибалхашье. Она расположена в ядре Северо-Балхашского антиклинория центральной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Ранее эта зона рассматривалась только как офиолитовый пояс (Паталаха, Белый, 1981), но с конца 1990-х годов она уже описывалась как аккреционный комплекс (Zhilkaidarov, 1998; Степанец, 2015) а ее образование связывалось с эволюцией Палеоазиатского океана (Зоненшайн, 1990). Более поздние геологические данные показали наличие в составе аккреционного комплекса устойчивой ассоциации пород (снизу-вверх): базальтовые пиллоу-лавы – пелагические ленточные кремни – гемипелагические кремнистые аргиллиты и алевролиты – отложения глубоководного желоба (турбидиты, граувакки) (Сафонова и др., 2019). Эти породы образуются отдельные пачки, разделенные разломами и/или надвигами. Такая ассоциация пород соответствуют отложениям стратиграфии океанической плиты (СОП), а отдельные пачки – это тектонические пластины, отделившиеся от погружающейся океанической плиты. Сама модель была разработана на аккреционных комплексах Японии (Isozaki et al., 1990), а образования СОП также детально описаны на аккреционных комплексах российского Дальнего Востока (Филиппов,

Кемкин, 2007) и других складчатых поясах тихоокеанского типа (Маруяма и др., 2018).

Согласно геологической карте масштаба 1:200 000 (Геологическая, 1960), в Итмурундинской зоне выделяются три главные ассоциации пород: мантийная (офиолиты), аккреционная и посторогенная (континентальные отложения) (рис. 1). В состав аккреционной ассоциации входят образования трех свит: итмурундинской (O_{1-2}), казыкской (O_{2-3}) и тюретайской (O_3-S_1), отложения которых разделенных тектоническими несогласиями. Они часто присутствуют в виде блоков в серпентинитовом меланже наряду с магматическими породами офиолитовой ассоциации и надсубдукционного комплекса. По результатам U-Pb датирования циркона определен возраст роговообманкового диорита из серпентинитового меланжа, который составляет около 500 млн. лет (Safonova et al., 2020). Эти данные согласуются с U-Pb возрастами по циркону из плагиогранита центральной части собственно офиолитового пояса в интервале от 530 до 498 млн лет (Degtyarev et al., 2021). Итмурундинская свита сложена базальтами, яшмами/кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В составе казыкской свиты преобладают яшмы/кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита представлена в основном кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

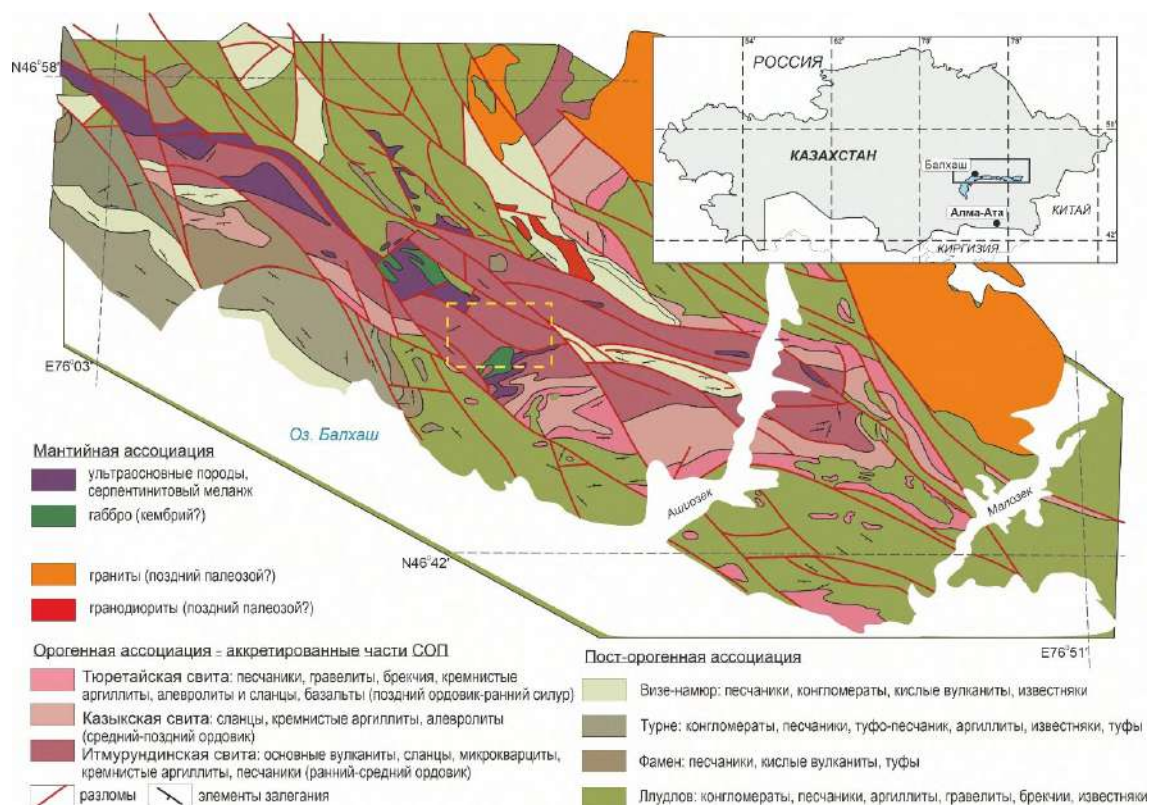


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Итмурундинской зоны северного Прибалхашья, масштаб 1:200000, серия Прибалхашская, лист L-43-XI. Рамкой показан район работ.

Нами были изучены магматические породы, которые на геологической карте показаны, как относящиеся к итмурундинской свите. Они представлены вулканическими и субвулканическими породами основного состава (базальт, долерит, габбро, диорит). В породах

преобладают субщелочные разности, также присутствуют щелочные базальты, трахиандезиты и фонотейфриты: на TAS-диаграмме $((K_2O + Na_2O)/SiO_2)$ точки составов почти всех образцов попадают в поля базальта и базальтового андезита (рис. 2 а).

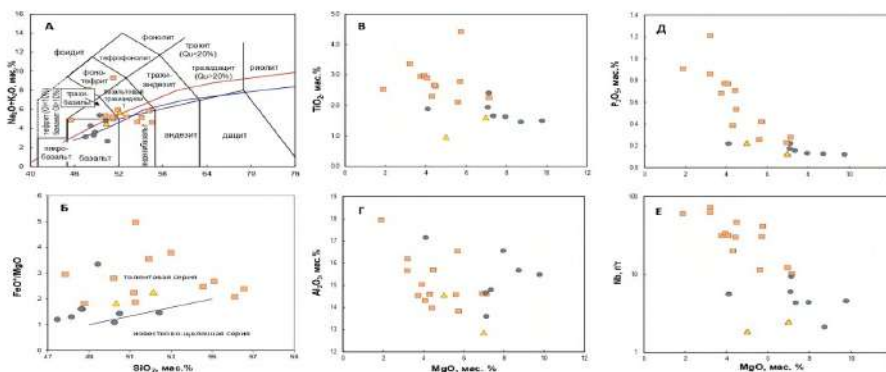


Рис. 2. А – диаграмма TAS, Б – диаграмма SiO_2 - FeO^*/MgO , В-Г – диаграммы MgO /породообразующие окислы и Nb. Квадраты – высоко-Ti, круги – средне-Ti, треугольники – низко-Ti.

Для них характерны значения $Mg \#$ в диапазоне от 26 до 73. Содержания SiO_2 варьируют в диапазоне от 44.1 до 55.1, $CaO = 4.9$ – 16.9 и $Al_2O_3 = 12.9$ – 17.9 мас.% (рис. 2 г). Поскольку при увеличении SiO_2 растет и отношение FeO^*/MgO , то изученные вулканыты, вероятно, относятся к толеитовой серии. Большинство образцов образуют похожие тренды также и на бинарных диаграммах MgO - породообразующие окислы (рис. 2 б). По совокупности признаков исследуемые образцы можно разделить на три группы: высоко-Ti ($TiO_2 > 1.9$ мас.%), средне-Ti ($TiO_2 = 1.4$ – 1.7 мас.%) и низко-Ti ($TiO_2 < 1$ мас.%) (рис. 2 в).

Низко-Ti образцы характеризуются более низкими концентрациями La, Sm, Zr, Nb и Th, и двумя уровнями отношений Zr/Nb – 18 и 34, что предполагает разные условия магмагенерации и/или разный состав мантийных источников. Высоко-Ti образцы характеризуются более низкими Zr/Nb (в среднем 9.8), чем образцы со средним содержанием TiO_2 (25). Породы 3-х групп в разной степени обогащены легкими редкоземельными элементами или LREE ($La_{Ncr} = 122, 23$ и 2), давая обогащенные, деплетированные и плоские спектры REE, нормированные по хондриту, соответственно (рис. 3). Породы высоко-Ti группы ассоциируют с вулканокластическими и осадочными породами. Они обогащены La, Nb, Th и Zr по сравнению с группами 2 и 3, давая $(La/Yb)_N = 1.1$ – 3.6 , $(Gd/Yb)_N = 1.3$ – 3.2 , $(Nb/La)_{pm} = 1.2$ и $Zr/Nb = 9.8$. По данным изотопии неодама базальтоиды высоко-Ti группы образовались из обога-

щенного мантийного источника (ϵNd варьирует от -4.3 до -8.8) (рис. 3, 4а). Такие вещественные характеристики типичны для базальтов океанических островов типа Гавайской цепи вулканов (OIB). Средне-Ti базальты ассоциируют с глубоководными кремнями и характеризуются $Zr/Nb = 25$; $(La/Yb)_N = 0.8$ – 1.0 ; $(Gd/Yb)_N = 1.1$ – 1.3 ; $(Nb/La)_{pm} = 1.0$ и высокими значениями ϵNd (4.7–7.7) (рис. 3, 4а). Для вулканытов низко-Ti группы (ассоциируют с песчаниками) характерны высокие отношения Zr/Nb (18–34), $(La/Yb)_N = 0.4$ – 1.4 ; $(Gd/Yb)_N = 0.6$ – 1.7 , минимумы по Nb на мульти-компонентных диаграммах, нормированных по примитивной мантии, и также положительные значения $\epsilon Nd = 4.9$ – 9.2 (рис. 3, 4а).

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

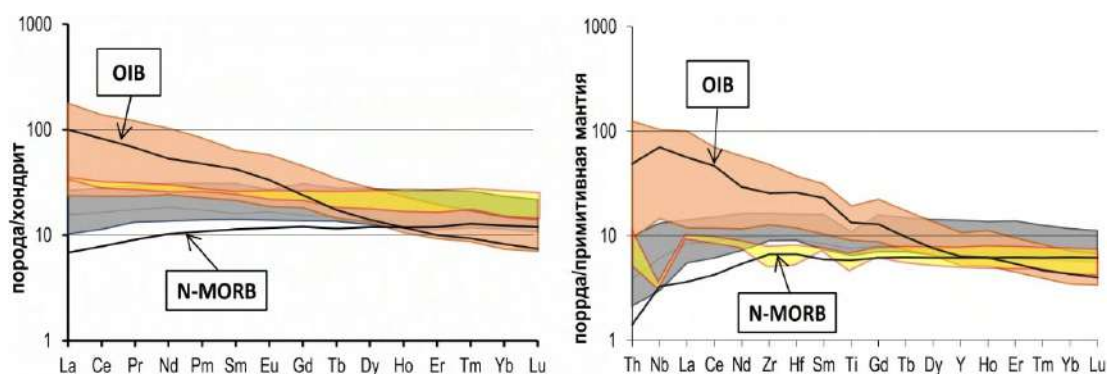


Рис. 3. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов и нормированные по примитивной мантии мультикомпонентные диаграммы для базальтоидов Итмурундинского офиолитового пояса. Данные для MORB, OIB, примитивной мантии и хондрита взяты из (Sun, McDonough, 1989). Рыжая область – высоко-Ti; серая область – средне Ti; жёлтая область – низко-Ti.

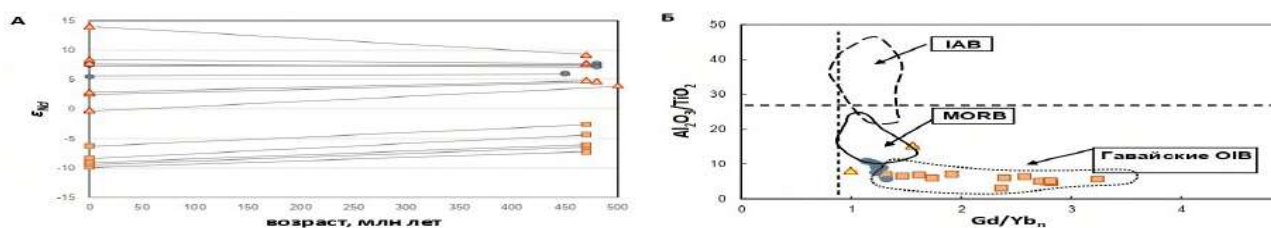


Рис. 4. А - график $\epsilon Nd(t)$ – возраст для вулканических и субвулканических пород Итмурундинского офиолитового пояса. Б - диаграмма Al_2O_3/TiO_2 - Gd/Yb_N для пород Итмурундинского офиолитового комплекса, показывающий различные мантийные источники и обстановки формирования. Условные обозначения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

По представленным геологическим и геохимическим данным сделан вывод, что Итмурундинский офиолитовый пояс Центрального Казахстана представляет собой ороген тихоокеанского типа, в состав которого входят магматические породы, образованные в геодинамических обстановках островной дуги, океанического острова/симаунта/плато и срединно-океанического хребта.

Литература

1. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI / Сост. В.Я. Кошкин, В.В. Галицкий. Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. Т. I. М.: Недра, 1990. 328 с.
3. Маруяма Ш., Сафонова И.Ю., Туркина О.М., Кривонов С.К., Гурова А.В. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа / Новосибир. гос. ун-т. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. 96 с.
4. Паталаха Е.И., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, 1981. С. 7–102.
5. Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривонов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 102–117.
6. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-глинистые отложения юрской аккреционной призмы хр. Хехцир, Сихотэ-Алинь: стратиграфия и генезис // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 51–69.
7. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
8. Degtyarev K. E., Luchitskaya M. V., Tretyakov A. A., Pilitsyna A. V., Yakubchuk A. S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 380–381. P. 105818.
9. Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. pp. 49–69.
10. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic

systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication.

1989. V. 42. pp. 313–345.

11. Zhylykaidarov A.M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // *Acta Paleontologica Polonica*. 1998. V. 43. No 1. pp. 53–68.

УДК 552.11; 550.42

ПРОЯВЛЕНИЯ КОНТРАСТНОГО МАГМАТИЗМА В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева¹, В.А. Яковлев¹, Д.В. Семенова¹, А.М. Сугоракова², С.Н. Руднев¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, iri@igm.nsc.ru

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

В данной работе рассматриваются варианты взаимодействия контрастных по составу расплавов с образованием различных минглинг-структур на примере магматических комплексов Каахемского ареала (Восточная Тува). По результатам геохронологических и петролого-структурных исследований были выделены четыре типа взаимодействия габбро-гранитных расплавов, проявленных в два временных этапа: 477–450 млн лет и 282–293 млн лет.

Ключевые слова: минглинг, комбинированные дайки, мафические включения, раннепермский магматизм, ордовикский магматизм, Каахемский ареал.

In this paper, we consider variants of interaction of melts with contrasting composition with the mingling formation on the example of magmatic complexes of the Kaakhem area (Eastern Tuva). Based on the results of geochronological and petrological-structural studies, four types of interaction of gabbro-granite melts were identified, manifested in two time stages: 477–450 Ma and 282–293 Ma.

Keywords: mingling, composite dykes, mafic enclave, Early Permian magmatism, Ordovician magmatism, Kaakhem batholith.

Вопрос смешения контрастных по составу расплавов неоднократно рассматривался в открытой печати (см. обзор в Литвиновский и др., 1995; Wiebe, 1973; Furman, Spera, 1985; Didier, Barbarin, 1991; Скляров, Федоровский, 2006; и др.) и является одним из аспектов проблемы корово-мантийного взаимодействия и эволюции базитовых и кислых магм на различных уровнях земной коры. Разными авторами на основании экспериментальных данных, полевых изучений структурно-текстурных особенностей минглинг-структур, изучения составов мафических и салических расплавов, вариаций температуры, давления, вязкости, флюидонасыщенности магм и длительности процессов были предложены несколько механизмов смешения расплавов (Furman, Spera, 1985; Sparks, Marshall, 1986; Huppert, Sparks, 1988; и др.).

В данной работе на примере Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) рассматриваются варианты взаимодействия контрастных по составу магм, проявившиеся на разных временных рубежах его становления. Результаты работ предыдущих лет установили несомненную связь габброидного и гранитного магматизма (см. обзоры в Руднев и др., 2006;

Руднев и др., 2015; Сугоракова, Хертек, 2017). Тесная пространственно-временная ассоциация контрастных по составу магматических пород часто выражается в формировании геологических тел со сложными контактовыми взаимоотношениями и текстурными характеристиками, часто осложненными наложенными или синмагматическими тектоническими деформациями.

Комбинированные дайки, являющиеся классическим примером взаимодействия основных и кислых магм, исследованы в районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем (Кармышева и др., 2020), где они образуют рои с расстоянием от 1–2 м и более друг от друга. В строении даек преобладают диориты, слагающие центральные зоны; доля гранитов, преимущественно сконцентрированных в краевых частях даек, не превышает 40 %. В центральных зонах крупные (до 2 м) и более мелкие (до нескольких см) округлые тела диоритов «сцементированные» породами кислого состава. Контакты между породами фестончатые, лопастевидные и пламенивидные, что указывает на одновременную консолидацию контрастных магм в дайках.

Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранитов комбинированных даек указывают на кон-

кордантное значение возраста 477 ± 3 млн лет. Учитывая минглинговые взаимоотношения, таким же принимается и возраст базитов. Структурно-текстурные взаимоотношения пород в комбинированных дайках указывают на внедрение диоритовой магмы в трещины, заполненные неконсолидированными гранитоидами, последующую быструю кристаллизацию диоритов с заполнением контракционных трещин кислой магмой.

Следующим объектом исследования габбро-гранитного взаимодействия являются мафические включения, широко распространенные в гранитоидах «сархойского» комплекса (450 млн лет) (Руднев и др., 2015). Включения представляют собой округлые, эллипсоидные и вытянутые тела размером до 20–30 см, образующие скопления на участках в несколько десятков метров, либо одиночные. Контакты с вмещающими породами очень четкие как в обнажениях, так и на микроуровне, без переходных зон и зон закалки. В эндоконтактной зоне со стороны включений наблюдаются пойкилитовые структуры, где хадакритами являются мелкозернистые агрегаты роговой обманки и биотита, а ойкиокристы представлены кварцем или калиевым полевым шпатом. По составу включения отвечают диоритам. Возраст включений, определенный по цирконам методом LA-SF-ICP-MS, составляет 480 ± 3 млн лет ($СКВО = 3.7$).

По результатам геохронологических и петрогеохимических исследований включения в гранитоидах «сархойского» типа являются либо ксенолитами вмещающих пород, либо реститами протолита. В первом случае они могут представлять собой ксенолиты тоналит-гранодиоритового таннуольского комплекса (O_{1-3}), обрамляющего гранитоиды «сархойского» комплекса с севера (Руднев, 2013). Распределение включений по всему массиву позволяет предполагать, что они являются фрагментами провеса кровли, однако эта версия не объясняет неравномерность распределения включений, а также округлую форму. Возможный вариант частичного оплавления ксенолитов при захвате гранитоидной магмой не подтверждается петрографическими наблюдениями контактовых зон. Однако близкий состав и возраст мафических включений и тоналитов таннуольского комплекса позволяет предполагать их образование при единых процессах формирования батолита.

Реститовая природа происхождения включений подтверждается петрогеохимическими исследованиями вмещающих гранитов и самих диоритовых включений. По петрогеохимическим характеристикам породы «сархойского» комплекса относятся к типичным гранитам I-типа, образованным при плавлении магматического субстрата среднего состава. Геохимические характеристики двуполевошпатовых гранитов наследуют составы диоритов. Граниты отличаются от диоритов чуть более повышенным содержанием LILE относительно HREE, что является закономерным при переплавлении магматического субстрата, а также во включениях отмечается более высокое содержание HREE, концентрирующихся в рестите. Более выраженный минимум по Ti в двуполевошпатовых гранитах от-

носительно диоритов можно объяснить концентрацией данного элемента преимущественно в мафических минералах (биотите и амфиболе). Изучение контактовых взаимоотношений между диоритами и гранитами свидетельствует о более поздней кристаллизации гранитов. Округлая форма включений обусловлена захватом и перемещением диоритовых нодул вместе с новообразованным гранитным расплавом. Таким образом, мафические включения в гранитоидах «сархойского» комплекса, вероятнее всего, являются захваченными реститами протолита.

К результатам наиболее поздних смещений габбро-гранитных расплавов относятся структуры плутонического минглинга, изученных на контакте граносиенит-гранитного Шивейского и габбро-монцодиоритового Чадалского массивов, где масштабы смещения составляют площадь около 12 км². Структурно-петрологические и геохронологические исследования позволили выделить два сближенных этапа смещения и взаимодействия контрастных по составу магм: 292 ± 3 и 283 ± 2 млн лет.

Для раннего типа минглинга характерны крупные (до нескольких метров) тела диоритов и монцодиоритов с трещинами растяжения, заполненными граносиенитами и щелочными гранитами и мелкие включения диоритов и монцодиоритов в более кислых породах. Контакты между породами в шлифах и обнажениях варьируют от четких до постепенных. В зоне контакта наблюдаются зоны наложенных хрупко-пластичных деформаций и совместного течения монцодиоритов и граносиенитов, представляющие собой плоскостные концентраторы сброса напряжений в породах. Деформации наблюдаются как в телах граносиенитов с включениями диоритов, так и в телах монцодиоритов, прорванных гранитными прожилками. Мелкие тела более основных пород вытягиваются по направлению движения, образуя сильно вытянутые линзообразные формы. Гранитные трещины в более основных породах приобретают «перистый» и пламенивидный характер. В шлифах из крупных тел диоритов и монцодиоритов отмечаются многочисленные структуры, отражающие фрагментацию пород и внутрикристаллические деформации. Кинематика деформаций является сбросо-сдвиговой, отвечая обстановкам растяжения.

Данные породы (деформированные и недеформированные) секутся вторым, более поздним типом минглинга (283 ± 2 млн лет). Наблюдаются четкие секущие контакты между первым и вторым типом минглинга, а также ксеноблоки первого типа в минглинг-структурах второго. Породы, формирующие структуры позднего типа минглинга, представлены более мелкозернистыми монцодиоритами и граносиенитами без свидетельств наложенных деформаций. Для них характерны фестончатые, заливообразные, пламенивидные контактовые взаимоотношения. Породы контрастного состава четко отделяются друг от друга по составу и зернистости и не образуют переходных зон. Доля основных пород в данном типе минглинга преобладает.

Формирование структур раннего типа (292 ± 3) плутонического минглинга на контакте Шивейского и Чадальского массивов связано с инъецированием базальной части неконсолидированной гранитоидной камеры базитовой магмой. Последующее перемещение мафической и гибридной магм в верхнюю часть гранитоидной камеры происходило, пока степень кристалличности гранитоидов не достигла второго реологического порога, выше которого магма приобретает жесткий каркас и не способна к течению в виде сплошной среды (Rosenberg, Handy, 2005). Отсутствие промежуточных зон на контакте разных по составу пород свидетельствует о быстром протекании процессов смещения и внедрения магм. По всей видимости, вертикальное перемещение базитовой магмы было инициировано возникновением неоднородностей в базальной части гранитоидной камеры за счет деформационных процессов во время, предшествующее консолидации пород первого типа минглинга (292 ± 3 млн лет).

Структуры позднего минглинга (283 ± 2 млн лет) обладают признаками, свойственными для ассоциаций контрастных пород, сформировавшихся при внедрении базитовой расплава в магму кислого состава (Литвиновский и др., 1995; Ubide et al., 2014). Внедрение второй фазы граносиенитной магмы по ослабленным зонам в породах раннего минглинга происходило в условиях кратковременного сдвига, когда время протекания деформаций намного ниже скорости консолидации пород. Последующее внедрение в неконсолидированные граносиениты расплава монцодиоритового состава привело к формированию контактовых минглинг-структур. Консолидация мафической магмы сопровождалась формированием контракционных трещин, впоследствии заполненных граносиенитами.

По результатам геохронологических и петролого-структурных исследований были выделены четыре типа взаимодействия габбро-гранитных расплавов, проявленных в два временных этапа: 477–450 млн лет и 282–293 млн лет. Описанные минглинг-структуры, локализованные в восточной части Каахемского магматического ареала, не исчерпывают все возможные варианты взаимодействий между контрастными по составу магмами в данном регионе, однако, дают достаточное представление о синхронности процессов основного и кислого магматизма и о роли тектонических деформаций при образовании магматического ареала.

Литература

1. Кармышева И.В., Сугоракова А.М., Руднев С.Н., Семенова Д.В. Состав, возраст и механизмы образования минглинг-даек Агойского блока (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2020. С. 147–148.
2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смещение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157.
3. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995. Т.36. №7. С. 3–22.
4. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии // Новосибирск: Издательство СО РАН. 2013. 300 с.
5. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.
6. Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
7. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. С. 47–64.
8. Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. №3. С. 50–60.
9. Didier J., Barbarin B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. In: Developments in Petrology. 13. Amsterdam-Oxford-New York-Tokio: Elsevier. pp. 545–549.
10. Furman T., Spera F.J., 1985. Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA. J. Volcanology Geothermal Res. V.24. pp. 151–178.
11. Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol, 1988. V. 29. (3). pp. 599–624.
12. Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // Journal of Metamorphic Geology. 2005. №23. pp. 19–28.
13. Sparks R.S.J., Marshall L.A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1986. V. 29. Is. 1–4. pp. 99–124.
14. Ubide T., Gale C., Larrea P., Arranz E., Lago M., Tiers P The Relevance of Crystal Transfer to Magma Mixing: a Case Study in Composite Dykes from the Central Pyrenees // Journal of Petrology. 2014. V. 55. pp. 1535–1559.
15. Wiebe R.A. 1973. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. Amer. J. Sci. V.273. pp. 130–151.

ПЕТРОЛОГИЯ ХРОМИТИТОВ ГЛАВНОГО САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПЕРМСКИЙ КРАЙ

Е.В. Кислов^{1,2,3}, В.С. Каменецкий¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru;

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³Бурятский госуниверситет, Улан-Удэ, Россия

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9 и ИГиГ УрО РАН № АААА-А18-118052590028-9 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Используются возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Особенности морфологии и состав минералов, особенно включений в хромите, развитие хромита в скальне по диабазам, морфология тел хромититов свидетельствуют о гидротермальном происхождении хромитита и офиолитовом происхождении Сарановского комплекса.

Ключевые слова: хромититы, Сарановское месторождение, минеральный состав.

The mineral composition of chromitites of the Central ore body of the Main Saranovskoye deposit has been studied. The morphological features and composition of minerals, especially inclusions in chromite, the development of chromite in skarn after diabases, the morphology of chromitite bodies indicate the hydrothermal origin of chromitite and the ophiolite origin of the Saranovskiy complex.

Key words: chromitites, Saranovskoye deposit, mineral composition

Сарановские месторождения хромита открыты и начали эксплуатироваться в XIX в. Наибольший вклад в их изучение внес О.К. Иванов. Главное Сарановское месторождение приурочено к Северному Сарановскому массиву в 5 км севернее ст. Лаки, на окраине п. Сараны Горнозаводского района Пермского края. Выход массива на поверхность имеет размеры 1,9×0,42 км, меридиональное простирание, сложен серпентинитами, хромититами, апогаббровыми породами и секущими их диабазовыми дайками (Иванов, 1990).

Формирование массивов и хромититов остаются предметом дискуссий. О.К. Иванов (1990) считал массивы расслоенными, а хромититы пластовыми. Но первые исследователи рассматривали хромититы как жилы. А.Ф. Шуппе считал их серией сближенных линз. С.А. Вахромеев показал, что руды слагают три субпараллельных жилоподобных тела. И.А. Зимин, отмечая выдержанную мощность рудных тел, писал, что «форма рудных тел жилеобразна и подобна настоящим жилам» (Иванов, 1990). Г.И. Кизилев указывал, что структура месторождения не соответствует стратиформному строению: с глубиной количество рудных тел не увеличивается (Кизилев, 1986); рудные блоки не совмещаются из-за разницы мощностей тел на их стыках; сместитель, нарушив целостность одного хромитового тела, упирается в другое; рудные тела залегают по пересекающимся направлениям (Кизилев, 1987).

Нами изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского место-

рождения. Хромит образует идиоморфные однородные зерна разного размера. Характерны как массивные агрегаты, так и интерстициальные кластеры, кольца зерен вокруг агрегатов хлорита, имеющих формы идиоморфных кристаллов. Хромит исключительно однороден, отвечает по составу хромит-магнезиохромиту ($\text{Fe}_{0,45-0,6}\text{Mg}_{0,45-0,6}(\text{Cr}_{1,2-1,3}\text{Al}_{0,5-0,6}\text{Fe}_{0,15-0,2})$). Иногда наблюдается незначительное (не более 2 процентных пунктов) увеличение содержания $\text{Fe} \pm \text{Cr}$ в мелких зернах, а в крупных - к периферии. Изредка содержание Fe повышается вплоть до хроммагнетита по трещинам. Встречаются сростки хромита и уваровита, образующие единые зерна, иногда с оторочкой высокохромистого хромита (рис. 1). Отмечен ксеноморфный хромит, зажатый идиоморфными зернами хлорита, в сферическом агрегате высокохромистого хромита. Как правило, хромит не корродированный, замещение периферии хроммагнетитом или хлоритом не наблюдается.

Проанализированы включения в 69 зернах хромита. Идиоморфные силикатные включения (наиболее крупные с апофизами) сложены хлоритом (22 анализа, с Cr), амфиболами (эденит (8, с Cr), керсутит 4, антофиллит 3, рихтерит, гастингсит), аспидолитом (15, с Cr и Ti), рутилом (12, с Cr и V), энстатитом (8), апатитом и хлорапатитом (5, с Sr), хромовым глаголевитом (5), ильменитом (4, с Cr и Mn), кальцитом (3, с Mg и Mn), халькозином (3), оливином (2), доломитом (2), флогопитом, вонезитом, серпентином, альбитом, тальком, уваровитом, халькопиритом, талнахитом, борнитом, марганцевым сфалеритом, цирконом.

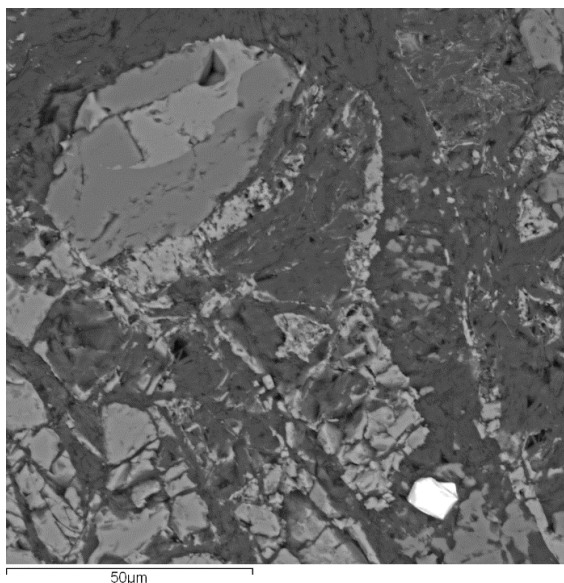


Рис. 1. Зерно-сросток хромита (серый) и уваровита (темно-серый) с оторочкой высокохромистого хромита (светло-серый) в агрегате хромита и хлорита, зерно лаурита (белый). Образец S 12-17.

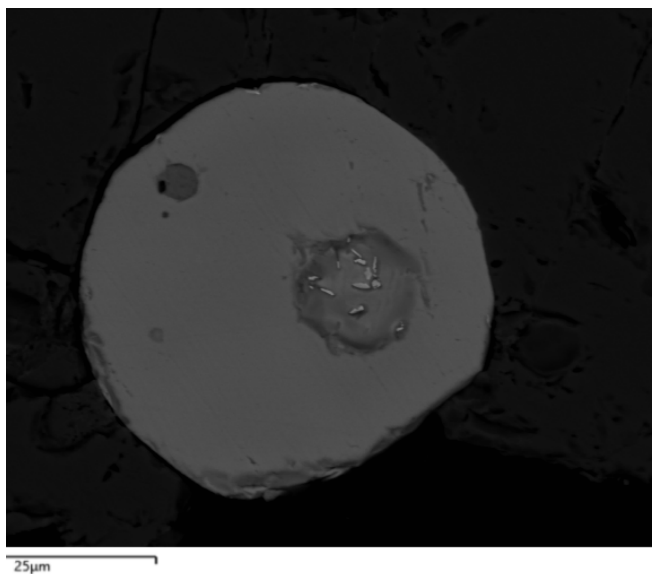


Рис. 2. Включение в хромите Os лаурита с оторочкой Ir эрлихманита, в правом верхнем углу включение халькозина, в левом нижнем - Ir эрлихманита с зернами Os лаурита. Образец S 8-17.

Самостоятельные включения образуют иридосмин – сысертскит (7, с Ru, иногда с оторочкой амфибола), высокохромистый хромит (6), лаурит (4), массикот (3), рутил (с Cr), ильменит; идиоморфные зерна и лейсты хлорита, зачастую с геометрически правильными очертаниями. Отмечено зерно Os лаурита с ограненным включением халькозина, округлым включением Ir эрлихманита с зернами Os лаурита, оторочкой Ir эрлихманита (рис. 2).

Трещины в хромите выполняют хлорит (с Cr), кальцит (с Mg), доломит (с Fe и Mn), серпентин, циркон, сильвин (с Fe и Na), уваровит, лаурит, ильменит (с Cr, Mn и Mg), галенит. Отмечено зерно рутила, секущееся перпендикулярными ламелями ильменита, обрастающее ильменитом и срастающееся с хромитом.

Интерстиции зерен хромита и вышеупомянутые агрегаты слагаются в основном хлоритом (в том числе с Cr), доломитом (с Fe, Mn, Sr), серпентином (с Al и Cr). В ассоциации с уваровитом или кальцитом отмечается ксеноморфный хромит с содержанием Cr_2O_3 до 65 % и FeO до 22 %. Встречаются рутил (с Cr и V), ильменит (с Cr, Mg, Mn, включениями хлорита, срастанием с цирконом), бадделейт (с Ti), цирконолит, магнетит (с Al, Cr и Mg), массикот. Отмечен сильвин с примесью Fe и Na. Наиболее распространенный сульфид миллерит (замещение фалкондоитом), встречаются пентландит (с Co до 11 %), пирит (с Co и Ni, замещение гетитом), пирротин (с Ni), халькопирит, полидимит с Co, лаурит, эрлихманит и ирарсит (с Cu, Rh и Sb), виоларит, годлевскит. В сульфидах включения идиоморфного хлорита, округлые – доломита и кальцита, в миллерите отмечено включения хромита и холлингворрита. Встречаются кальцит (с Mg) и магнезит (с Fe). Апатит (иногда со Sr), хлорапатит (иногда со Sr) и сульфатапатит, в апатите включения ильменита, халькопирита,

пирротина, монацита (с Nb), торанита (с U и Zr), отмечены футлярные кристаллы. Барит содержит Fe и Sr. Силикаты представлены уваровитом (с включениями лейст и радиально-лучистых агрегатов хлорита), флогопитом (с Ti и Cr), цирконом (с Hf), титанитом (с Cr и V), фалкондоитом, карпинскиитом.

Состав вкрапленного хромитита оказался несколько иным: хромит (иногда с включениями хлорита и кальцита), хлорит (с Cr), кальцит (с Mg и Fe), тремолит (с Cr) и антофиллит, титанит, годлевскит, миллерит, пентландит (до 5,6 % Co), пирит (с Ni и Co), галенит, ильменит (с Cr, Mn и Mg), серпентин, апатит (со Sr), сульфаты Ni. Агрегаты сульфидов секутся идиоморфными лейстами хлорита.

Интересен светлоокрашенный скарн, скорее всего, по диабазу. В нем преобладает пренит наряду с диопсидом (с включениями циркона), хлоритом, цоизитом и актинолитом. Зерна хромита с Zn, маухерита с Co, никелина с Co и Sb обрастают кристаллами хромгроссуляра переменчивого состава с включениями хлорита. Иногда хромит образует кольца внутри агрегата хромгроссуляра. Оторочка хромита содержит больше Cr, Fe и Zn, характерны включения хромгроссуляра и хлорита.

Выполнено 9 анализов микроэлементов в 6 зернах апатита в Университете Маккуори, Сидней и 124 анализа в 21 зерне в Университете Тасмании, Хобарт. Содержание микроэлементов (Sr – 107–104 ppm, U – 0,6–53,7 ppm, Th – 8–204 ppm) очень схожи с таковыми в апатите из гранитов (Belousova et al., 2002). Содержание РЗЭ колеблется от 7440 до 11840 ppm и, вместе с отрицательными Eu аномалиями, сопоставимы с характеристиками апатита фракционированных расплавов. Апатиты из мантийных пород и карбонатитов лишены Eu аномалий, в то время как амплитуда Eu

аномалий в апатитах увеличивается в сторону более фракционированных пород. Еу аномалия может объясняться и серпентинизацией на предрудном этапе, поскольку Еу выносятся при серпентинизации (Чашухин и др., 2012).

Содержание Sr может достигать процентных уровней в апатитах из основных и ультраосновных пород, в сторону кислых типов пород происходит снижение содержания Sr в апатите (Belousova et al., 2002), что отражает вхождение Sr в плагиоклаз. Содержание Y в апатитах обычно составляет менее 2000 ppm до нескольких сотен ppm в зернах из основных и ультраосновных пород, но гораздо выше (более 1 %) в апатитах из сильно фракционированных гранитов и пегматитов (Belousova et al., 2002). Содержание Y в сарановском апатите относительно высокое и колеблется от 1400 до 2500 ppm.

По геологическим данным, формирование сарановского комплекса происходило в конце позднего рифея (Ибламинов, Суслов, 2015). Ранее была сделана только одна попытка определения возраста по цирконам из аподунитовых серпентинитов: для Северного массива получен результат $464,1 \pm 5,1$ и $439 \pm 3,1$ млн лет, для Южного – 1756 ± 12 млн лет (Краснобаев и др., 2013). По нашим предварительным данным U-Pb возраст по апатиту оценен в 1,2 млрд лет.

О.К. Иванов (2016) связывал формирование гидротермальной минерализации с внедрением даек долеритов и метаморфизмом ультрамафитов: прогретые поровые воды как агент антигритизации ультрамафитов, хлоритизации цемента хромититов, формирования карбонатных и карбонатно-силикатных жил с хромовой минерализацией. Но впоследствии показаны высокая температура и ювенильный источник гидротермальных карбонатов. Их кристаллизация в хромититах началась при температуре выше 540°C (Шагалов, 2010). Ювенильная природа CO_2 доказывается составом кальцита: $\delta^{18}\text{O} = 12,2\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -1,8\text{‰}$ (Чайковский, Коршунов, 2017). При этом очевидно, что карбонаты формировались на завершении гидротермального процесса, ранее температуры были еще выше.

Соотношение размеров тел хромититов и вмещающих интрузивов необычно высокое. При ширине массивов 200–300 м мощность наиболее крупного тела хромититов достигает 12 м (Иванов, 1990) при десятках таких тел. Широко развиты крупнозернистые ультрамафиты (пегматиты по (Иванов, 1990), сарановиты (серпентиниты с крупными идиоморфными кристаллами хромита), метасоматическая вкрапленность хромита, лабрадор-диопсидовые, хлоритовые и пумпеллиитовые породы, включения и жилки хромита в крупнозернистых ультрамафитах, диабазах и порфиритах (Иванов, 1990).

При изучении Центрального рудного тела установлено, что от подошвы к кровле содержание Cr_2O_3 снижается от 46,63 до 44,26 % (Пузик и др., 2017), то есть в пределах колебаний одного зерна и одного шлифа. Обогащенность элементами иридиевой группы, суль-

фиды Os и Ir отличают Сарановское месторождение от расслоенных комплексов. Симметричная зональность состава лаурита по разрезу (высокорутениевый в Западном и Восточном, высокоосмиевый в Центральном рудном теле) не согласуется с магматической дифференциацией (Горбунов, Пузик, 2018).

Эти особенности можно объяснить гидротермальным происхождением хромититов. В заброшенном карьере на Главном Сарановском месторождении выделяется выбранная трубообразная жила хромита. В шахте «Рудная» наблюдаются апофизы жил во вмещающие интрузивные породы.

Развитие зерен хромита в интерстициях крупных выделений силикатов; постоянство состава хромита; его идиоморфизм; повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита; отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом; появление в интерстициях ксеноморфного высокохромистого хромита; ассоциация с хромсодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения; совместный рост хромита с уваровитом; преобладание во включениях в хромите минералов, содержащих Na и H_2O ; включения идиоморфных зерен и лейст хлорита; включение лаурита с кристаллографически ограниченным включением халькозина, хромит в скарне по диабазам свидетельствуют о том, что хромит не был источником хрома для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса при увеличении содержания хрома в ходе процесса. Подтверждает это и «гранитный» состав апатита, поскольку гранитных пород в окрестностях массива нет. Особенности вещественного состава, включая состав хромита (Вурмс, Кислов, 2021) не соответствуют представлением о расслоенной природе Северного Сарановского интрузива. Предполагается, что это фрагмент офиолитов, который гидротермальные растворы обогатили хромом, возможно никелем, иридием и осмием, извлеченными из не вскрытых эрозией офиолитов.

Таким образом, хромититы Главного Сарановского месторождения имеют гидротермальное происхождение, что подчеркивает морфология жил и развитие околосильной вкрапленности хромита, в том числе в секущих диабазах.

Авторы признательны Э.М. Спиридонову и Г.С. Николаеву за организацию поездки на месторождение.

Литература

1. Вурмс Д.М., Кислов Е.В. Химический состав хромшпинели как показатель генезиса хромититов: Йоко-Довыренский, Маринкин и Северный Сарановский массивы // Материалы XII Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2021. С. 27–29.
2. Горбунов А.А., Пузик А.Ю. Сульфиды платиновых металлов Сарановского месторождения // Страте-

- гия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 16. Пермь: ГИ УрО РАН, 2018. С. 15–20.
3. Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2015. № 18. С. 145–153.
 4. Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
 5. Кизиллов Г.И. Структура и перспективная рудоносность месторождений хромитов Сарановской группы // Разведка и охрана недр. 1986. № 7. С. 11–15.
 6. Кизиллов Г.И. Квазистратиформное строение Сарановского хромитового месторождения // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 3. С. 682–684.
 7. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В. Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451, № 1. С. 81–86.
 8. Пузик А.Ю., Ибламинов Р.Г., Осовецкий Б.М. Хромшпинели Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 20. Пермь, 2017. С. 35–43.
 9. Шагалов Е.С. Термометрия и геохимия карбонатных жил Сарановского месторождения // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы конференции. № 2. Екатеринбург, 2010. С. 360–362.
 10. Чайковский И.И., Коршунов А.А. Новые находки редкоземельных и благороднометалльных минералов на Сарановском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 17. Пермь, 2014. С. 37–44.
 11. Чашухин И.С., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. О поведении редких элементов при ранней серпентинизации ультрамафитов // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. Вып. 159. С. 125–128.
 12. Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. V. 76. pp. 45–69.

УДК 551.21

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ПРИРОДА ДАЦИТОВОЙ МАГМЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАЛЬДЕРНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВЛК. МЕНДЕЛЕЕВА (О. КУНАШИР, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

А.А. Котов¹, С.З. Смирнов², И.Р. Низаметдинов², И.А. Максимович²,
Масаоки Уно¹, Нориёши Тсучиа¹

¹Tohoku University, Graduate School of Environmental Studies, Sendai, Japan, kotov.alexey.s1@dc.tohoku.ac.jp

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, ssmr@igm.nsc.ru

Представлены первые результаты изучения включений расплавов и флюидов в минералах дацитовых пемз мощного кальдерного извержения вулкана Менделеева (о. Кунашир, Южные Курилы). Очаг дацитовой магмы сформировался на глубине от 4 до 10 км при давлениях 1–3,8 кбар. Вероятно, дацитовые магмы образовались в результате частичного плавления амфиболсодержащих пород коры о. Кунашир. Риолитовые расплавы этих магм содержали до 7,7 мас % H₂O и испытывали многократную дегазацию еще до кальдерного извержения.

Ключевые слова: Курильские острова, Кунашир, вулкан Менделеева, кальдера, дацит, частичное плавление, дегазация

The paper represents first data of fluid and melt inclusion study of dacitic pumices of Mendelev volcano at Kunashir Island (Southern Kuril Islands). Magma was stored at 4 – 10 km depths and pressurized up to 1 – 3.8 kbar. Dacitic magmas, most likely, were generated by partial melting of amphibole-bearing crustal rocks. Rhyolitic melts of these magmas contained up to 7.7 wt. % of H₂O and have been repeatedly degassed prior to caldera eruption.

Keywords: Kuril Islands, Kunashir, Mendelev volcano, caldera, dacite, partial melting, degassing.

1. Введение

Поздний плейстоцен в южной части Большой Курильской гряды ознаменовался проявлением мощных эксплозивных извержений дацитовой магмы, сопровождавшихся образованием крупных кальдер.

Понимание причин и реконструкция развития таких извержений имеет большое значение, так как они оказывают сильное влияние на существующие экосистемы, региональные и глобальные колебания климата и в целом могут иметь катастрофические последствия.

Мощность кальдерообразующих извержений связана прежде всего с аккумуляцией магм, обогащенных летучими компонентами. Природа этих магм, источник летучих и механизмы концентрирования летучих компонентов являются предметом активных дискуссий. Несмотря на то, что в южном секторе Курильской островодужной системы сосредоточено наибольшее количество молодых кальдер, систематические исследования процессов вулканизма, приведших к их образованию, еще крайне редки. В данной работе мы рассмотрим флюидный режим и природу кислых магм, сформировавших кальдеру одного из активных вулканов острова Кунашир – вулкана Менделеева.

В настоящее время действующий аппарат вулкана Менделеева представляет собой дацитовый экструзивный купол, расположенный в центре кальдеры. Согласно данным ^{14}C датирования кальдера образовалась 39–41 тыс. лет назад (Braitseva et al., 1995). Диаметр кальдеры по бровке $8,5 \times 6$ км. Объем изверженного ма-

териала оценивается в 60 км^3 (Базанова и др., 2016). Таким образом, образование кальдеры связано с одним из наиболее мощных эксплозивных событий в позднем плейстоцене на юге Курил. На основании сейсмических данных установлено наличие многоуровневой подводящей системы, очаги которой распределены от верхней коры до верхней мантии. При этом наиболее близповерхностные зоны частичного плавления обнаружены на глубине 2–3 км (Злобин и др., 1997).

2. Пемзы кальдерного извержения

Образцы пемз были отобраны из отложений пирокластических потоков кальдерного извержения на берегу озера Лагунное. Эти отложения сложены чередующимися слоями крупных пемз (до 40 см) и тefры песчаной размерности. Состав пемз соответствует низкокальциевым умеренноглиноземистым дацитам (рис. 1 а-г). Доля порфировых вкрапленников, погруженных в витрофировую основную массу не превышает 15 об. %.

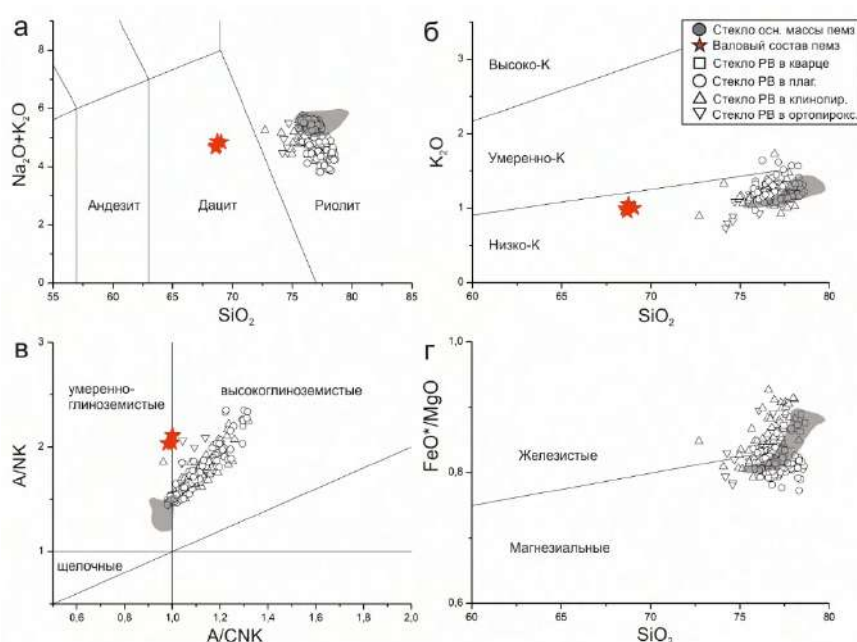


Рис.1. Состав пород, расплавных включений и стекол основной массы на классификационных диаграммах.

3. Минералогия

Пемзы содержит вкрапленники плагиоклаза, авгита, гиперстена, магнетита, редко кварца. Апатит и редкие Cu-Fe сульфиды присутствуют в виде кристаллических включений в фенокристаллах. Амфибол отсутствует в фенокристовой ассоциации, но обильно встречается в виде реликтов в пироксенах.

Плагиоклаз обычно имеет концентрически-зональное строение, состав которого колеблется в пределах An #41–60. Также встречаются вкрапленники, содержащие пятнистое ядро, где блоки с An# 50–54 окружены плагиоклазом с An# 84–86, и концентрически зональной периферией, в которой An# снижается до 51–53. Большинство высококальциевых плагиоклазов находится в сростаниях с клинопироксеном,

содержащим реликты амфибола. Образование раннего плагиоклаза происходило одновременно с пироксенами.

Темноцветные минералы пемзы представлены зональными клино- и ортопироксенами. Состав клинопироксена отвечает авгиту (Woll 42–45, Mg# 71–76) с низким содержанием глинозема (1,0–2,4 мас. % Al_2O_3) и натрия (0,2–0,4 мас. % Na_2O). Ортопироксены относятся к гиперстенам (Mg # 65–70, Woll <3). Амфибол встречается только в виде реликтов в авгите и крайне редко в раннем плагиоклазе. Он часто образует комбинированные включения со стеклом, состав которого аналогичен стеклам первичных расплавных включений во вкрапленниках. Составы амфиболов отвечают Мг-роговой обманке с 6,5–9,7 мас. % Al_2O_3 .

4. Расплавные включения

Минералы пемз содержат большое количество первичных расплавных включений (РВ), содержащих при комнатной температуре прозрачное стекло и, иногда, усадочный пузырек. Кроме этого, обнаружены комбинированные РВ, которые помимо стекла содержат, захваченные кристаллы и газовый пузырек (1 тип) или вместо газового пузырька двухфазовые флюидные обособления (2 тип) (рис. 2 а), состоящие при комнатной температуре из жидкости с небольшим газовым пузырьком.

Составы стекол РВ соответствуют низкокалийевым риолитам (рис. 1 а-г) и очень близки к составам стекла основной массы пемз. Стекла основной массы отличаются наиболее низкой глиноземистостью и несколько более высокими концентрациями кремнезема и окиси натрия.

Методом Рамановской спектроскопии обнаружить газовые составляющие в усадочных пузырьках и газовых пузырьках флюидных обособлений в комбиниро-

ванных включениях 2 типа не удалось. В газовых пузырьках комбинированных включений 1 типа изредка диагностируется CO_2 с плотностью $<0.019 \text{ г/см}^3$.

Температура плавления льда водного раствора флюидных обособлений в комбинированных включениях 2 типа ($-2,1 \dots -2,4 \text{ }^\circ\text{C}$) свидетельствует о его низкой солености.

5. Флюидные включения

Вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза содержат редкие первичные и псевдовторичные флюидные включения (ФВ). Первичные ФВ при комнатной температуре двухфазовые существенно газовые (рис. 2 б). Газовая фаза содержит CO_2 , плотность которого $<0,015 \text{ г/см}^3$. Жидкость представляет собой разбавленный водный раствор.

Псевдо-вторичные включения, подобно первичным, двухфазовые существенно газовые и содержат при комнатной температуре газообразную CO_2 с плотностью $0,006\text{--}0,012 \text{ г/см}^3$ и разбавленный водный раствор.

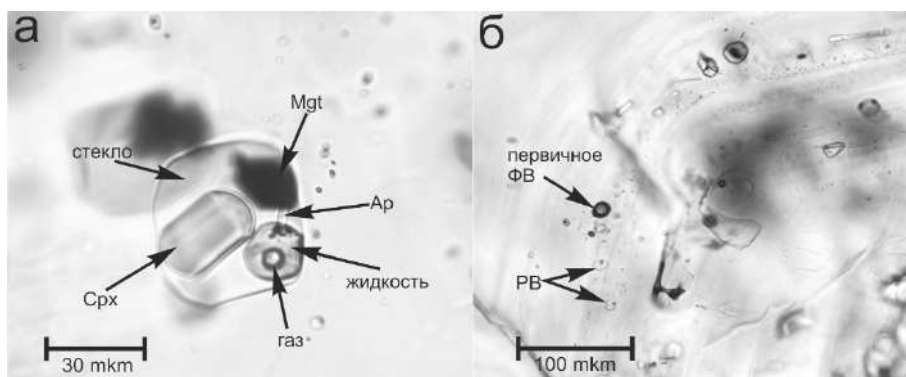


Рис. 2. Расплавные и флюидные включения в плагиоклазе

а – комбинированное расплавное включение с захваченным клинопироксеном, рудным минералом, апатитом и двухфазным флюидным обособлением; б – первичное флюидное включение в плагиоклазе в одной зоне с сингенетическими включениями расплава.

6. Летучие компоненты и флюидный режим эволюции дацитовых магм.

Методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) было установлено, что важнейшими летучими компонентами в стеклах РВ являются вода (до 7,69 мас. % H_2O) и хлор (до 0,24 мас. % Cl). РВ в пироксенах и плагиоклазе характеризуются большим разбросом содержаний H_2O от 4,37 до 7,69 мас, в то время как включение в кварце показало наиболее низкое значение (3,28 мас. % H_2O). Кроме этого стекла РВ содержат в подчиненном количестве P_2O_5 (до 0,064 мас. %), F (до 501 ppm, S (до 179 ppm) и CO_2 (не более 45 ppm). Важно заметить, что наиболее высокие содержания S и CO_2 были зафиксированы во включениях в плагиоклазе, а наиболее низкие во включениях в кварце. Содержания остальных летучих компонентов в РВ варьируют незначительно. Стекла основной массы посткальдерных экзтрузий обеднены по сравнению с РВ водой (около 0,5 мас. %), серой и углекислотой (ниже предела обнаружения SIMS). При этом концен-

трации хлора, фтора и фосфора находятся на уровне стекол РВ.

7. Заключение

Природа дацитовых магм кальдерного извержения вулкана Менделеева имеют много общего с эволюцией сходных по составу магм более крупного по масштабам извержения перешейка Ветрового на острове Итуруп, произошедшего также в позднем плейстоцене (Smirnov et al., 2019). Магма кальдерного извержения вулкана Менделеева состояла из риолитового расплава с вкрапленниками двух пироксенов, плагиоклаза, кварца и рудных минералов. Признаков участия в извержении контрастных по составу магм не обнаружено. По аналогии с перешейком Ветровым образование кислых расплавов можно связать с плавлением амфиболсодержащего субстрата под воздействием тепла глубинных базитовых магм.

Оценка с помощью амфиболового геобарометра давления колеблется в пределах 1,0–2,0 кбар, что соответствует глубине 4–8 км при плотности пород 2700 кг/м^3 . Эти оценки согласуются с сейсмическими данными

(Злобин и др., 1997), показавшими наличие зон частичного плавления под вулканом Менделеева на глубинах 3–9 км. Учитывая, что ассоциация амфибола с пироксенами являются индикатором перитектических реакций, протекающих при образовании риолитовых расплавов в ходе частичного плавления метабазитового субстрата, можно предположить, что плавление коровых пород и аккумуляция дацитовых магм могли происходить в пределах всей верхней части коры острова Кунашир.

Оценка давления насыщения риолитовых расплавов кальдерного извержения водой по (Papale et al., 2006) составляет 1,0–3,8 кбар. Вероятно, в некоторых случаях в очаге развивалось избыточное давление, которое могло стать причиной его вскрытия и развития мощного эксплозивного извержения.

Магма, формировавшая очаг кальдерного извержения, была обогащена водой, хлором и содержала в подчиненных количествах серу и уголекислоту. В ходе внутрикамерной кристаллизации она не раз испытывала дегазацию с отделением уголекислотно-водных флюидов. Эта дегазация не привела к мощным эксплозиям и содержания воды в расплаве могли оставаться достаточно высокими даже после эпизодов отделения флюида. О дегазации свидетельствует также снижение концентрации воды, уголекислоты и серы во включениях в кварце, который кристаллизовался последним.

Литература

1. Braitseva O.A., Meleketstev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of caldera, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // *Bulletin of Volcanology*. 1995. № 57. pp. 383–402.
2. Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., Timina T. Yu., Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Maksimovich I.A., Kotov A.A., Shevko A. Ya., Nizametdinov I.R., Abersteiner A. Parental melts and magma storage of a Large-volume dacite eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands); Insight into the genesis of subduction-zone dacites // *Journal of petrology*, 2019, V. 60, N. 7, pp. 1349–1370.
3. Papale, P., Moretti, R., Barbato, D. The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts // *Chemical Geology*. 2006. № 229, pp. 78–95.
4. Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Дирксен О.В., Дирксен В.Г. Вулканические катастрофы позднего Плейстоцена-Голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений – главных компонентов вулканического катастрофизма // *Вулканология и сейсмология*. 2016. №3. С. 3–21.
5. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М., Глабинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на южных Курилах // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. №4. С. 79–87.

УДК 551.251

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, likh@igm.nsc.ru

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ (проект № 21-77-20018).

На примере ряда метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. Сравнительный анализ полученных результатов с опубликованными данными по другим регионам мира позволяет сделать вывод, что ассоциация «тройной точки» Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в метапелитах любого химического состава. Следовательно, принятое в петрологии использование таких ассоциаций для оценки P-T параметров и калибровки геотермобарометров не является корректным.

Ключевые слова: полиморфы Al_2SiO_5 , глиноземистые метапелиты, «тройная точка», полиметаморфизм

The polymetamorphic history of a series of metamorphic complexes of Al-rich metapelites in the Yenisei Ridge, with rocks containing the triple point assemblage (all three Al_2SiO_5 polymorphs) is illustrated by geological-structural, mineralogical-petrological, and isotope geochronological evidence. A comparative analysis of the results and literature data on other metamorphic regions worldwide shows that the aluminum silicate triple-point assemblages, in which all three Al_2SiO_5 minerals are in stable equilibrium, are not possible in metapelitic rocks of wide range of chemical composition. Hence such purported triple-point assemblages cannot represent a stable association and cannot be used to calibrate or test geothermobarometers.

Keywords: Al_2SiO_5 minerals, Al-rich metapelites, «triple point», polymetamorphism

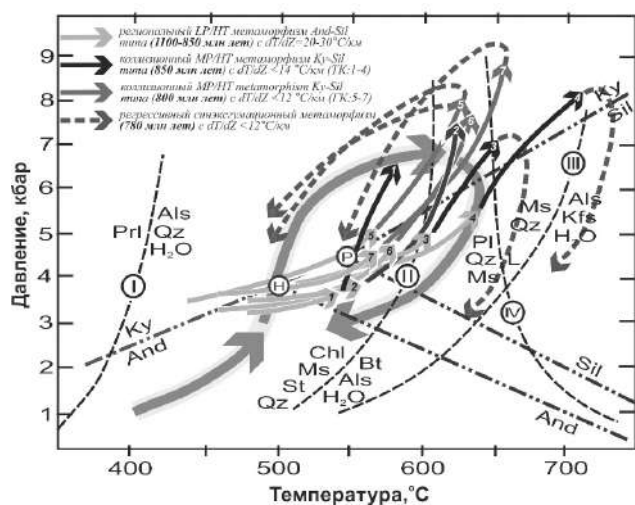


Рис. 1. *P-T* тренды метаморфизма для глиноземистых метапелитов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского кряжа в сравнении с обобщенной *P-T* эволюцией *And+Ky+Sil*-содержащих пород из других регионов мира (серой петлей). Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки.

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных *P-T* параметрах. На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на *P-T* диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные «барические» типы метаморфизма. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах; при росте давления он сменяется кианитом, а при повышении температуры они оба замещаются силлиманитом, что приводит к формированию зональных метаморфических комплексов или фациальных серий низких и умеренных давлений.

«Тройная точка», соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5 , – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров (Reverdatto et al., 2019). В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с «тройной точкой», к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятий Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико, обзор которых приведен в (Likhanov, Santosh, 2020). Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при *P-T* параметрах «тройной точки». Это, так называемый «тип Айдахо» (Hietanen, 1967). Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы

Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава (Pattison, 2001). Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме. Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас.%) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас.%) (Лиханов и др., 2005). Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам (Likhanov et al., 2018). По результатам исследований были выделены два проградных этапа в их развитии (рис. 1). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилевским возрастом (~1050–950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25–35$ °C/км (Likhanov, 2019). На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение *And*→*Ky+Sil* (Likhanov et al., 2015). В последовательности пород *Ky-Sil* метаморфизма максимальные значения *P-T* параметров свойственны метапелитам чапского участка ($P=5.8–8.4$ кбар, $T=630–710$ °C; $dT/dH=12–14$ °C/км), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма *Ky-Sil* типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привнесом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов (Likhanov, Santosh, 2017). Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами (рис. 2). Для маяконского участка характерны *And*→*Ky*→*Sil*±*Fi* реакционные соотношения (рис. 2 а, б); для полканского участка – *And*→*Ky+Sil* (рис. 2 с); для чапского участка – *And*→*Sil*→*Ky* (рис. 2 д); для тейского участка – *And*→*Sil*→*Ky+Fi* (рис. 2 е, ф) (Likhanov, Santosh, 2019).

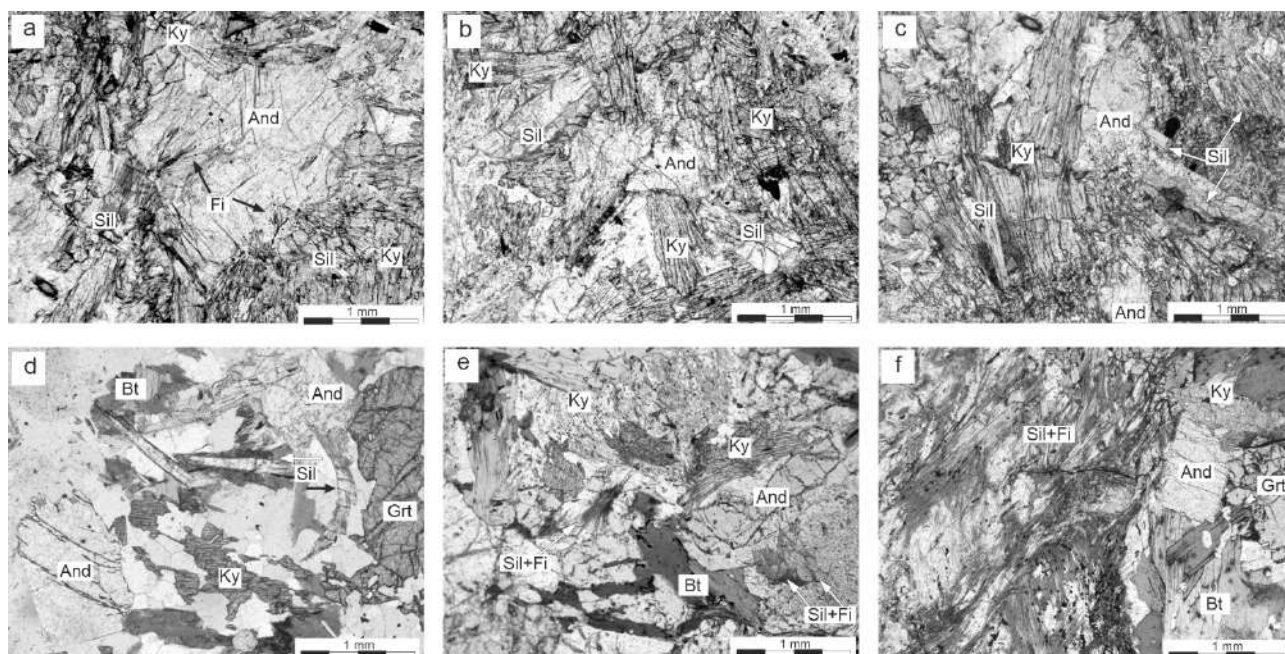


Рис. 2. Микрофотографии петрографических шлифов метапелитов, иллюстрирующие микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 участков тейского комплекса.

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, Р-Т условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанным со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий (Лиханов, 2020). Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя Р-Т тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через “тройную точку” (рис. 1). Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов “тройной точки”, в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых Р-Т условиях, и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки Р-Т параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок.

Соотношения устойчивости природных алюмосиликатов нуждаются в дальнейшем изучении. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и кинетику протекания реакции и образования центров кристаллизации, а не термодина-

мику полиморфных превращений. Автор полагает, что парагенезисы “тройной точки” имеют большое значение не столько для обоснования конкретных условий температуры и давления, сколько для привлечения внимания к природе самих процессов метаморфизма.

Литература

1. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
3. Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // Journal of Geology. 1967. V. 75. pp. 187–214.
4. Likhanov, I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts / Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Gonsalves, E.G. Grosch. Geological Society of London, Special Publications. 2019. V. 478. pp. 89–115.
5. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. pp. 315–331.
6. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V.

328. pp. 128–145.
7. Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55. pp. 4772–4789.
8. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. pp. 391–410.
9. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. pp. 468–488.
10. Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. pp. 1414–1422.
11. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

УДК 551.251:551.24

РЕКОНСТРУКЦИЯ P - T - t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, likh@igm.nsc.ru

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018).

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкции и анализ P - T - t трендов эволюции пород. Установлены диагностические P - T - t тренды, характерные для пород, сформированных в зонах активного тектогенеза – при растяжении и сжатии земной коры и в сдвиговых зонах. Приведено критическое обсуждение характера таких трендов – «по» или «против часовой стрелки», и показано, что этот аппарат не всегда однозначно предсказывает специфику геодинамического режима в полициклических комплексах со сложным развитием.

Ключевые слова: P - T - t тренды эволюции метаморфизма, геотектонические обстановки

An effective method for identifying tectonic-magmatic causes of metamorphism is the reconstruction and analysis of P - T - t paths, which can be used to develop a model of rock evolution with time in the “pressure–temperature–time” coordinates. Diagnostic P - T - t paths characteristic of rocks formed in zones of active tectogenesis – under collision, extension and in shear zones of the earth’s crust – have been established. This report discusses some of the ambiguous interpretations of P - T - t paths in areas with simultaneous manifestation of different metamorphic processes.

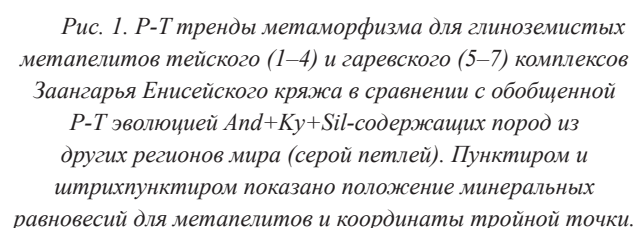
Keywords: P - T - t paths of metamorphic evolution, tectonic settings

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ P (pressure)- T (temperature)- t (time) трендов эволюции пород. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках (Reverdatto et al., 2019). Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических

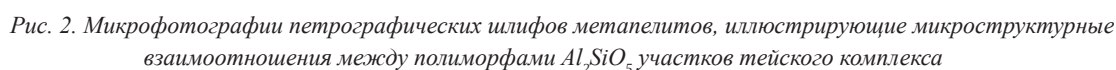
комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренавильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25$ – 35 °C/км (Likhanov, Reverdatto, 2011). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому колли-

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением (Likhanov et al., 2015). Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию P-T-t трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов («по часовой стрелке» – CW), или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры («против движения часовой стрелки» (CCW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$ пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма (Likhanov, Santosh, 2017, 2019). Во всех случаях наложение бо-



лее высокobarического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах (Likhanov, 2019). Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция P-T параметров с ходом “против часовой стрелки” при высоком градиенте до 200 °C/кбар, указывающая на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000 °C с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2 а). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, спрово-



вождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП (Лиханов и др., 2016). Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита (рис. 2 б) (Ножкин и др., 2019). Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам континентальной коры.

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов (Likhanov et al., 2018). Выявленные различия в Р-Т параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации Р-Т-*t* трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангара-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$ в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что вероятно было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °C при более высоком градиенте $dT/dH = 15\text{--}20^\circ\text{C}/\text{км}$. Такие превышения Р-Т параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига (Лиханов, 2020).

Резюме. Анализ Р-Т-*t* трендов свидетельствует, что эволюция термодинамических параметров в рамках одного и того же типа метаморфизма может происходить как «по часовой стрелке» (CW), так и «против движения часовой стрелки» (CCW). Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию Р-Т-*t* трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Для большинства пород, образование которых связано с процессами кол-

лизии плит и в сдвиговых зонах земной коры, характерны Р-Т-*t* тренды с движением «по часовой стрелке» (CW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (CCW). Комплексы с субизобарическим остыванием (CCW) при высоком градиенте до 200 °C/кбар образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности.

Наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна. В частности, это может относиться к высокоградиентным комплексам бластомилонитов, представленным пакетами тектонических пластин и зон с вязкопластичным течением горных масс, подвергнутым быстрым сдвиговым деформациям. В целом же, интерпретация результатов Р-Т-*t* эволюции пород совместно с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы корректного решения большого класса геодинамических задач.

Литература

1. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
2. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
3. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.
4. Likhanov, I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* / Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Gonsalves, E.G. Grosch. Geological Society of London, Special Publications. 2019. V. 478. pp. 89–115.
5. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. No. 7. pp. 802–845.
6. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. pp. 315–331.

7. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. pp. 128–145.
8. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. pp. 743–762.
9. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. pp. 391–410.
10. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. pp. 468–488.
11. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

УДК 553.22

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ С КЕМБРИЙСКИМИ СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров, А.В. Белавская, А.Т. Титов

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

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

В статье систематизированы результаты изучения состава, микроструктуры, строения минералов и их ассоциаций в реакционных зонах пермско-триасовых траппов с кембрийскими карбонатно-соленосными отложениями чехла в южной части Сибирской платформы. Показаны типоморфные черты седиментационной, диагенетической и катагенетической генераций галита в эвапоритах, его разновидностей в контактово-метаморфизованных породах, в скарнах, в рудах, после-скарновых известково-магнезиально-железистых метасоматитах, и в поздних гидротермальных жилах.

Ключевые слова: галит, каменная соль, долерит, метасоматизм. Сибирская платформа.

The article systematizes the result of study the composition and structure of minerals in the reaction zones of Permian-Triassic traps with salt-bearing Cambrian deposits in the southern part of the Siberian platform cover. Typomorphic features of the sedimentogenic, diagenetic and catagenetic halite generations in evaporates, the characteristic composition of impurities in halite crystals on metamorphosed rocks, in skarn and ores, in calcareous-ferruginous-magnesian metasomatic association and in later veins are shown.

Keywords: halite, rock salt, dolerites, impurities, metasomatism, Siberian platform

Траппы Сибирской платформы уникальны по объему, фациальному разнообразию изверженных масс и специфике связанных с ними рудно-магматических систем. Они отличаются от других крупных изверженных провинций размещением интрузивных комплексов среди неметаморфизованных отложений чехла и крупномасштабным взаимодействием затвердевающих магм с химически активными эвапоритами. Во внутриконтинентальных палеорифтовых областях юга платформы, развивавшихся в геодинамической обстановке рассеянного спрединга, наиболее активно осуществлялись процессы взаимодействия базитовых магм и пород траппового комплекса с кембрийскими карбонатно-эвапоритовыми толщами, и заключенными в их поровом пространстве рассолами, и флюидами (Мазуров и др., 2007; Шапаров и др. 2019). В разведен-

ных на глубину более 2000 м вулканотектонических рудоносных постройках Ангаро-Илимского района в южной части платформы встречаются контактово-реакционные зоны долеритов с каменными солями, доломитами, известняками, гипс-ангидритовыми свитами, терригенными неметаморфизованными породами. Эти участки являются природными лабораториями для изучения процессов мобилизации рудных элементов, их миграции и сопряженного отложения, для выяснения специфики рудообразования, вызванного реакцией толеит-базальтовой магмы с карбонатно-соленосными отложениями чехла и заключенными в их поровом пространстве рассолами, в том числе газонефтяными смесями. В целом они являются одним из характерных мировых примеров крупномасштабного взаимодействия магм с эвапоритами (Warren, 2016).

В процессе геолого-поисковых работ на углеводородное сырье на всей площади платформы выявлены многочисленные новые проявления рудной минерализации. Для оценки перспектив этих объектов требуется совершенствование генетических моделей эталонных месторождений, динамики развития связанных с траппами рудообразующих систем. Одним из способов получения новой генетической информации является применение современных приемов поисковой минералогии, выявление тех особенностей строения и состава минералов, которые являются индикаторами генезиса пород и руд.

Цель работы – установить типоморфные признаки галитов разного происхождения, что необходимо для расчленения и корреляции галитсодержащих ассоциаций и для решения вопросов динамики метасоматического минералообразования в зонах базит-эвапоритового взаимодействия. Прежде всего предстояло выявить характерные признаки структуры и состава разных генераций галита, главного минерала первичных и новообразованных минеральных ассоциаций. Как оказалось, наиболее полезной в генетическом отношении явилась информация, полученная методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Этот метод позволяет регистрировать и изучать как отдельные ионы в регулярной решетке минерала, так и различные межблочные фазы. Изучение методом ЭПР галитов из главных минеральных ассоциаций контактовых зон долеритов с каменными солями было установлено разнообразие реальной структуры минерала и содержащихся в нем примесей. Оказалось, что довольно значительная часть твердых включений в кристаллах галита сосредоточена в форме трудно различимых в оптических и электронных микроскопах микрофаз, пленок и цветных пятен (окрашенных участков).

Работа основана на изучении образцов, собранных при исследовании Коршуновского месторождения и расположенных вблизи районов, в совокупности полностью отражающих все разнообразие продуктов базит-эвапоритового взаимодействия. В генетическом отношении они принадлежат следующим минеральным ассоциациям: 1) неметаморфизованных каменных солей ангарской свиты нижнего кембрия; 2) контактово-метасоматических пород и руд; 3) гидротермальных жил, рассекающих долериты, скарны, руды и после-скарновые известково-магнезиально-железистые метасоматические породы.

Образцы неметаморфизованных каменных солей отобраны из керна скважин, пройденных с целью поиска мест захоронения промышленных стоков на удалении более 10 км от Коршуновского горно-обогатительного комбината. Они представляют все типы галитовых, доломит-галитовых и ангидрит-доломит-галитовых пород, известных в типовых районах кембрийской соленосной формации (Жаркова, 1976). По цвету выделяются красноцветные, серые и бесцветные каменные соли, по структуре – равномерно- и неравномернозернистые, от тонко- до гигантозерни-

стых (шпатовых) разностей, а по составу – от мономинеральных до содержащих не менее 10 % примеси пелитоморфных и ясно кристаллических силикатов, карбонатов, хлоридов, оксидов, боратов, оксихлоридов и других групп минералов. В первичных генерациях кристаллов галита газовой-жидкие и твердые включения расположены по зонам роста, а в перекристаллизованных – локализируются преимущественно в межзерновом пространстве. В контактово-метасоматических ассоциациях галит также разнообразен по строению и свойствам (Мазуров, Гришина, Истомин, Титов, 2007). В участках фрагментации и смешения базитовой магмы с карбонатно-эвапоритовыми отложениями, переслаивания долеритовых силлов со скарнированными вмещающими породами галит представлен агрегатом полигональных очертаний, который, как и кальцифит, цементирует глобулы измененных долеритовых порфиритов. В сохранившихся от последующей перекристаллизации, галит мелкозернистый, светло-серый; однородность текстуры нарушается отдельными пятнами темно-серого цвета за счет пропитки графитоподобным веществом. В реакционно-биметасоматических рудах непосредственных контактов долеритов с каменными солями галит находится в парагенезисе с форстеритом, магнетитом, шпинелью, апатитом, пирротинитом и минералами послескарновых ассоциаций – клинохлором, тремолитом, серпентином, пиритом, халькопиритом и другими.

В зернах высокотемпературной генерации галита из галит-магнетитовых руд содержатся твердые включения хлоридов кальция, калия и магния, а также дочерние кристаллы пирротина, магнетита и хлоридов в высококонцентрированных (около 70 % CaCl_2 – экв.) флюидных включениях. На удалении от контакта с долеритами среди метаморфизованных каменных солей встречается коричневатый-серый галит с включениями битумов, темно-серые зерна с включениями метана, а также крупные водяно-прозрачные, бледно-розовые и голубоватые метакристаллы.

Галиты, принадлежащие генетической группе поздних жил, рассекающие долериты и породы их контактового ореола за пределами эвапоритовых пачек, бесцветные, прозрачные, лишь местами в них проявляются размытые красновато-коричневые пятна. Как и в контактово-метаморфизованных солях, галит содержит здесь тонкую сыпь октаэдрических кристаллов магнетита, пластинки пирротина, кубооктаэдры пирита, а на межзерновых границах включения и других минералов. Характерным отличием от всех остальных генераций галита является то, что флюидные включения в этих кристаллах имеют самую низкую концентрацию солей.

Информация о составе и природе парамагнитных примесей, методике их анализа впервые подробно изложена в статье В.Е. Истомина, М.П. Мазурова и С.Н. Гришиной (2000) и уточнялась в последующих работах. Методом ЭПР установлено, что основными парамагнитными примесями в природном галите

из зон базит-эвапоритового взаимодействия являются ионы Mn^{2+} , Fe^{3+} и органическое вещество. Анализ распределения выявленных парамагнитных примесей в разных генерациях и ассоциациях галита позволяет утверждать, что данная характеристика реальной структуры минерала является типоморфной и поэтому может иметь индикаторное значение. Выяснено, что существует связь между составом, формой и количеством парамагнитных примесей в галите и условиями его кристаллизации и преобразования в зонах базит-эвапоритового взаимодействия. Так, ионы Mn^{2+} в галите стабилизируются в двух формах: в виде изоморфной примеси в регулярной решетке или в карбонатных микрофазах. Лишь в седиментационно-диагенетических генерациях галита Mn^{2+} содержится в виде изоморфной примеси. Во всех остальных ассоциациях он находится в виде примеси в карбонатных микровключениях, причем в количественном отношении устанавливаются закономерные отличия. Относительно повышенная концентрация Mn^{2+} выявляется в высокотемпературных контактовых зонах каменных солей с долеритами, а в удаленных от контакта зонах, в участках перекристаллизации регрессивного этапа и в жильных гидротермальных галитах его меньше. Можно считать, что повышение содержания марганца в контактовых зонах связано с привнесом его магматогенными флюидами. Итак, стабилизация ионов Mn^{2+} в виде изоморфной примеси в виде изоморфной примеси в осадочном галите, повышение содержания и локализация их в карбонатных микрофазах в остальных парагенезисах является типоморфным признаком. Относительное повышение содержания марганца в галите служит показателем близости к контакту с интрузивным телом.

Распределение ионов Fe^{3+} в исследованных галитах более сложное. Изменчиво как общее его содержание, так и формы существования, но основные тенденции его поведения в контактово-метасоматическом процессе проявлены отчетливо. В качестве главных носителей Fe^{3+} в осадочных галитах зафиксированы преимущественно частицы гидрогетита разной размерности и количества, от единичных начальных группировок, кластеров и пленок внутри зерен и на межзерновых границах до микрзародышей со своими индивидуальными спектроскопическими параметрами. В непосредственном контакте с долеритами в каменных солях устойчивы ферромагнитные минералы – магнетит и пирротин, а на удалении от него термальное воздействие сказывается в перекристаллизации, очистке зерен галита от сингенетических примесей и перемещении последних на межзерновые границы. Сравнение спектров ЭПР осадочного и в разной степени преобразованных галитов дает наглядную картину формирования вторичной структуры кристаллов: начальные группировки ионов Fe^{3+} через кластеры и скопления

зародышей переходят в пленки и более крупные сегрегаты и в самостоятельные гидрогетитовые выделения.

В гидротермальных галитах, как и метаморфизованных разностях, Fe^{3+} находится в виде кластеров и микрофаз гидрогетита. Гетит установлен лишь на контакте поздней генерации галита с пиритом и халькопиритом. Результаты ЭПР показывают, что причиной красной окраски галита является гидрогетит, а не гематит.

Органическое вещество, встречающееся в галитах, включает наряду с реликтами сингенетичных рассеянных углеводородов также продукты катагенетических и эпигенетических преобразований. В исследованных образцах прослеживается корреляция парамагнитных свойств со степенью метаморфизма рассеянного органического вещества, что также может использоваться при генетических построениях. Каменные соли первичных отложений не всегда можно отличить от вторичных засоленных пород. Полученные при ЭПР признаки можно использовать для расчленения и корреляции немых соленосных толщ.

Выявленные различия форм вхождения парамагнитных примесей в реальную структуру галита и ассоциирующихся с ним минералов составляют группу новых типоморфных признаков, пригодных для расчленения и корреляции галитсодержащих минеральных ассоциаций и расширяющих возможности реконструкции метасоматических процессов в зонах базит-эвапоритового взаимодействия.

Литература

1. Жаркова Т.М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск, Наука. 1976. 302 с.
2. Истомин В.Е., Мазуров М.П., Гришина С.Н. Типоморфизм парамагнитных примесей в галитах из зон базит-эвапоритового взаимодействия (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 126–134.
3. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 306–320.
4. Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Чудненко К.В., Соколин К.Э. Динамика метасоматического преобразования пород литосферной мантии и земной коры в зонах глубинных разломов, контролировавших трапповый магматизм Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. №8. С. 1055–1068.
5. Warren J.K. Magma-Evaporite-Hydrothermal Association / Evaporites. A Geological Compendium. Springer Publ., 2016, pp. 1591–1657. DOI: 10.1007/978-3-319-13512-0.

МАФИЧЕСКИЕ МИКРОГРАНУЛЯРНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНОДИОРИТАХ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (САНГИЛЕН, ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ)

А.Е. Смолякова^{1,2}, В.Г. Владимиров^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, ann_smoliakova@mail.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

В работе приводятся результаты анализа структурных характеристик мафических микрогранулярных включений (ММЕs) в гранодиоритах Баянкольского массива абиссальной фации глубинности. Массив расположен в Западно-Сангиленском фрагменте коллизионного орогена в краевой части Тувино-Монгольского массива. По серии вертикальных разрезов в рамках 3D-модели камеры гранитоидов проанализированы характеристики ММЕs от подошвы до кровли тела гранодиоритов. Обоснованы механизмы перераспределения мафических микрогранулярных включений в магматической камере.

Ключевые слова: гранодиориты, Баянкольский массив, микрогранулярные включения

The paper presents the results of the analysis of the structural characteristics of mafic microgranular inclusions (MMEs) in granodiorites of the Bayankol massif of the abyssal depth facies. The massif is located in the West Sangilensky fragment of the collisional orogen in the marginal part of the Tuva-Mongolian massif. The characteristics of MMEs from the base to the top of the granodiorite body were analyzed using a series of vertical sections within the 3D model of the granitoids chamber. The mechanisms of redistribution of mafic microgranular inclusions in the magma chamber have been substantiated.

Keywords: granodiorites, Bayankol massif, microgranular inclusions

Мафические микрогранулярные включения (ММЕs) широко проявлены в магматических комплексах зрелых островных дуг и континентальных окраин коллизионных областей. Традиционно включения ММЕs встречаются в гранитоидных массивах и считаются продуктом смешения контрастных по составу расплавов в обстановках мантийно-корового взаимодействия (Didier, Barbarin, 1991; Биндеман, 1995; Castro et al., 2008; Плечов и др., 2008; Cheng et al., 2012; Бурмакина, Цыганков, 2013; Полянский и др., 2017; и др.).

Как правило, ММЕs это небольшие включения от первых сантиметров до одного метра, распределенные в теле гранитоидов. Преимущественно они имеют диоритовый, монцодиоритовый и монцонитовый состав (Бурмакина, 2013). Не вызывает сомнения, что происхождение ММЕs тесно связано с ранними до-консолидационными стадиями гранитоидов и поэтому они должны нести признаки всех тектоно-термальных событий, которые претерпевает магматическое тело в своей истории. Как следствие, мафические магматические включения можно рассматривать в качестве природных маркеров, расположенных в различных частях магматической камеры, по которым мы можем судить о динамике становления гранитоидов и наложенных процессах. В качестве индикаторов можно рассматривать взаимосвязанные между собой петрогеохимические, минеральные и структурные признаки.

К первым (петрогеохимическим) признакам относятся вариации химического состава породы, включая

интенсивность и направленность гибридизации включений.

К вторым (минеральным) – изменение фазового состава, признаки рекристаллизации и плавления, вариации химизма минералов переменного состава (амфиболы, полевые шпаты и др.).

Третья группа признаков (структурная) позволяет провести анализ распределения ММЕs в магматической камере (по размеру, количеству, плотности, степени уплощенности), оценить закономерности пространственной ориентировки включений, в том числе относительно магматического течения и деформационной директивности во вмещающих породах.

Анализ всех признаков и их взаимосвязей позволяет получить прямые свидетельства и граничные параметры процессов коллизионного гранитообразования, истории становления магматических камер, тектонических обстановок и характера наложенных геологических процессов.

Данное сообщение посвящено результатам изучения третьей (структурной) группы признаков на примере мафических микрогранулярных включений в гранодиоритах Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива абиссальной фации глубинности. Массив расположен в Западно-Сангиленском фрагменте коллизионного орогена в краевой части Тувино-Монгольского массива. Возраст Баянкольского массива оценивается изотопными методами в диапазоне от 520 до 485 млн лет (507 ± 14 млн лет, U-Pb, циркон (Козаков и др., 2001)); 496.5 ± 3.6

млн лет, U-Pb, циркон (Козаков и др., 1999); 489 ± 3 млн лет, Ag/Ag, амфибол (Изох и др., 2001)).

Привлекательность для данных исследований именно Баянкольского массива связано с его обнаженностью как по латерали, так и альтитуде. Это позволило по серии вертикальных разрезов построить 3D-модель камеры гранитоидов с характеристикой ММЕs от подошвы тела гранодиоритов (абс. отметки – 1240 м) до его кровли (абс. отметки – 1620 м).

При анализе ММЕs в камере гранодиоритов были выявлены следующие закономерности:

Для мафических микрогранулярных включений характерен уплощенный эллипсоидный облик, изометричные индивиды не типичны.

Размеры мафических включений варьируют в диапазоне от первых сантиметров до 1 м в сечении. ММЕs типичного размера (до 20 см) составляют 85 % от общего числа включений. Крупные размеры (20–50 см) характерны для 15 % от общего числа включений, они сконцентрированы в нижней четверти массива. Гигантские образования до 1 м в диаметре единичны, их появление в разрезе предшествует зонам с высокой концентрацией мафических включений.

В вертикальном разрезе камеры наблюдается зональность, связанная с количеством мафических включений: интервалы высокого насыщения ММЕs сменяются обедненными участками. Область распространения ММЕs ограничивается высотной отметкой 1520 м, соответствующей $\frac{3}{4}$ разреза тела гранодиоритов.

В областях с увеличением количества включениями возрастает и абсолютная плотность их насыщения (количество ММЕs на 1 м^2 – процент от общего объема породы): в зонах высокого насыщения типичная плотность включений на обнажении достигает 2–3 шт. на 1 м^2 вплоть до формирования роев включений, когда ММЕs занимают до 50% от общего объема породы.

Ориентировки структурных характеристик ММЕs и вмещающих пород близки между собой. Статистически уплощение и ориентировки длинных осей эллипсоидных включений согласуются с субгоризонтальным направлением магматического течения в гранодиоритах, вызванным деформированием камеры в ходе сдвиговых процессов. При этом в конкретной паре «ММЕ - вмещающая порода» зависимые структурные элементы могут как совпадать по ориентировке в пространстве, так и существенно различаться.

Анализ полученных данных позволяют сделать следующие выводы.

В магматической камере нет признаков стационарных конвективных ячеек с объемным перераспределением включений (отсутствует латеральная неоднородность, отсутствуют включения иного генезиса, например, в связи с обрушением кровли или стенок магматической камеры).

Главным фактором в распределении ММЕs в камере кислого расплава вероятнее всего послужила инверсия плотностей контактирующих расплавов,

подъем перегретых менее плотных мафических глобул и их дальнейшее гравитационное осаждение по мере остывания с формированием субгоризонтальных зон насыщения. Отсутствие ММЕs в верхней части камеры можно объяснить наличием реологического уровня, выше которого глобулы мафического расплава не способны были подняться при существовавших РТ-параметрах. Данная выводы хорошо согласуется с результатами численного моделирования корово-мантийного взаимодействия (Полянский и др., 2021).

Триггером, спровоцировавшим обособление глобул ММЕ на границе кислый-основной расплав, могли являться глубинные сейсмотектонические процессы, характерные для коллизионных обстановок. Дальнейшая тектоническая реактивация сдвиговой зоны привела к возникновению течения на начальных стадиях консолидации гранитоидов. Это, в свою очередь, обеспечило изменение формы и ориентировок мафических включений.

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. Мафические включения и комбинированные дайки в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья: состав, петрогенезис // Диссертация на соискание уч. ст. канд. геол.–мин. наук. Улан-Удэ, 2013. 178с.
3. 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.
4. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высокотемператур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья юга Сибири: материалы науч.–практ. конф. – Новосибирск, 2001. С. 68–72.
5. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино–Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т.7. №2. С. 174–190.
6. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино–Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

7. 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.
8. Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро–гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8. №2. С. 385–403.
9. Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 3–22.
10. Castro A., Martino R., Vujovich G., Otamendi J., Pinotti L., D'Eramo F., Tibaldy A., Vinao A. Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fertil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina) // Geologica Acta. 2008. V. 6. №3. pp. 217–229.
11. 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 [Electronic resource]. – URL: <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0766-0> (date of treatment: 09.05.12.).
12. Didier J., Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology // Developments in Petrology, 13. Amsterdam: Elsevier, 1991. 625 p.

УДК 552.11

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АРХЕЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ, ВОЗРАСТ И СОСТАВ ЦИРКОНА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП, ЮЗ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 20-05-00265).

Архейские мафические гранулиты, так же как другие мантийные производные являются важным источником информации о составе и изотопных параметрах древней мантии. Для интерпретации происхождения протолитов этих пород необходима точная возрастная привязка, которая может быть получена при детальном исследовании и датировании циркона. В настоящей работе приведены результаты U-Pb датирования и определения редкоэлементного состава цирконов из мафических гранулитов Иркутского блока представляющего западную часть Шарыжалгайского выступа на ЮЗ Сибирской платформы, а также анализа изотопно-геохимических параметров этих пород с целью оценки происхождения их магматических протолитов. В составе метаморфической толщи Иркутского блока мафические гранулиты составляют не более 30 %. В хорошо обнаженном разрезе по побережью о. Байкал мафические и кислые гранулиты слагают крылья куполовидных структур, ядерные части которых образованы палеопротерозойскими чарнокитами. Наряду с субпластовыми телами мафические гранулиты слагают многочисленные включения в чарнокитах размером от десятков сантиметров до первых метров. По минеральному составу среди мафических гранулитов выделяются двупироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые разновидности. Мафические гранулиты

это мелко-среднезернистые породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Минеральная ассоциация этих пород $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hb} \pm \text{Opx} \pm \text{Qtz}$. Содержание темноцветных минералов составляет 40–60 %, аксессуарные минералы представлены ильменитом, апатитом и цирконом. В контакте с инъецирующими гранитоидами в мафических гранулитах развивается биотит и происходит обогащение апатитом.

Геохимия мафических гранулитов. По содержанию SiO_2 (46.7–50–6%) мафические гранулиты отвечают базальтам, а по соотношению $\text{Nb/Y} - \text{Zr/TiO}_2$ базальтам и щелочным базальтам. Лейкобазальтовые разновидности (SiO_2 до 53.9 %) встречаются среди биотит-содержащих гранулитов, измененных в контакте с гранитоидами. Мафические гранулиты имеют широкий диапазон содержания MgO (12.4–4.5 %) и TiO_2 (0.9–2.4 %). Величина $\text{Mg\#}$ (49–21) отражает дифференцированный характер исходных магматических пород. По содержанию TiO_2 , некогерентных элементов, распределению редких элементов и изотопному составу Nd среди мафических гранулитов выделено три типа.

К первому доминирующему типу отнесены варьирующие по магнезиальности ($\text{Mg\#}=46\text{--}21$), умереннотитанистые ($\text{TiO}_2=0.9\text{--}2.4\%$) мафические гранулиты. Содержание некогерентных редких элементов возрастает от высокомагнезиальных разновидностей ($\text{Zr}=50\text{--}54$

ppm, Nb=2.67–3.6 ppm) к низкомагнезиальным (Zr=59–192 ppm, Nb= 3.9–9.7 ppm) с увеличением содержания TiO₂. В этом ряду увеличиваются концентрации РЗЭ и слабо возрастает (La/Sm)_{pm} (от 1.8 до 2.8). Мультиэлементные спектры мафических гранулитов первого типа имеют сходную конфигурацию с отчетливым обеднением Nb относительно Th и La (рис. 1Б, 1 и 1а).

Во второй тип объединены гранулиты с Mg#=41–22, умеренным содержанием TiO₂ (1–1.8 %), Zr (44–116 ppm) и Nb (2.8–5.7 ppm). Эти породы имеют не фракционированные спектры РЗЭ с низким (La/Sm)_n (0.8–1.1). Мультиэлементные спектры этого типа гранулитов субгоризонтальные с обеднением Th относительно Nb (рис. 1Б, 2).

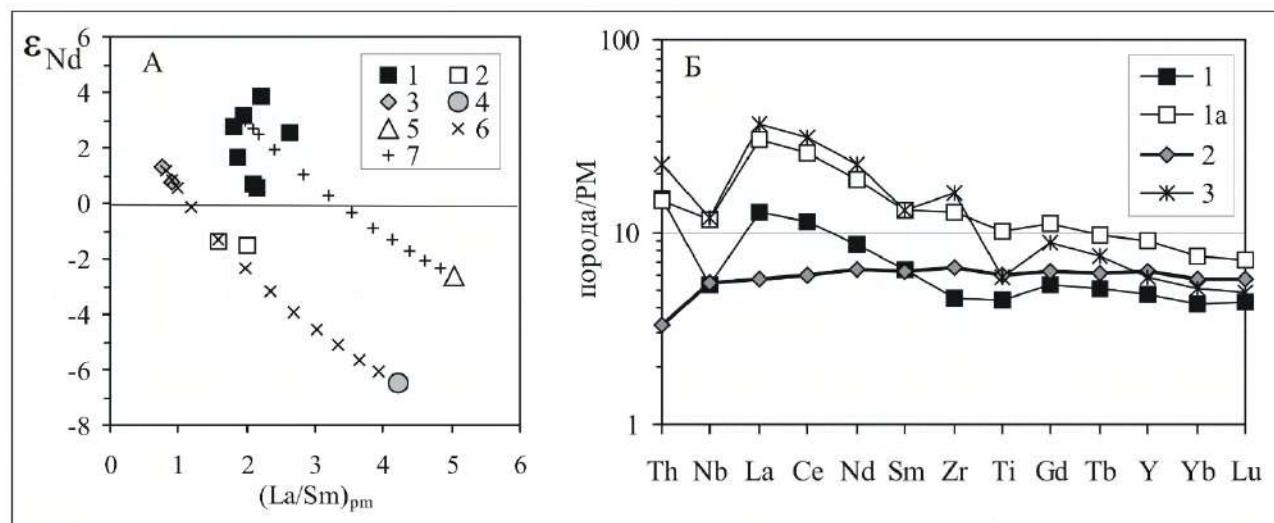


Рис. 1. А. Диаграмма (La/Sm)_{pm} - ε_{Nd} для мафических гранулитов: 1 – первого типа, 2 – тоже с отрицательными ε_{Nd}, 3 – второго типа, 4 – палеоархейская кора, 5 – неоархейские парагнейсы, 6 и 7 – линии смешения. Б. Мультиэлементные спектры мафических гранулитов: 1 и 1а – первого типа (максимальные и минимальные концентрации), 2 – второго типа, 3 – биотитсодержащие.

К третьему типу отнесены биотитсодержащие мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами. Эти породы имеют повышенное содержание K₂O, P₂O₅ (0.2–0.33 %), Th (1.4–5.2 ppm), Ba (338–724 ppm, Rb (16–72 ppm), Zr (73–273 ppm) в сравнение с доминирующими разностями. Породы характеризуются повышенным (La/Yb)_n (4–10), а их мультиэлементные спектры – резкими минимумами Nb и Ti (рис. 1Б, 3).

Мафические гранулиты первого типа демонстрируют отчетливо выраженные тренды возрастания легких РЗЭ, Zr, Nb с увеличением содержания TiO₂ при снижении Mg#, что позволяет связывать формирование их протолитов с фракционированием сходных магм. Биотитсодержащие гранулиты отклоняются от общих трендов в область повышенных концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb, Th, что связано с влиянием гранитоидов. Резко отличаются мафические гранулиты второго типа, имеющие низкое содержание легких РЗЭ при перекрывающихся Mg# и отчасти концентрациях TiO₂, Zr, Nb с доминирующими разностями, что предполагает образование их протолитов из другой исходной магмы. Таким образом, анализ геохимических данных свидетельствует о формировании протолитов мафических гранулитов из двух типов магм.

Возраст и состав циркона из мафических гранулитов. U-Pb датирование (SHRIMP II) и анализ содержания редких элементов (SIMS Cameca IMS-4F)

проведены для циркона из амфибол-двопироксенового гранулита (первый тип) (обр. 279-84) и биотитсодержащего пироксенового гранулита (обр. 16-08). В амфибол-двопироксеновом гранулите 30 зерен циркона в катодоллюминесцентном изображении (КЛ) характеризуются наличием слабо зональных ядер, широких темных оболочек и тонких белых кайм. Они имеют широкий диапазон субконкордантных возрастов (D=0–7 %) от ~2.77 до 1.87 млрд лет с двумя главными максимумами: ~2.68 и 2.56 млрд лет. Одно наиболее древнее слабо зональное в КЛ ядро имеет возраст 2767 млн лет, его Th/U (0.41) и высокое (Lu/Gd)_n=20 являются типичными для магматических цирконов. Первый максимум отвечает группе из четырех ядер и темных оболочек, возраст которых оценивается 2665±12 млн лет. Ядра имеют типичное для магматического циркона сильно фракционированное распределение РЗЭ с высоким (Lu/Gd)_n=15–22 и величины Th/U=0.57–0.75. Напротив, близкие по возрасту темные в КЛ оболочки обеднены Th (37–40 ppm), обогащены U (749–838 ppm), имеют низкое Th/U (0.05–0.06), обеднены тяжелыми РЗЭ с низким (8.9) или высоким (87) (Lu/Gd)_n. Шесть темных или не зональных в КЛ ядер из этих цирконов моложе чем оболочки (~2.56 млрд лет) и отвечают второму максимуму со средневзвешенным возрастом 2555±7 млн лет. Такие возрастные взаимоотношения ядер и оболочек могут быть следствием миграции радио-

генного Pb при метаморфизме. Обоedнение оболочек тяжелыми РЗЭ при низком (8.9) или высоком (87) $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ в сравнении с ядрами $((\text{Lu}/\text{Gd})_n = 18\text{--}36$ и $\text{Th} = 99\text{--}248$ ppm) свидетельствует о перераспределении этих элементов, которое также может быть связано только с метаморфической перекристаллизацией на рубеже ~2.56 млрд лет. Пять ядер с различной светимостью в КЛ имеют промежуточные возраста между двумя максимумами: от 2.62 до 2.59 млрд лет, сохраняя типичное для магматических цирконов высокое $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (15). Четырнадцать темных и светлых в КЛ оболочек имеют возраста от 2.52 до 2.13 млрд лет. Они имеют широкие вариации содержания U (48–821 ppm), Th (10–376 ppm) и Th/U (0.03–0.97). Общая черта этих оболочек циркона это различная степень обеднения тяжелыми РЗЭ с пониженным $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (1.6–6.8). Особенности редкоэлементного состава и диапазон субконкордантных возрастов, отражающий различную степень потери радиогенного Pb, свидетельствуют в пользу метаморфического происхождения таких оболочек. О времени более позднего, второго этапа метаморфизма позволяет судить одно темное и незональное в КЛ зерно с возрастом 1866 млн лет, что соответствует ранее полученным оценкам времени (1.88–1.85 млрд лет) палеопротерозойского гранулитового метаморфизма в Иркутском блоке (Turkina et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2017; Сухоруков, Туркина, 2018).

В биотитсодержащем мафическом гранулите циркон состоит из крупных темных в КЛ практически лишенных зональности ядер и серых оболочек. Субконкордантные ($D=0\text{--}5\%$) возраста циркона (25 точек) отвечают диапазону от 2.69 до 2.37 млрд лет и характеризуется двумя максимумами: ~2.65 и 2.57 млрд лет. Первый возрастной кластер представлен девятью темными ядрами со средневзвешенным возрастом 2651 ± 6 млн лет. Эти ядра имеют концентрации U (62–313 ppm), Th (69–606 ppm) и Th/U (0.16–0.93), отвечающее величинам для магматических цирконов. Ядра характеризуются высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (17–67) также типичными для магматического циркона. Цирконы, относящиеся ко второму возрастному пику, представленные как темными ядрами, так и оболочками, имеют средневзвешенный возраст 2567 ± 16 млн лет. Они характеризуются концентрациями U (126–756 ppm) и Th (63–401 ppm) и широким диапазоном Th/U (0.44–1.55), что более типично для метаморфических цирконов. Два зерна этой группы имеют сильно фракционированные спектры РЗЭ с высоким $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (32–33). Семь темных ядер и светлых оболочек с возрастом от 2.48 до 2.37 млрд лет имеют близкие с более древними ядрами концентрации U (80–821 ppm) и Th (38–220 ppm) и Th/U (0.3–1.39), но отчетливо обеднены всеми РЗЭ при сходном $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (32).

Полученные результаты с учетом ранее опубликованных данных по мафическим и кислым гранулитам и оценок времени неоархейского и палеопротерозой-

ского метаморфизма (Turkina et al., 2012) позволяют предложить следующую интерпретацию. Возраст наиболее древних цирконов 2.65–2.67 млрд лет отвечает времени кристаллизации магматических протолитов мафических гранулитов, что согласуется с ранее сделанной оценкой возраста протолитов мафических (~2.66 млрд лет) и кислых (~2.7 млрд лет) гранулитов (Turkina et al., 2012). Второй возрастной кластер цирконов (2.55–2.57 млрд лет) фиксирует время неоархейского метаморфизма, что также соответствует ранее полученным оценкам этого события в интервале 2.54–2.57 млрд лет. В пользу метаморфического генезиса цирконов этого возраста свидетельствуют широкий диапазон концентраций U, Th и вариации Th/U, а также более древний возраст оболочек в сравнении с ядрами в отдельных зернах циркона, что обусловлено перераспределением радиогенного Pb между ядрами и оболочками в результате термального события. Большинство цирконов с возрастом 2.56–2.57 млрд лет сохраняет типичное для магматических цирконов высокое $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$, что вероятно является результатом либо относительно невысоких температур раннего метаморфизма, либо отсутствием минеральных фаз, концентрирующих тяжелые РЗЭ, таких как гранат. Доминирующие в мафических гранулитах оболочки циркона моложе 2.5 млрд лет испытали частичную потерю Pb в результате второго этапа высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма, что привело к различной степени деплетирования тяжелыми РЗЭ и снижению $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$. Время гранулитового метаморфизма отвечает рубежу 1.85–1.88 млрд лет.

Изотопный состав и происхождение магматических протолитов мафических гранулитов. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ гранулитов рассчитаны на 2.7 млрд лет, что соответствует оценке возраста их магматических протолитов. Большинство пород имеет высокое $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.199–0.16). Доминирующие гранулиты первого типа характеризуются широким диапазоном преимущественно положительных $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +3.9 до +0.5 (семь образцов), два образца имеют отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (рис. 1А). Положительные $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$: +1.3 и +0.7 и наиболее высокие $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.199–0.189) имеют гранулиты второго типа, резко отличающиеся от преобладающих пород по редкоэлементному составу. Наконец, биотитсодержащие мафические гранулиты характеризуются отрицательными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$: от -1.9 до -0.2 и низким $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.106–0.144). Отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, также как обогащение некогерентными редкими элементами для биотитсодержащих мафических гранулитов связаны с влиянием инъекций палеопротерозойских гранитоидов, которые характеризуются низкими $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (до -12.3).

Преобладание положительных значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для мафических гранулитов свидетельствует о формировании их магматических протолитов преимущественно из деплетированного источника, а наличие обеднения Nb относительно Th и La на мультиэлементных спектрах предполагает плавление литосферной ман-

тии, обогащенной Th и легкими РЗЭ. Это заключение согласуется с ранее сделанным обоснованием формирования протолитов мафических и кислых гранулитов при субдукции под окраину палеоархейского континентального блока (Turkina et al., 2012). Причинами широкого диапазона величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +3.9 до +0.5 могут быть: 1. гетерогенность мантийного источника, 2. вклад в область плавления субдуцированных осадков, образованных при эрозии древней коры; 3. контаминация палеоархейским коровым материалом в промежуточной камере. Коровая контаминация магм не согласуется с хорошо выраженной прямой зависимостью между TiO_2 и Nb, поскольку должна сопровождаться ростом концентраций Nb без увеличения содержания TiO_2 . Установленный тренд скорее отражает процесс фракционной кристаллизации расплава. Только для двух образцов мафических гранулитов с отрицательными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ можно допустить контаминацию (~20%) породами палеоархейской коры (ϵ_{Nd} (2.7 млрд лет) = -6.5) в предположении, что их исходный расплав отвечал гранулитам второго типа, что согласуется с обогащением легкими РЗЭ, ростом $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1.5–1.9) и снижением $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ (0.5–0.7) относительно этих пород ($(\text{La}/\text{Sm})_n=0.8\text{--}1.1$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}=0.9\text{--}1.0$) (рис. 1А).

Для доминирующих мафических гранулитов величины $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ как правило ≤ 1.1 , возрастаая в наиболее обогащенных TiO_2 разностях до 1.3–1.4, что обусловлено фракционированием расплава с относительным накоплением более некогерентного Nb. Величины $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}} \leq 1.1$ свидетельствуют в пользу умеренно деплетированного по немобильным редким элементам источника, что коррелирует с изотопным составом. Диапазон $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, также как и обеднение Nb относительно Th и легких РЗЭ вероятно обусловлены вкладом субдуцированных осадков в область плавления. Согласно количественной оценке, вклад от 1 до 20 % субдуцированных осадков, сходных с неоархейскими глиноземистыми гнейсами Иркутского блока (ϵ_{Nd} (2.7 млрд лет) ~ -2.6, $(\text{La}/\text{Sm})_n \sim 5$ и $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} \sim 0.26$) по-

зволяет объяснить вариации редкоэлементного и изотопного состава мафических гранулитов первого типа (рис. 1А). В отличие от доминирующих мафических гранулитов породы второго типа обладают как положительными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, так и низким $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ (0.8–1.0), что указывает на деплетированный мантийный источник, они не обнаруживают отрицательной Nb аномалии на мультиэлементных спектрах.

Таким образом, литосферная мантия Иркутского блока на неоархейское время (~2.7 млрд лет) была деплетированной. Формирование протолитов доминирующих мафических гранулитов было связано с плавлением субконтинентальной литосферной мантии при варьирующем вкладе субдуцированных осадков в область плавления, что обусловило гетерогенность магматических протолитов мафических гранулитов как по изотопному, так и редкоэлементному составу. Мафические гранулиты второго типа лишены «субдукционных сигнатур», что допускает образование из астеносферного источника.

Литература

1. Туркина О.М., Сухоруков В.П. Состав и происхождение граната в породах палеопротерозойского мигматит-гнейсового комплекса (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2017, Т. 58(6), С. 834–855.
2. Сухоруков В.П., Туркина О.М., РТ – тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2018, Т. 59 (6), С. 837–856.
3. Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton // Gondwana Research, 2012, V. 21, pp. 801–817.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ОКТЯБРЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЧЕТЛАСКИЙ КАМЕНЬ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

О.В. Удоратина^{1,2}, И.В. Козырева¹, Г.В. Игнатьев¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110010.

Выделены типы рудных щелочных метасоматитов Октябрьского комплексного редкометалльно-редкоземельного проявления на Среднем Тимане: неизмененные кварцитопесчаники, фениты (калиево-натриевые), альбититы и микроклиниты. Установлено, что наибольшее содержание рудных элементов (иттрия и ниобия) наблюдается в альбититах.

Ключевые слова: щелочные метасоматиты, альбититы, редкометалльно-редкоземельные руды, Средний Тиман

The types of ore alkaline metasomatites of the Oktyabrskiy complex rare-metal-rare-earth occurrence in the Middle Timan are distinguished: unaltered quartzite sandstones, fenites (potassium-sodium), albitites and microclinites. It was found that the highest content of ore elements (yttrium and niobium) is observed in albitites.

Keywords: alkaline metasomatites, albitites, rare metal-rare earth ores, Middle Timan

В составе комплексных редкометалльно-редкоземельных проявлений Косьюского рудного узла на Четласском Камне Среднего Тимана известно Октябрьское рудное поле отличающееся от других (Косьюского, Новобобровского, Нижне-Мезенского, Верхне-Щугорского) широким развитием иттриевой (ксенотимовой) минерализации.

В верховьях р. Светлая вскрыты метаморфизованные метатерригенные породы светлинской свиты четласской серии, а также их фенитизированные разновидности и собственно рудные тела жильного комплекса.

Нами проведены комплексные исследования пород рудного поля, опробованных в 2016 году (отряд ИГ Коми НЦ УрО РАН) при тематических исследованиях рудных редкометалльно-редкоземельных образований.

Метатерригенные образования свиты представлены темно-серыми кварц-хлорит-серицитовыми и биотит-хлорит-кварц-серицитовыми, иногда известковистыми сланцами, переслаивающимися с мелкозернистыми кварцитами и кварцитопесчаниками. По преобладанию сланцев в нижней части разреза, а кварцитопесчаников в верхней, светлинская свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Мощность светлинской свиты 600–620 м. Толща согласно, местами с разрывом перекрывается метатерригенными образованиями новобобровской свиты четласской серии. Отложения претерпели метаморфизм не выше зеленосланцевой фации. Метапесчаники светлинской свиты, развитые на Октябрьском рудном поле, представлены полевошпат-кварцевыми разновидностями.

Основным источником обломочного материала были метаосадочные и, в меньшей степени, кислые

магматические породы, в том числе измененные в коре выветривания. Образование метапсаммитов проходило в относительно стабильных тектонических условиях пассивной континентальной окраины (Удоратина и др., 2020).

На основании U-Pb LA ICP MS данных по детритным цирконам первичноосадочные отложения светлинской свиты четласской серии были сформированы в конце среднего начале позднего рифея (Удоратина и др., 2017, Брусницына и др., 2019).

Рудные жильные образования были сформированы (⁴⁰Ar/³⁹Ar, микроклин) на уровне 513.2 ± 3.8 млн лет (Удоратина и др., 2020).

В рудном поле выделяются жильные породы: представленные телом альбититов, редко участки сложены микроклинитами, широко развиты фенитизированные (альбитизированные, эгиринизированные, микроклинитизированные) в различной степени метапесчаники, а также неизмененные кварцитопесчаники.

Нами выделено четыре группы пород:

1. Кварцитопесчаники степень изменения, которых не более 20 об., % (кварцитопесчаники с глинистым цементом, кварцитопесчаники с полевошпатовым цементом, кварцитопесчаником с контактовым цементом).

2. Кварцитопесчаники и кварциты степень изменения, которых свыше 20 об., % (кварцитопесчаники с глинистым и полевошпатовым цементом, с обилием кварцевых прожилков, железненные кварциты).

3. Метасоматические породы (фениты – эгирин-микроклиновые, эгириновые, альбитовые, микроклиновые по кварцитопесчаникам).

4. Метасоматические породы с рудными минералами (микроклиниты, альбитизированные эгириниты, альбититы).

Микроклиниты – розовато-серого цвета, массивные, либо с пятнистой текстурой, скрытозернистые. Микро-структуры гранобластовая, идиоморфнозернистая для ксенотима и лепидогранобластовая основной массы. Содержание (об., %) микроклина 45–70, альбит, кварц, эпидот, хлорит, серицит, гидроксиды железа, титанит и рудный ксенотим содержание которого 1–10 об., %.

Альбитизированные эгириниты – породы рыжевато-серого цвета, массивной текстуры и скрытозернистые. Содержание (об., %): эгирин (45–50), альбит (30–35) и гидроксиды железа (10–15), отмечается хлорит и кварц (< 15). Наблюдаются единичные зерна титанита и рудного ксенотима.

Альбитит – порода рыжевато-серо-белого цвета, массивной текстуры и мелкозернистой структуры. Микро-структура гетеробластовая (рис. 1). Новообразованными минералами представлены альбитом (до 75–80 об., %), эгирином, микроклином, гидроксиды железа, а также наследованным кварцем (10 об., %).

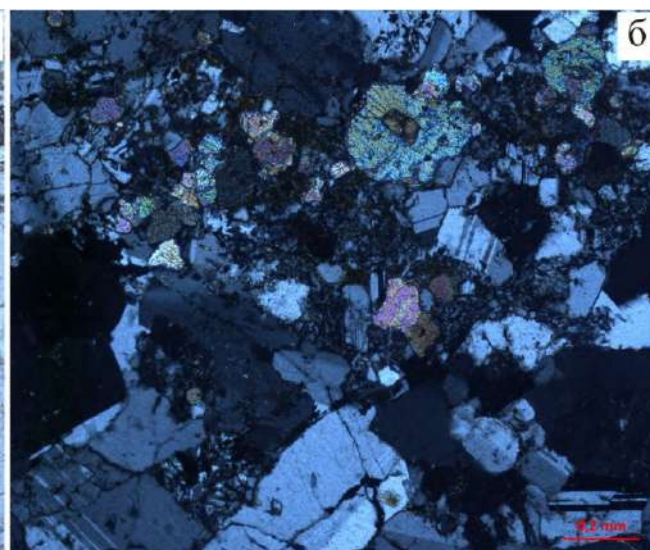
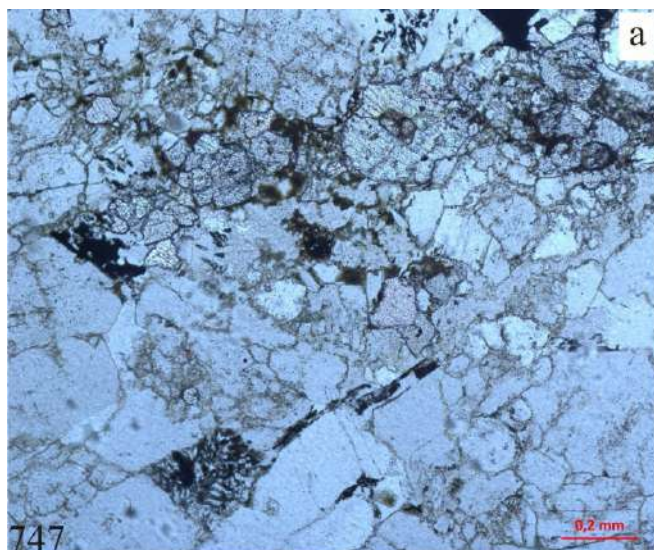


Рис. 1. Микро-структуры рудных альбититов. Рудный альбитит с ксенотим-альбитовой прожилкой. Развитие широкопластинчатого сдвойникового альбита. а || N – б $\perp$ N.

неизмененные первичные кварцитопесчаники периферических зон; 2. измененные (калиевые, натриевые) кварцитопесчаники (фениты); 3. альбититы (редко микроклиниты).

В неизмененных кварцитопесчаниках содержание (мас., %): кремнезема составляет 92, оксида натрия – 0.6, а оксида калия – 0.3 (табл. 1). В фенитах (калиево-натриевых) содержание кремнезема уменьшается до 64 (мас., %), содержание оксида натрия варьирует от 2 до 3.5 (мас., %). В альбититах содержание (мас., %) кремнезема находится на уровне 60–64, оксида натрия возрастает до 9, а оксида калия находится на уровне 1. В редких микроклинитах при содержании кремнезема также на уровне 60 (мас., %), содержание оксида калия возрастает до 11, а оксида натрия составляет 1.5.

Содержания рудного ксенотима высокие.

Рудный минерал: Наблюдения показывают, что нередко рост ксенотима начинается на зернах детритового циркона которыми насыщены кварцитопесчаники (рис. 1). Кристаллы имеют дипирамидальный вид, размер варьирует от долей мм достигая 0.5 мм, редко больше, развивается совместно с альбитом, реже слагает поздние ксенотим-альбитовые прожилки. Микрозондовые исследования показывают сложную тонкую зональность в кристаллах ксенотима, отражающую колебания (Th, REE) в составе гидротермального раствора при росте кристалла. Исследованные ксенотимы отличаются большим количеством (до 30 мас., %) и разнообразием редких земель (Sm–Yb) и большим содержанием тория (до 6 мас., %) от диагенетических ксенотимов характерных для метасадочных толщ четлаской серии (Удуратина и др., 2020).

Наиболее полно отражает наблюдаемые вариации минерального и петрографического состава химический состав пород. По степени изменения выделены:

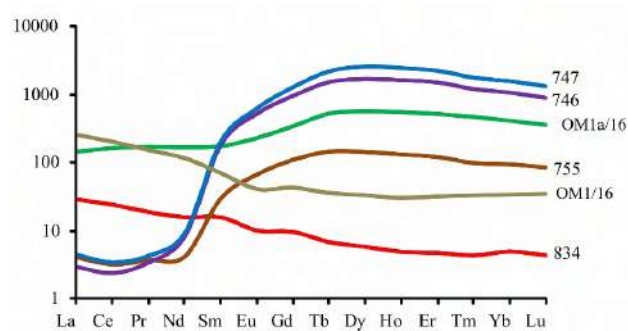


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах. Нормировано на хондрит C1.

Содержание редких, рассеянных и редкоземельных элементов также отличается. В табл. 1 приведены данные по содержанию Nb, Y и суммы редкоземельных элементов. Как видно с увеличением содержания натрия в щелочных метасоматитах развивающихся по

кварцитопечаникам содержание рудных элементов Nb, Y и редких земель возрастает многократно.

Наиболее четко эта зависимость наблюдается именно для иттрия и редких земель (рис. 2).

Таблица 1. Содержание породообразующих компонентов (мас., %) и рудных элементов (г/т) в породах Октябрьского проявления

Компоненты	834	755	OM1a/16	746	747	OM1/16
SiO ₂	92.24	63.96	75.98	59.84	64.84	61.96
K ₂ O	0.61	3.51	3.24	0.96	1.01	11.07
Na ₂ O	0.29	2.15	1.92	8.6	9.16	1.4
Y	10.1	275	1200	3460	4910	61.7
Nb	14.5	830	295	72.4	43.9	36.7
SREE	50.15	209.13	898.5	1675.08	2330.62	385.75

Примечание. Породообразующие компоненты определены методом классического химического анализа в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Редкие и редкоземельные элементы в исследуемых образцах определялись методом ICP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Наименование пород: 834 – неизменный кварцитопесчаник, 755, OM1a/16 – измененные кварцитопесчаники (фениты), 746, 747 – альбититы, OM1/16 – микроклинит

В фенитах, альбититах и микроклинитах возрастает содержание тяжелых редких земель и графики имеют высокое правое плечо в спектрах в отличие от пологого с небольшим преобладанием легких РЗЭ на тяжелыми спектра неизменного кварцитопесчаника.

Литература

1. Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андресен Т. Результаты исследований U-Pb возраста обломочных цирконов из средне-позднерифейских отложений Четласского Камня (Тиманской гряды) // Структура. вещество. история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 28-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2019. С. 7–11.
2. Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. моск. испытателей природы. Отд. геол. 2017. Вып. 5. С. 15–32.
3. Удоратина О.В., Козырева И.В., Губарев И.А., Шуйский А.С. Особенности химического состава ксенотимов метасоматических пород (Октябрьское рудное поле, Четласский Камень, Средний Тиман) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Юшкинские чтения – 2020. Мат-лы Росс. конф. с межд. участием. Сыктывкар. 2020. С. 241–243.
4. Удоратина О.В., Никулова Н.Ю., Губарев И.А. Характеристики метапесчаников светлинской свиты – субстрата щелочных рудных метасоматитов (Октябрьское рудное поле, Средний Тиман) // Вестник Пермского Университета. Т. 19, №2, С. 152–158.
5. Удоратина О.В., Травин А.В., Бурцев И.Н., Куликова К.В., Губарев И.А. Октябрьское рудное поле (Средний Тиман): Ag-Ag данные / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020 17. С. 534–538.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ЭТАПЫ, МАСШТАБЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

С.В. Хромых*, П.Д. Котлер, А.Э. Изох

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

На территории Восточного Казахстана, относящейся к позднепалеозойской Алтайской аккреционно-коллизийной системе выделены три рубежа проявления базитового магматизма – раннекарбонный, позднекарбонный и раннепермский. Вещественный состав базитовых ассоциаций изменялся с последовательным увеличением содержаний К, Р, Ti, легких РЗЭ, Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta; вариации составов магм определялись разным составом мантийных источников и разной степенью их плавления. Для каждого этапа рассмотрены возможные геодинамические сценарии магматизма.

Ключевые слова: базитовый магматизм, аккреционно-коллизийные системы, Центральная Азия, плюм-литосферное взаимодействие

The Eastern Kazakhstan is a part of Late Paleozoic Altai accretion-collision system. Three manifestations of mafic magmatism were determined at the territory that response to Early Carboniferous, Middle Carboniferous and Early Permian epochs. The composition of mafic associations varied from Carboniferous to Permian with increasing contents of K, P, Ti, LREE, Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta. The composition of mafic magmas depended on composition of mantle sources and various degree of partial melting. The possible geodynamic scenarios are suggested for each stage of mafic magmatism at the territory.

Keywords. Mafic magmatism, accretion-collision systems, Central Asia, plume-lithosphere interaction.

Территория Восточного Казахстана располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и входит в состав герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы, возникшей в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов и закрытии палеоокеанического бассейна. Общая последовательность геодинамических событий на исследуемой части Обь-Зайсанской складчатой системы: «Субдукция → Сближение континентальных блоков и сокращение океанического бассейна → Прекращение морского осадконакопления и скучивание бассейна → Орогенез с тектоническим умножением осадочного разреза и последующим появлением континентальных моласс → Раздвиговые движения и коллапс орогена». Это позволяет классифицировать возникший ансамбль структурно-вещественных комплексов как аккреционно-коллизийную систему, которая была обозначена как Алтайская аккреционно-коллизийная система герцинид (Владимиров и др., 2003). В ее составе выделены Жарма-Саурская, Чарская и Калба-Нарымская структурно-формационные зоны, характеризующиеся различным набором геологических формаций.

В ходе развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы магматизм различался по масштабам и формам проявления. В последние годы проведены исследования базитовых и гранитоидных комплексов с помощью современных методов, получен большой объем геохимических, изотопных и геохронологических данных (Хромых и др., 2013; 2016; 2020; Khromykh et al. 2019, 2020). Новые данные позволили пересмотреть ранние представления, уточнить объем некоторых ранее выделенных магматических комплексов,

и оценить общую продолжительность магматизма с раннего карбона (визе) до конца ранней перми.

Раннекарбонный магматизм проявлен только в Жарма-Саурской зоне, в виде вытянутого ареала массивов, объединенных в саурский габбро-диорит-тоналитовый комплекс, массивы комплекса обозначены светло-зеленым цветом. Преобладающими являются диориты и габбро-диориты. Возраст пород был установлен датированием магматических цирконов. Для диоритов наиболее установлен возраст 330 ± 2 млн лет, для сопутствующих гранитов – 327 и 326 млн лет.

Среднекаменноугольный магматизм был проявлен во всех структурно-формационных зонах, но в сравнительно небольших масштабах. В Жарма-Саурской зоне проявлены несколько поясов базитовых даек, представленных лампрофирами, долеритами и диоритами. Их возраст по цирконам составил 315 ± 4 млн лет. В Чарской зоне, в нескольких прогибах, заполненных континентальными молассовыми осадками, проявился базальт-андезитовый наземный вулканизм с возрастом около 311 млн лет. В Калба-Нарымской зоне проявлена цепочка небольших перидотит-габбровых массивов прииртышского комплекса с возрастом в 312–313 млн лет.

Наибольшее распространение среди магматических комплексов на изученной территории имеют раннепермские. В Чарской зоне в пределах уже упомянутых прогибов, в ранней перми происходило излияние наземных лав и туфов субщелочных базальтов и андезитов, возраст по цирконам установлен в 297–290 млн лет. В Чарской и северо-восточной части Жарма-Саурской зоны довольно широко распространены небольшие гипабиссальные массивы, сложенные суб-

щелочными габбро и субщелочными пикритами. Возраст субщелочных габбро по цирконам составил 293 млн лет, возраст субщелочных пикритов определен по нескольким массивам Ar-Ag датированием в 280 млн лет. Особую позицию в Чарской зоне занимают несколько крупных массивов, сложного многофазного строения, содержащих значительное разнообразие пород, от оливиновых габбро до лейкогранитов. В них широко распространены явление минглинга, свидетельствующие о взаимодействиях разных магм. Возраст многофазных интрузий установлен датированием магматических цирконов в 290–289 млн лет. Самой молодой базитовой ассоциацией являются пояса базитовых даек, прорывающие раннепермские гранитоиды Калбинского батолита. Возраст даек определен по цирконам в 279–267 млн лет.

Был проведен сравнительный анализ состава базитовых комплексов. Учитывая физико-химические закономерности кристаллизации базитовых магм, для сравнения были выбраны породы, обладающие массивной текстурой, магматической структурой, и имеющие одинаковое содержание кремнезема от 46 до 53 %, что соответствует базальтам. Раннекарбоневые базиты сурской серии характеризуются низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , K_2O ; повышенными содержаниями глинозема и кальция. Среднекарбоневые базиты при вариациях магнезиальности имеют повышенные содержания TiO_2 , P_2O_5 , K_2O ; содержат чуть меньше глинозема и кальция. Раннепермские базиты характеризуются наибольшими содержанием TiO_2 , P_2O_5 , K_2O . Раннекарбоневые базиты характеризуются наименьшими содержаниями некогерентных элементов – Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta. В раннекарбоневых базитах содержания этих элементов повышены на порядок, а максимальные концентрации характерны для раннепермских базитов. Раннекарбоневые базиты имеют слабо отрицательные спектры редкоземельных элементов, с ними схожи спектры среднекарбоневых перидотит-габбровых интрузий. В среднекарбоневых дайках и вулканитах хорошо выражен отрицательный наклон спектров редкоземельных и редких элементов, хорошо выражены максимумы в концентрациях Ba, K, Zr. Отрицательные спектры РЗЭ имеют раннепермские базиты. Наблюдаются максимумы в концентрациях Ba, K, Zr.

Для оценки условий выплавления магм и обоснования возможных мантийных геохимических резервуаров было использовано сопоставление составов пород с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов по соотношению индикаторных элементов в двух системах: Sm-Yb системе и Nb-Yb системе. Для раннекарбоневых базитов индикаторные отношения указывают на их формирование при относительно высоких степенях плавления (около 20–30 %) за счет гарцбургитов или шпинелевых лерцолитов. Аналогичный источник может быть и для среднекарбоневой перидотит-габбровой серии, однако для них можно предполагать меньшие степени плавления в 5–15 %. Другие среднекарбоневые базиты

произошли из относительно обогащенных источников, которые могут соответствовать гранатовым перидотитам с 5 % граната, при степени плавления около 10 %. Раннепермские породы демонстрируют еще большее обогащение, они могли произойти при частичном плавлении гранатовых или шпинелевых перидотитов.

Таким образом, установлено, что вещественный состав родоначальных магм ультрабазит-базитовых ассоциаций Алтайской аккреционно-коллизонной системы изменялся от раннекарбоневому к среднекарбоневому и раннепермскому с последовательным увеличением содержаний K, P, Ti, легких РЗЭ, Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta. Вариации составов магм определялись разным составом мантийных источников и разной степенью их плавления. Раннепермские ультрабазит-базитовые ассоциации наиболее обогащены как титаном, так и несовместимыми компонентами (P_2O_5 , Zr, Hf, Nb, Ta), что свидетельствует о вовлечении в частичное плавление относительно обогащенных мантийных источников.

Сопоставление всего спектра сведений о геологической позиции, составе и возрасте магматических комплексов с данными о геологической эволюции региона, позволяет рассмотреть геодинамические сценарии проявления магматизма на всех этапах. Раннекарбоневый магматизм на раннеорогенном этапе может быть объяснен моделью отрыва субдущирующей плиты – слэба, после прекращения субдукции под Казахстанский континент. В пользу этого свидетельствует линейный характер распространения массивов серии, и сопоставление времени прекращения вулканизма и проявления магматизма. Среднекарбоневый вулканизм и магматизм проявился во всех структурно-формационных зонах, но в небольших объемах, и все его проявления приурочены к региональным разломам. Это позволяет считать, что причинной магматизма являются процессы коллапса орогена, когда в результате сдвигово-раздвиговых движений возникли локальные зоны растяжения для проникновения горячего мантийного вещества.

Характер магматизма кардинально меняется в ранней перми. Существенное увеличение объемов, более обогащенный состав базитов свидетельствует о масштабном плавлении вещества литосферной мантии, а вслед за ним и коровых субстратов. Это указывает на возникновение термической аномалии в мантии в раннепермское время. Для объяснения раннепермского магматизма Восточного Казахстана наиболее вероятной является связь с Таримской крупной изверженной провинцией, проявления которой в настоящее время описаны в Северо-Западном Китае, Южной Монголии, на Тянь-Шане (Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Yarmolyuk et al., 2014; Xu et al., 2014; Khromykh et al., 2019). Можно заключить, что особенности магматизма и геологического строения изученной территории Восточного Казахстана определены в ранней перми в результате воздействия мантийного плюма на растягивающуюся литосферу складчатого сооружения.

Литература

1. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, Т. 47. № 1. С. 166–182.
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. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
4. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 10. С. 1648–1667.
5. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.
6. Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Михеев Е.И., Перфилова А.А. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. С. 63–83.
7. Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. Iss. 1. pp. 79–99.
8. Khromykh S.V., Oitseva T.A., Kotler P.D., D'yachkov B.A., Smirnov S.Z., Travin A.V., Vladimirov A.G., Sokolova E.N., Kuzmina O.N., Mizernaya M.A., Agaliyeva B.B. Rare-metal pegmatite deposits of the Kalba region, Eastern Kazakhstan: age, composition and petrogenetic implications // *Minerals*. 2020. V. 10. Iss. 11. Art. No. 1017.
9. Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y., Liu H-Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. 2014. V. 204. pp. 20–35.
10. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 93. pp. 158–179.

СЕКЦИЯ
**«МИНЕРАЛЬНЫЙ МИР: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ
СТРУКТУРА, ГЕНЕЗИС, ЭСТЕТИКА»**

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ НАХОДОК: ЗАДАЧИ, МЕТОДЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ

Е.М. Асочакова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, ev.asochakova@gmail.com

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-78-10076)

В работе рассмотрены задачи, методы и результаты минералого-геохимических исследований археологических находок. Приведены примеры использования различных физико-химических методов и минералого-геохимического анализа при геоархеологических исследованиях шлаков Западной и Южной Сибири.

Ключевые слова: геоархеология, шлаки, руда, минералы, геохимия

The paper considers the tasks, methods and results of mineralogical and geochemical studies of archaeological finds. The geoarchaeological studies of slags from Western and Southern Siberia are given as examples of the use of various physicochemical methods and mineralogical and geochemical analyses.

Keywords: geoarcheology, slags, ore, minerals, geochemistry

Актуальность минералого-геохимических исследований археологических находок обусловлена необходимостью решать многочисленные прикладные и фундаментальные задачи, и зависят от объекта изучения. Артефакты могут быть представлены как просто обломками горных пород, минералов, различными обработанными материалами (дерево, кости, поделочные камни и др.), изделия из сплавов металла, ювелирных и поделочных камней и керамики. Кроме того встречаются промежуточные так называемые остатки производства металлов – различные шлаки, крицы и т.д. Также важен контекст исследований, поскольку археологические находки всегда имеют привязку к местности и культурному слою. В частности определение состава горных пород найденных на поселении позволяет оценить развитие технологий обработки камня (Идимешев и др., 2020). Исследования минералогического состава керамических изделий поможет установить отличительные признаки сильно разрушенных находок, когда невозможно выделить внешние признаки. При изучении металлургических шлаков – остатков производства металла (бронза, железо) зачастую состав главных и реликтовых минералов отражает как источники вещества, так и применяемые технологии (Анкушев и др., 2020). Геохимическая характеристика металлических сплавов разрешит вопросы их условия металлургического передела, происхождения и источника (Водясов, Асочакова, 2020). Некоторые примеры использование петрографического и химического состава артефактов изложены в монографии Кузьмина Я.В. (Кузьмин, 2017).

Широкий спектр решаемых задач при геоархеологических исследованиях способствует комплексированию физических методов изучения вещества. Невозможно выделить какой-либо один универсаль-

ный метод, в каждом конкретном случае выбирается оптимальный для достижения поставленной цели. Все приводимые в данной работе инструментальные исследования были выполнены ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ.

Например, проблема сравнительного анализа состава руды и шлака. Шлак – остаточный продукт технологической переработки руд и представляет собой стекловатую пористую массу с выделениями металла (железа, меди и др.). Методика определения исходной руды по анализу шлака крайне важна, так как на археологических памятниках исходная руда не всегда бывает найдена, и не редки случаи, когда все следы металлургии представлены одними шлаками. При изучении черной металлургии Шайтанского комплекса были получены обширные материалы по химическому составу найденных руд и шлаков (Водясов, Асочакова, 2020). Для изучения химического состава было проанализировано 68 образцов рентгенофлуоресцентным и количественным спектральным методами. Установлены основные компоненты руд и шлаков, а также элементы-примеси, которые характеризуют их геохимические особенности. Химический состав шлаков (вес. %): SiO_2 25,5–48,06; TiO_2 0,28–1,55; Al_2O_3 5,21–11,68; FeO 25,86–49,39; MnO 0,001–8,1; MgO 2,37–5,86; CaO 3,78–9,39; Na_2O 0,15–2,52; K_2O 0,27–2,41; P_2O_5 0,48–6,4. Среди примесных элементов установлены: V, Cr, Mn, Cu, Sn, Zn, Pb, Ag, As, Co, P, La, Ni. Руды представлены сидеритом и гётит-гидрогетитовыми разновидностями. По совокупности химических данных и по соотношению MnO/TiO_2 , как наиболее эффективному для идентификации средневековых рудников было установлено, что металлурги Шайтанского комплекса использовали при выплавке два типа руд (рис. 1).

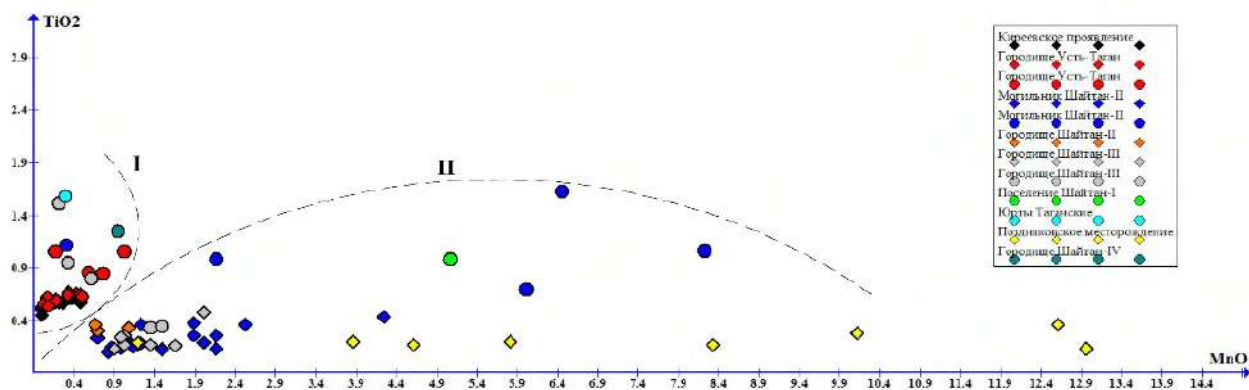


Рис. 1. Две группы железных руд и шлаков, диагностирующих использование двух рудных источников по соотношению MnO/TiO_2 (ромбы – руды, круги – шлаки) (Водясов, Асочакова, 2020)

При исследовании образцов шлаков с помощью растрового микроскопа совмещенного с рентгеноспектральным анализатором можно наблюдать новообразованные силикатные минералы и металлическое железо.

Выделения металлического железа могут быть окислены, представлены дендритовидными агрегатами из каплевидных зерен, образующих сетчатую структуру (рис. 2).

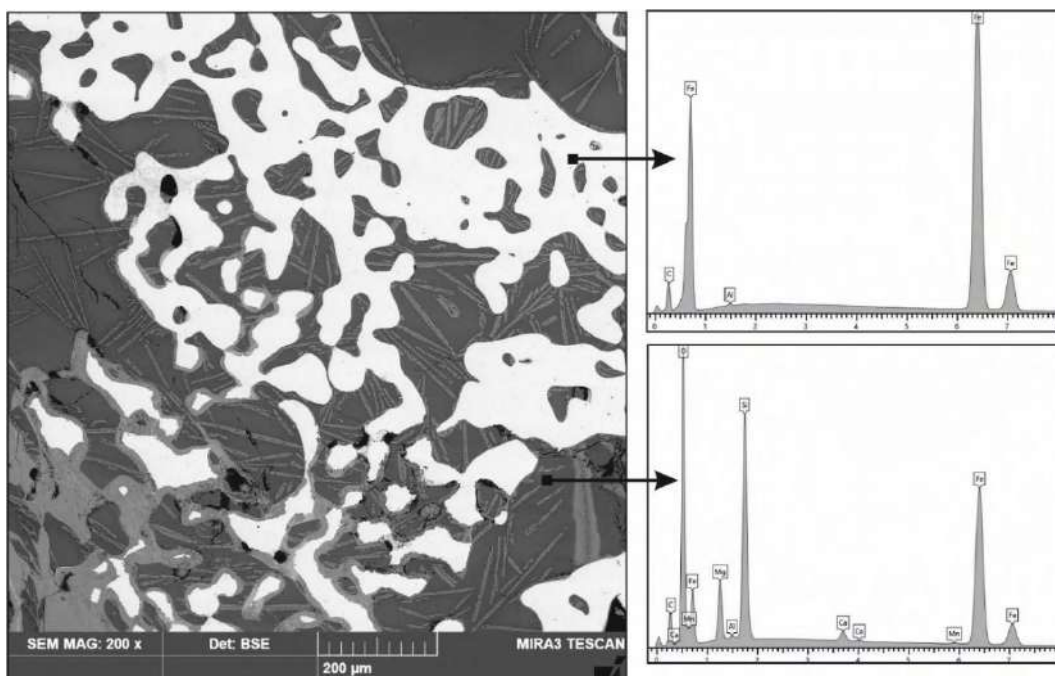


Рис. 2. BSE-изображение обломка шлака и спектры состава: белое – металлическое железо; серое – стекло с продуктами раскристаллизации.

Агрегаты магнитные, размеры отдельных зерен составляет 2 мкм. Оксиды железа определены рентгенофазовым анализом и представлены шпинелидами (магнетит, магнезиоферрит), вюститом и маггемитом (Асочакова, Водясов, 2018). Продукты раскристаллизации стекла представлены пироксенами (диопсид-геденбергит), кальциевым фаялитом (ферромонтитчеллит), ферритами, металлическим железом и оксидами железа (рис. 2). Шлаки нередко сильно изменены, покрыты охрами гидроксидами железа, стекловатая часть в порах и пустотах хлоритизирована. Установление минерального состава шлаков позволяет установить

температурные характеристики технологического процесса металлопроизводства и оценить масштабы таких работ.

Использование комплекса прецизионных аналитических методов исследования артефактов позволяет решать вопросы, связанные с историей древних технологий, развитием инженерной мысли и освоения территорий в различные эпохи. Повсеместное применение минералого-геохимических методов содействует междисциплинарному подходу к изучению археологических объектов и тем самым новым открытиям во разных областях.

Работы выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ

Литература

1. Анкушев М.Н., Артемьев Д.А., Блинов И.А. Условия образования металлургических шлаков бронзового века Южного Урала и Казахстана // *Минералогия*. 2020. Т. 6. № 3. С. 54–73.
2. Асочакова Е.М., Водясов Е.В. Минеральный состав остатков производства железа святилища Усть-Полуй (Западная Сибирь) // *Геоархеология и археологическая минералогия*. 2018. Т. 5. С. 167–170.
3. Водясов Е.В., Асочакова Е.М. В поисках железных рудников: геоархеологический взгляд // *Сибирские исторические исследования*. 2020. № 2. С. 170–188.
4. Идимешев А.А., Бычков Д.А., Асочакова Е.М. Каменная индустрия поселения Самуська III по результатам статистического анализа // *Томский журнал лингвистических и антропологических исследований*. 2020. № 3 (29). С. 115–127.
5. Кузьмин Я.В. *Геоархеология: естественнонаучные методы в археологических исследованиях*. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. 396 с.

УДК 549.01; 54.061

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ ИЗ БИОЛОГИЧЕСКИХ ЖИДКОСТЕЙ БОЛЬНЫХ МОЧЕКАМЕННОЙ БОЛЕЗНЬЮ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ УРОЛИТОВ

О.В. Бухарова¹, В.С. Бощенко²

¹*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, bukharovaetina@gmail.com*

²*Сибирский государственный медицинский университет, Томск, Россия, vsbosh@mail.ru*

Представлены результаты минералогического анализа органо-минерального осадка биологических жидкостей (плазмы крови и мочи) больных мочекаменной болезнью Томской области (России). Проведено сравнение типа уролитов с минеральной составляющей из данных биожидкостей. Выявлено повышенное содержание в них калия, что приводило к образованию большого количества индивидов сильвина, тенардита и фосфата калия. Минеральные ассоциации органо-минерального осадка мочи позволяют условно определять уролиты фосфатного, оксалат-уратного и фосфат-оксалатного составов.

Ключевые слова: мочекаменная болезнь, уролиты, биожидкости, органо-минерального образования.

The results of mineralogical analysis of organo-mineral sediment of biological fluids (blood plasma and urine) of patients with urolithiasis of the Tomsk region (Russia) are presented. A comparison of the type of uroliths with the mineral component from these biofluids was carried out. The increased content of potassium in them was revealed, which led to the formation of a large number of individuals of sylvite, tenardite and potassium phosphate. Mineral associations of the organo-mineral sediment of urine make it possible to conditionally determine the uroliths of phosphate, oxalate-urate and phosphate-oxalate compositions.

Keywords: urolithiasis, uroliths, biofluids, organo-mineral aggregates

Мочекаменная болезнь (МКБ) поражает около 3 % населения Земли. От данного заболевания страдают в среднем 15 % населения Азии, 59 % в Европе, 13 % в Северной Америке и до 20 % в Саудовской Аравии (Ramello A. et al., 2000). Появления этого заболевания связывают с рядом причин: климатическими, географическими, жилищными условиями, профессией, наследственными факторами. Развитию МКБ способствуют гиподинамия, ведущая к нарушению фосфорно-кальциевого обмена, однообразное питание с повышенным количеством белка в пище, а также инфекции и бактериальное поражение почек и мочевыводящих путей (Пытель, Золотарев, 1985). Заболевание в обществе прогрессирует и следует разносторонне ана-

лизировать среду минерализации, выявлять факторы, которые могут указывать на особенности течения заболевания. Почечные камни (уролиты) сложены органическим и неорганическим веществом. Органическая представлена белками, неорганическая 3035 минеральными видами. Однако исследование минеральной составляющей, изучение микроагрегатов уролитов возможно только после их удаления. Наше исследование заключалось в анализе и сопоставлении минерализации в биологических жидкостях и возможности прогноза состава уролита. Были проанализированы 45 уролитов, извлеченные хирургическим путем из больных, проживающих на территории Томской области. Параллельно исследовались минеральные фазы, вы-

деленные из биологических жидкостей (мочи и плазмы) этих же пациентов. Минерализация биологических жидкостей возникала в результате естественного выпаривания водной составляющей, что приводило к появлению органо-минерального продукта. Образца исследовали с помощью СЭМ (VEGA II LMU, Чехия) в сочетании с ЭДА (INCA Energy350, Oxford Instrument, Великобритания), что позволило определить их состав и строение. Определение оксалатов выполнено PCA на дифрактометре XPert PRO (PANalytical). Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ.

Работа проводилась в 2 этапа. Первый тщательный анализ уrolитов с определением минеральных фаз и их взаимоотношений для формирования генеральных групп. В результате обобщения были выделены 7 групп (рис. 1): оксалатные, уратные, фосфатные, органические, фосфат-оксалатные, оксалат-уратные, фосфат-оксалат-уратные (Bukharova et al., 2016). Набор минеральных видов в пределах групп не сильно варьирует, однако по соотношению четко выделяются

Таблица 1. Минеральный состав уrolитов

Фазы	Группа уrolитов						
	Ox	U	Ph	O	OxU	PhOx	PhOxU
Уэвеллит $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	+++	+ ед	+ ед	+ ед?	+	++	+
Уэдделлит $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+					+	
Гидроксиапатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$			+		+ ед	+	+
Струвит $(\text{NH}_4)\text{MgPO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$			+			+	
Уриkit $\text{C}_5\text{H}_4\text{N}_4\text{O}_3$		+			+		+
Барит BaSO_4					+ ед		
Галит NaCl		+			+ ед		+ ед
Хлориды Mg, Cu $\text{Cu}_3\text{Mg}(\text{OH})_6\text{Cl}_2/\text{MgCl}_2$	+ ед						
Сера (самородная) S						+ ед	
Органика					+	+	+

Для группы оксалатных уrolитов. Анализ высушенной естественным выпариванием плазмы показал, что кристаллическая фаза состоит из хлоридов Na, K. Хлорид K отличается многообразием форм выделения от игольчатых до изометричных, вплоть до «окатанных». Хлорид Na представлен октаэдрами, некоторые из которых осложняются формой {100}. Размеры индивидов хлорида Na заметно крупнее, чем K (6-10 и 24 нм, соответственно), калиевая фаза преобладает над натриевой. Характер взаимоотношений фаз указывает на раннюю кристаллизацию Na фазы. В сухом остатке мочи кристаллических фаз не обнаружено. Для группы уратных уrolитов. Основной объем сухого остатка плазмы сложен кристаллами хлорида калия. Морфологически они представлены изометричными (результат комбинации 2 простых форм {111} и {100}), и таблитчатыми (до игольчатых) (1:4/1:5 ширина к длине) индивидами. Размеры изометричных индивидов 4-2 нм,

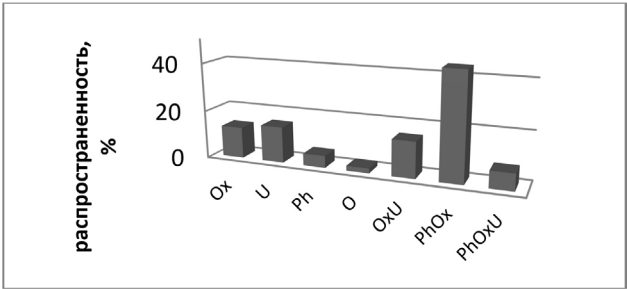


Рис. 1 Вариации состава уrolитов в Томской области. Ox – оксалатные, U – уратные, Ph – фосфатные, O – органические, OxU – оксалат-уратные, PhOx – фосфат-оксалатные, PhOxU – фосфат-оксалат-уратные.

уролитообразующие, второстепенные и редкие фазы (таблица 1).

Второй этап заключался в анализе минеральных фаз сухого остатка биологических жидкостей. Ниже приведены обобщенные характеристики (с учетом типизации уrolитов).

удлиненных достигали 6 нм. Кроме хлорида калия зафиксировали единичные кубические кристаллы хлорида натрия (5 нм). Минеральный осадок мочи был скудным по объему. В нем были определены следующие фазы: хлорид Na, фосфат K и сульфат K. Индивиды $\text{K}_3[\text{PO}_4]$ мелкие (менее 1 нм) изометричные, $\text{K}_2[\text{SO}_4]$ таблитчатые размер до 1 нм. Для группы фосфатных уrolитов. Из плазмы выделены хлориты щелочных металлов. Хлорид калия образует игольчатые до призматических кристаллы. Хлорид натрия представлен изометричными индивидами, образованными гранями [111], часто наблюдали реберные формы скелетных кристаллов. Взаимоотношения хлоридов указывает на раннюю кристаллизацию K фазы. Минеральные фазы мочи представлены хлоридами и сульфатами Na, K, фосфатом K. Хлориды имеют изометричный габитус, образованный {100} либо комбинацией простыми формами {111}, {100} (хлорид калия). Фазы Na пре-

обладают над К. Кристаллы сульфатов изометричны. Сульфаты К в свою очередь преобладает над Na. В состав этих соединений может входить N (до 1,5 вес.%). Фосфат калия образует тонкозернистые, землистые агрегаты. Для группы органических уролитов. Минеральная фазы, образованные из плазмы, была представлена только единичными изометричными индивидами хлорида калия. В сухом осадке мочи неорганических фаз обнаружено не было. Для группы оксалат-уратных уролитов. В сухом остатке плазмы присутствует преимущественно уплощенные индивиды KCl, единичные изометричные октаэдрические кристаллы NaCl, единичные зерна BaSO₄ размером 5 нм, глобулярные выделения фосфата кальция. В сухом остатке мочи присутствуют: хлориды К, Na, сульфат К, фосфаты Са и К Морфология выделений хлоридов часто не соответствует абиогенным фазам. В исследуемых образцах появляются игольчатые выделения вплоть до нитевидных кристаллов. Иногда на них нарастают изометричные кристаллы (510 нм). Можно встретить редкие скелетные кристаллы NaCl (до 50 нм). Сульфаты имеют игольчатую форму выделения, размер их варьирует

от первых нм до 20 нм (по удлинению) с отношением линейных параметров от 1:10 до 1:5. Для фосфата кальция характерны псевдоморфозы, образованные по бактериям шаровидной формы (коккам). Для группы фосфат-оксалатных уролитов. В сухом остатке плазмы присутствуют хлориды Na и К. Хлорид К чаще представлен изометричными индивидами со сглаженными ребрами и вершинами, что придает им окатанный облик. Реже наблюдаются уплощенные индивиды в виде таблитчатых кристаллов. Хлорид Na образует октаэдрические кристаллы. Порядок выделения минералов соответствует ряду KCl-NaCl. Минеральные фазы, появившиеся в моче после естественного выпаривания, представлены сульфатом Na, хлоридами Na и К, фосфатом Са. Формы выделения идентичны морфологическим характеристикам, описанным в минеральных фазах оксалат-уратной группы. По взаимоотношениям в образованных агрегатах последовательность кристаллизации: (Na,K)Cl- Na₂[SO₄]- NaCl. Для группы фосфат-оксалат-уратных уролитов. В биожидкостях данной группы минеральные фазы не были обнаружены. Обобщенные данные приведены в таблицах 2, 3.

Таблица 2. Состав минерального осадка из плазмы

Фазы	Группа уролитов						
	Ox	U	Ph	O	OxU	PhOx	PhOxU
NaCl	+	+	+		+	+	Нет данных
KCl	+	++	+	+ед	++	+	
Ca ₅ [PO ₄] ₃ (OH)					+		
BaSO ₄					+ ед		

Таблица 3. Состав минерального осадка из мочи

Фазы	Группа уролитов						
	Ox	U	Ph	O	OxU	PhOx	PhOxU
NaCl	Не обнаружено мин фаз	+	+	Не обнаружено мин фаз	+	+	Нет данных
KCl			++		+	+	
Na ₂ [SO ₄]			+			+	
K ₂ [SO ₄]		+	+		+	+	
Ca ₅ [PO ₄] ₃ (OH)					+	+	
K ₃ [PO ₄]/K(H ₂ PO ₄)		+	+		+		

Набор минеральных фаз из биожидкости определяется ее физиологическим составом. Так, плазма, являясь жидкой частью крови, состоит на 90 % из воды, 78 % белков и 23 % растворенных в ней Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ и кислотных остатков (HCO₃⁻, Cl⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻), незначительное количество газа, ферментов, гормонов и др. Моча на 95 % состоит из воды, 5 % составляют азотсодержащие вещества (мочевина, креатин и др.), белки, аминокислоты, а также присутствуют катионы Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, NH₄⁺, анионы Cl⁻, HPO₄²⁻, SO₄²⁻, в следовых количествах другие ионы. Таким образом,

состав неорганической составляющей биожидкостей может быть идентичен. Однако, наше исследование показало, что минеральный состав сухого осадка плазмы представлен только хлоридами. По соотношению химических элементов и морфологии выделений они соответствуют галиту и сильвину. Преобладание сильвина над галитом указывает на повышенные концентрации в биожидкости калия и является показателем протекания патогенного процесса, поскольку в плазме крови здорового человека натрия в десятки раз (до 50 раз) больше калия (Лямина и др., 2013). В

плазме больных МКБ, у которых уrolиты представлены уратным и оксалат-уратным типами, концентрация калия выше среднего и фиксируется существенным преобладанием сильвина над галитом. Появления вытянутых призматических индивидов сильвина при естественном выпаривании образцов обусловлено их ростом на вязкой и в то же время пористой подложке из белков за счет диффузии раствора в области зазоры между порой и кристаллом. Кристаллизация галита в виде октаэдров свидетельствует о сложном составе раствора, насыщении его на заключительной стадии формирования осадка различными компонентами. Присутствие индивидов в форме октаэдра или образованных комбинацией октаэдра и куба указывает на пересыщенную среду минералообразования, а наличие кристаллов со сглаженными ребрами и вершинами (октаэдроидов) определяет неравномерное поступление вещества в участки кристаллизации (граница роста-растворения). Минералогия осадка мочи представлена: галитом, сильвином, тенардитом, арканитом, фосфатом калия (арчеритом?), фосфатом кальция (гидроксиапатит?). По морфологии последние две соли списка похожи на соответствующие минеральные фазы, но соотношение атомов в соединении не дает уверенно относить их к данным минеральным видам. При соотношении ~1:1 галита к сильвину в осадке наблюдаем реберные скелетные кристаллы галита, ограниченных [100], что указывает на резкое пересыщение среды Na к концу процесса выпаривания пробы. Морфология сильвина идентична сильвину из плазмы, но появляются нитевидные индивиды. В ассоциации с последними обязательно встречаются шаровидные выделения фосфата кальция. Такое сочетание предполагает высокое содержание органики (в частности, болезнетворной в виде кокков) и формирование особо вязкой среды минералообразования. Анализ показал, что такие условия складываются в биожидкости больных с уrolитами сложного состава: оксалат-уратными и фосфат-оксалатными. Таблитчатые кристаллы тенардита характерны для больных с фосфатными и фосфат-оксалат-

ными камнями. Арканит и фосфат калия появляется в органоминеральном осадке пациентов с любым типом уrolитов, что показывает повышенное содержание K, которое выводится из организма.

Таким образом, наше исследование показало, что в биожидкостях пациентов с МКБ содержится повышенное количество калия, который в органоминеральном осадке образует соли различных кислот. Набор минеральных видов, морфология их выделений из плазмы, как среды минералообразования, не выявили типоморфных особенностей, характеризующих уrolиты. Минерализация мочи позволяет предположить (при наличии типоморфных ассоциаций минералов) три типа уrolитов: {сильвин нитевидной морфологии, тенардит, фосфат Ca} – фосфат-оксалатные; {сильвин нитевидной морфологии, фосфат Ca} – оксалат-уратные; {сильвин изометричной морфологии, тенардит} – фосфатные.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Лямина О.И., Куприянова Т.А., Столяров И.П., Филиппов М.Н., Вирюс А.А. Рентгеноспектральный анализ крови без отделения органической составляющей // Аналитика и контроль. 2013. Т.17. №2. С. 148–152.
2. Пытель Ю.А., Золотарев И.И. Неотложная урология. М.: Медицина, 1985. 319 с.
3. Bukharova O.V., Asochakova E.M., Marfin A.E. Mineralogical methods investigation of pathological biominerals // 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016. Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining. Conference Proceedings. V.1. Geology, Hydrogeology, Engineering Geology and Geotechnics. pp. 413–420.
4. Ramello A., Vitale C., Marangella D. Epidemiology of nephrolithiasis // J. Nephrol., Nov-Dec. S.13. V.3. 2000. pp. 45–50

«ЗАГАДОЧНЫЙ ТЕТРАЭДР» В СОСТАВЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, СТРУКТУРЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ФОРМ И ЭСТЕТИКЕ СТРОЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В.А. Епифанов¹, Е.В. Кужельная²

¹АО «СНИИГГиМС», АО «Росгеология», Новосибирск, Россия

²НГПУ, Новосибирск, Россия

На основе данных геохимии, кристаллохимии и минералогии показана важнейшая роль тетраэдрических форм химических соединений, во многом обусловленная внутренней структурой ядра атома гелия, в виде альфа-излучения участвующей в формировании атомов альфа-элементов. Приведены данные экспериментального моделирования этих элементов путём комплексной сборки из одиночных «тетраэдров гелия». На примере молекул воды показано, что ряд характерных и/или необычных свойств веществ может быть обусловлен тетраэдрической структурой и имеет геометрическую пространственно-временную подоплёку, проявленную как в строении Вселенной в контексте финслеровой геометрии, так и в морфологии земной коры в рамках геометрии Эвклида. Представляется, что геометрия сферического тетраэдра может быть «компромиссом» между этими геометриями, где каждая грань кристалла тремя своими осями-векторами, направленными из 3-вершин символизирует видимую трёхмерность пространства, а четвертая вершина – четвертое измерение, которое не всегда может быть доступно непосредственному наблюдению. Не исключено, что в поисках решения проблемы общей теории поля реальную помощь может оказать «тетраэдр», поскольку свойства его геометрии проявлены и в тонком микромире и в глобальных масштабах Вселенной

Ключевые слова: минералогия, геохимия, тетраэдр, атом гелия, Солнечная система

*Посвящается любимому преподавателю кафедры
минералогии и геохимии Луизе Алексеевне Зыряновой*

В процессах термоядерного синтеза химических элементов (называемых также «горением элемента») особая роль отводится атомам гелия (^4He) – α -частицам, активно проявляющим себя в качестве излучения. Сам инертный газ гелий не образует химических соединений с другими элементами, но около 95 % всего земного вещества (!) состоит из химических элементов, атомные веса которых кратны атомной массе (весу) $\text{He} - 4$. Эти вещества относят к альфа-элементам, т.к. их ядра состоят из целого числа α -частиц (Вибе, 2019, Епифанов, 2016, 2020 б). Как было показано по составу фотосферы Солнца (Епифанов, 2020 б, рис.1), к ним относятся C, O, Mg, Si, S, Ca, Ti, Cr, Fe, Ni элементы, входящие также и в состав главных породообразующих земных минеральных форм.

В связи с таким набором элементов было отмечено: «После образования гелия термоядерный синтез фактически представляет собой последовательное слияние ядер альфа-элементов (включая альфа-частицы) ... У этого процесса есть «практический потолок»... принадлежат железному пику – железу, никелю, хрому ... реальная сеть реакций более сложна и не всегда состоит из слияния двух ядер с образованием третьего ... Например, горение углерода-12 может приводить не только к синтезу магния-24, но и к образованию ядра натрия-23 с вывобождением одного протона...» (Вибе, 2019, с. 7).

Альфа-синтез разных по свойствам химических элементов указывает на особенность некую, позволяющую ядрам атома гелия образовывать элементы из

II, IV, VI и VIII групп первых четырёх рядов таблицы Менделеева. И очевидно, что эта особенность определена структурой элементарного состава самого атома. Здесь уместно привести цитату: «Альфа-частицы, состоящие из двух протонов и двух нейтронов, способные создавать сложные ядра химических элементов, соединяясь между собой, уже по этим своим свойствам обязаны иметь структурную форму тетраэдров, половина вершин которых до отдачи электронов «в облака» были заняты электрически нейтральными нейтронами... существование управляемых ядерными силами нескольких электронных оболочек атомов предполагает, что и сами ядра этих химических элементов имеют внутреннюю структуру, организованную по типу оболочек» (Колясников, 1998, с. 4).

А далее автор приведенной цитаты, исходя из логики таких рассуждений, собрал из альфа-тетраэдров (рис. 1) более 40 объёмных моделей атомных ядер, учитывающих особенности электронных оболочек. И отметил: «И уж совсем удивительно, что число вариантов взаимоположения альфа-частиц внешней ядерной оболочки на собранных моделях равно количеству известных для каждого атомного вида изотопов!» (Колясников, 1998, с. 8).

Существует несколько подвидов тетраэдра – равносторонний, ортоцентрический, прямоугольный, сферический, инцентрический, но все они могут являться вариантами «правильного тетраэдра» соответствие с которым предопределено внутренней структурой альфа-тетраэдрической частицы.

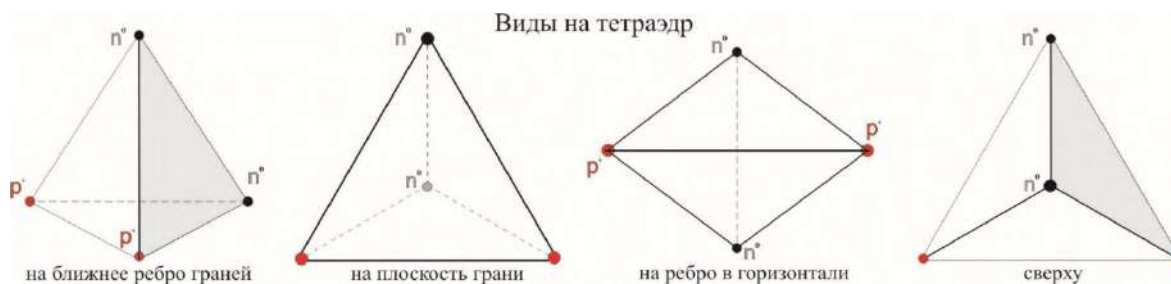


Рис. 1. Виды правильного тетраэдра в разных визирных проекциях. Круги в вершинах: красные – положительно заряженные протоны, чёрные – нейтральные нейтроны

Нами моделирование структуры атомов для некоторых элементов было повторено, что позволило зримо оценить и понять конструкционную уникальность этого правильного многогранника – самого простого из «Платоновых тел».

Этот наиболее простой и компактный кирпичик объёмного строительства имеет четыре грани, каждая из которых представляет собой равносторонний треугольник с суммой углов 180° , как и углов встречающихся в вершине граней, четыре вершины, имеющие положительные заряды и их потенциалы, образующие общую сумму углов тетраэдра, равную 720° , и шесть рёбер, на концах которых располагаются частицы, создающие поливариантность соединений. Тетраэдр достаточно легко преобразуется в куб, имея с ним единую симметрию,

Итак, на атомарном уровне важная роль альфа-тетраэдрических частиц очевидна.

Уточненное А.П. Виноградовым содержание главных химических элементов в земной коре имеет вид: О – 58,0/47,1; Si – 20,0/27,6; Al – 6,6/8,8; Fe – 2,0/5,1; Ca – 2,0/3,6; Na – 2,4/2,64; Mg – 2,0/2,1; K – 1,4/2,6; H – 3,0/0,15 (в числителе ат.%, в знаменателе – вес.%). Все остальные элементы таблицы Менделеева содержатся в количестве 2,6/0,21. Выделенные шрифтом альфа-элементы вместе составляют 84,0 атом.% или 85,5 вес.%.

Количество атомов кислорода в земной коре составляет более половины (58 %), а это позволяет через содержание окислов породообразующих элементов определять и сравнивать составы основных типов зем-

ной коры (рис. 2).

Из таблицы видно, что ~ 80% породообразующих окислов являются альфа-элементами, а в океанической коре их содержится больше, чем в консолидированной континентальной. Соответственно – 77,64 и 77,1 вес.%. Также выявляется, что в породах континентов от общего содержания в них альфа-окислов доля SiO_2 составляет 80,3%, а в океанической коре, соответственно, лишь 62,7%.

Как видно из приведённых данных, по одиночке и в парах альфа-элементов наиболее распространены кислород-16 и кремний-28, образующие несколько видов соединений. Прежде всего, следует обратиться к цитированию классика, чей «Курс минералогии» был для авторов «путеводной звездой» не только во время учёбы в университете, но и во всей последующей профессиональной деятельности, что суммарно составляет почти 100 лет.

«Во всех изученных силикатах каждый ион Si^{4+} всегда находится в окружении четырёх ионов O^{2-} , располагающихся в углах по тетраэдру вокруг него (рис. 3).

Связь ионов кислорода с кремнием гораздо сильнее, нежели с другими металлами, играющими роль катионов в кристаллических структурах силикатов. Размеры этих кремнекислородных тетраэдров почти строго постоянны... Таким образом, кремнекислородный тетраэдр, т.е. группа $[\text{SiO}_4]^{4-}$, является основной структурной единицей всех силикатов... могут сочленяться друг с другом разными способами, образуя сложные комплексные анионные радикалы.

Таблица 1. Химический состав земной коры континентов и океанов. Составлено по (Жирнов, 2017, с.19).

Компонент Тип земной коры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Континентальный	61,9	0,6	15,5	2,0	4,1	0,1	3,8	4,7	3,4	2,9	99,0
Океанический	48,65	1,4	16,52	2,29	6,23	0,18	6,79	12,28	2,57	0,37	97,28
Среднее:	55,28	1,0	16,01	2,15	5,17	0,14	5,3	8,49	2,99	1,64	98,17
Сумма содержаний альфа-элементов среднее в земной коре: 77,39 весовых %% из 98,17											

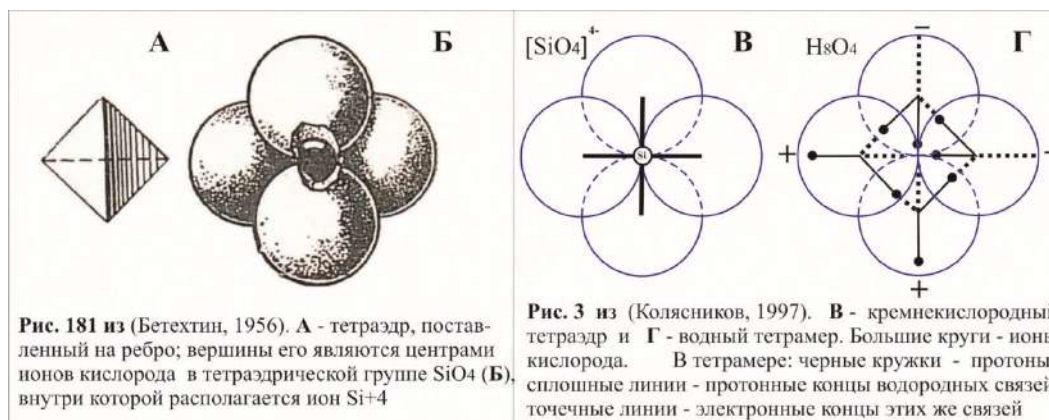


Рис. 3. Кремнекислородный тетраэдр в разном отображении его форм (А, Б, В) в сопоставлении с водным тетрамером (Г)

При этом сочленение совершается только через углы тетраэдров с образованием общих вершин... наиболее полный случай таких сочленений мы будем, очевидно, иметь тогда, когда все четыре вершины каждого тетраэдра одновременно являются общими и для окружающих четырёх тетраэдров SiO_4 . Такой случай, как мы знаем, имеет место для кристаллических структур минералов группы кварца ... с общей формулой SiO_2 » (Бетехтин, 1956, с. 367). Основная структурная единица всех силикатов показана на рисунке 3, а виды-формы её сочетаний на рисунке 4. Итак, в земной коре явно преобладают силикатные породы. Это прямо указывает на важнейшую роль тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$, а подобной тетраэдрической структурой обладают и анионы других солей кислородных кислот – $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{CrO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$. Однако, «правильные тетраэдры» в формах конкретных минералов редки, что, очевидно, определяется законами кристаллохимии (Кужельная, 2005).

Процессу гидрогенизации силикатных структурных единиц с образованием мономерных кремнегидроксильных тетраэдров $\text{Si}(\text{OH})_4$ – основной форме растворённого кремнезёма высокотемпературных гидротермальных растворов, было уделено внимание в работе (Колясников, 1997). Отмечается, что поликонденсация двух кремнегидроксильных тетраэдров приводит к образованию воды по схеме: $2\text{Si}(\text{OH})_4 = 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{SiO}_2$. И четыре молекулы воды, структурно «помня время жизни» кислорода в кремнекислородных тетраэдрах – пространственно и энергетически выгодную конфигурацию, от главной структурной единицы силикатов литосферы (SiO_4) наследуют форму тетраэдра, образуя тетрамер H_8O_4 (рис. 3 Г). По мнению этого автора, такие первичные ювенильные воды и формируют особенности водородных связей, определяющих уникальные свойства воды.

Например, в кипящей воде происходит одновременный «...разрыв всех 6 кооперативных прямых и поэтому «сильных» Н-связей уже одиночных тетрамеров, иначе говоря, очень теплоёмкий их распад на истинные мономолекулы H_2O . Но вылетая из кипятка, они тут же объединяются снова в тетрамеры пара, известная обжигающая способность которого прямо связана с вы-

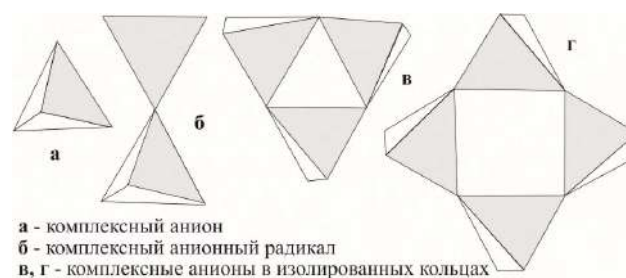


Рис. 4. Комплексные тетраэдры – кремнекислородные кирпичики – химическая основа земной коры

делением только что затраченной на кипение тепловой энергии». И позднее автор делает серьёзные выводы: «Так что видимый пар над кипятком – это уже тетрамерная микрокапельная вода, а собственно молекулы H_2O , будучи вообще на нашей планете исключительно эфемерными образованиями, существуют лишь в бурляще-кипящей воде и буквально мгновения, до момента вылета их из кипятка, т.е. за пределы изотермы 100°C ! Отсюда, тетрамеризация является наиболее важным свойством воды, обеспечивающим её удержание на поверхности планеты, а стало быть, и существование самой Жизни» (Колясников, 1997, с. 29). Загадка жизни связана с тетраэдром?!

Лёд обладает молекулярной кристаллической структурой с координационным числом 4, близкой к структуре алмаза. Упрощенно молекулу льда можно представить в виде тетраэдра, у которого две вершины заряжены положительно, а две другие – отрицательно. По общему расположению молекул структура льда аналогична структуре вюртцита, но места Zn и S заняты молекулами H_2O .

Самый простой по химическому составу и один из самых редких и ценных минералов – алмаз (C), имея кубическую сингонию и гексатетраэдрический вид симметрии, может обладать октаэдрическим, додекаэдрическим, редко кубическим, также тетраэдрическим обликом кристаллов. Структура алмаза наглядно может быть показана «... в виде комбинации тетраэдров, в которых, кроме четырех атомов по вершинам, в цен-

тре располагается пятый атом ... Каждая вершина тетраэдра является общей для четырех смежных тетраэдров» (Бетехтин, 1956, с. 141). Однако тоже состоящий из углерода графит лишь очень редко даёт хорошо образованные 6-угольные пластинки.

Тетраэдрическую форму объёмных кристаллов имеют: сфалерит (ZnS), халькопирит ($CuFeS_2$), блёклые руды – тетраэдрит ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$ или $3Cu_2S - Sb_2S$). По какой-то причине только сера и её анион дают минеральные формы тетраэдра. Ещё одна загадка тетраэдра! Загадка геометрическая?

Заметим, что в описаниях двумерных плоскостных и трёхмерных объёмных фигур грани обычно плоские, а рёбра – прямолинейные. В тоже время в нашем трёхмерном пространстве даже в завершённых формах уже законченных процессов не менее часто встречаются сферы и дуги, фиксирующие геометрию реакционной среды. Более того, самыми энергетически и пространственно экономными являются именно круги и сферы.

А открытие того, что кроме геометрии Эвклида существуют иные геометрии, для науки XX века имело исключительно важное значение. После построения Лобачевским своей гиперболической геометрии появилась новая неевклидова геометрия Римана, визиткой которой является фраза-аксиома: «через точку не лежащую на прямой не проходит ни одной прямой, параллельной данной». По сферической-эллиптической геометрии Римана прямых линий не существует, а сумма

углов треугольника больше 180° .

В общей теории относительности (ОТО) Эйнштейна используется именно римановская геометрия, в которой пространство и время связаны четырёхмерностью, и именно кривизна пространства в каждой точке «отвечает за гравитационную силу» в этой точке.

Математикам и физикам стало понятно, что геометрия и физические процессы-явления диалектически связаны, и для гравитации этот вопрос считается решённым. В последние годы Эйнштейн, пытаясь распространить эту идею на электромагнитные силы и надеялся создать объединённую теорию поля. Однако решение от него ускользнуло.

Поскольку данные геохимии и минералогии показывают особую роль тетраэдрических структур в организованности земного вещества, то целесообразно обратиться к этому виду пространственных форм, имея в виду, что существует несколько видов неевклидовой геометрии, а «экономность» является одним из основных законов Природы.

В этой связи следует особое внимание уделить сферическому правильному треугольнику (рис. 5), получающемуся в результате пересечения трёх кругов – треугольнику Рёло, которому в трёхмерном пространстве соответствует тетраэдр Рёло, образующийся пересечением четырех одинаковых шаров, центры которых расположены в вершинах правильного тетраэдра, а радиусы равны стороне этого тетраэдра.

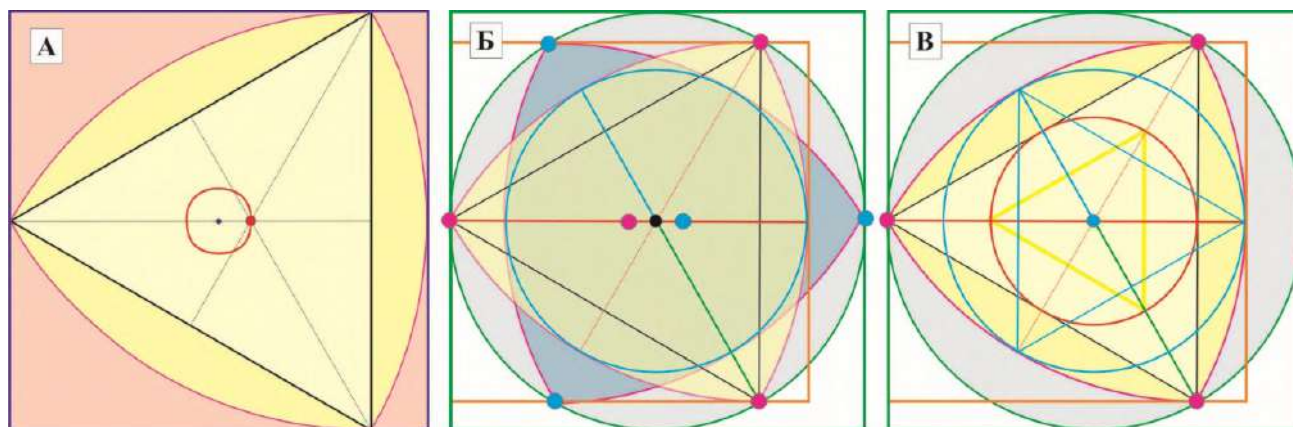


Рис. 5. Геометрические сочетания сферического тетраэдра с фигурами евклидовой геометрии.

Центр треугольника Рёло находится в точке пересечения всех медиан, биссектрис и высот его правильного треугольника, все дуги имеют одинаковый радиус и одинаковую длину, а центральные углы этих дуг равны. В Википедии отмечается, что наибольшую вписанную в круг площадь ограничивают правильные многоугольники Рёло с фиксированным числом сторон и одинаковой шириной, а получаемое при вращении треугольника Рёло вокруг одной из его осей симметрии второго порядка тело, имеет наименьший объём среди всех тел вращения постоянной ширины.

Сферические треугольники, находят практическое применение – используются в некоторых моделях двигателей внутреннего сгорания, в качестве насадки

на дрель для сверления квадратов со слегка закруглёнными углами. Для математиков-геометров связанные с правильными тетраэдрами фигуры до сих пор содержат много интересных решений. Так, тетракон был запатентован Д. Хиршем лишь в конце XX века, а созданный на этих принципах гексакон состоит из 6 одинаковых частей, которые получаются из половинки конуса, в сечении которого равнобедренный треугольник с углом 120° .

При виде на тетраэдр сверху в двумерном пространстве видны три оси (см. рис. 1) повернутые относительно друг друга на 120° . Близко к этому выглядит и трёхлучевая форма материков на 4-лепестковой развёртке земного шара (рис. 6 а).

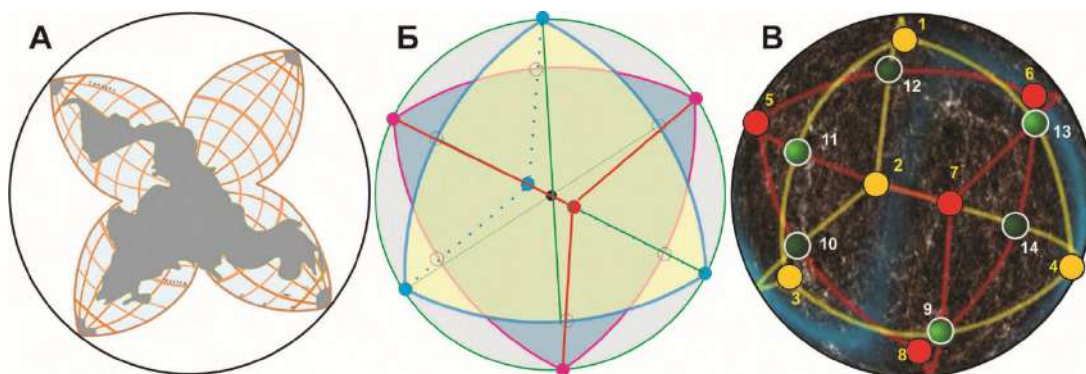


Рис. 6. Трёхлучевые плоские «эвклидовы фигуры» и объёмные сферические тетраэдры: А – трёхлучевая форма материков с шельфом (Жирнов, 2017, рис. 83 с дополнениями авторов); Б – вписанные в окружность два совмещённых вершинами зеркально развёрнутых сферических тетраэдра; В – два сферических тетраэдра Вселенной совмещено-развёрнутые (стоп-кадр фильма «Геометрия Вселенной...» с добавлениями авторов)

На рисунке 6 б нами смоделирован вид двух тетраэдров Рёло, зеркально развёрнутых и повернутых основаниями на 60° относительно друг друга. Совмещение фигур позволило в плоскости получить зафиксированную на окружности вершинами тетраэдров «звезду Давида», а в объёме увидеть расположение на единой оси симметрии двух внеплоскостных вершин и геометрического центра фигур. Такая ось может быть выделена и на рисунке 6 в, где показана картина «кристаллической Вселенной» построенная по реликтовому излучению Большого Взрыва, позднее обработанная в рамках финслеровой геометрии, и оценённая как «ромбододекаэдр» (Геометрия Вселенной, 2008, 32–33 мин).

Мы же в этой картинке увидели два сферических тетраэдра в которых «Ось Вселенной» проходит через узловые точки 2 и 7. Уже и Вселенская загадка тетраэдра?!

Ранее мы уже рассматривали «кристалл Вселенной» с позиций эвклидовой геометрии, и вслед за авторами астрономами и математиками отмечали пентагондодокаэдрический вид Вселенной, построенный по участкам и зонам сгущений и разуплотнений галактик (Епифанов, 2016, рис. 2). Образование такой формы мы связывали с Большим Взрывом и резким сбросом энергии, проводя аналогию с формированием квазикристаллов-фуллеренов во время быстрого остывания высокотемпературных расплавов. Но может быть «Вселенная поёт», и её структура подчиняется правилам киматики? Ведь на гармоничных частотах образуются и «Платоновы тела» – тетраэдры и додекаэдры.

Однако не менее intriguing и перспективным направлением может оказаться прикладное исследование геометрии тетраэдров в связи с задачами микроэлектроники. В настоящее время инновационное исследование фотонных чипов выполняется в Сколково.

А о роли тетраэдров, например, свидетельствуют формы, выделенные нами на рис. 7.

В завершение отметим, что на 25 минуте фильма «Геометрия Вселенной с разных точек зрения» говорится о том, что в своё время одним из достижений

общей теории относительности было осознание того, что гравитация есть следствие геометрии окружающего нас мира. И с тех пор физиков не оставляет надежда построить такую теорию, в которой аналогичным образом на геометрическом языке были бы сформулированы остальные фундаментальные взаимодействия – электромагнитное, а также сильное и слабое взаимодействия внутри атомных систем. По мнению авторов, помочь в поисках решения построения такой теории может всестороннее изучение разнообразных физико-математических свойств у вращающихся объёмных тел «группы правильного тетраэдра» – тетракона, запатентованного в 1980 г.

Дэвидом Хиршем, тетраэдров Рёло и Мейсснера, которые, возможно, являются телами, наиболее минимизирующими объём среди всех тел заданной постоянной ширины, и т.д.

В Национальном исследовательском Томском государственном университете, являющимся одним из ведущих ВУЗов страны, для решения «загадки тетраэдра» кроме геолого-географического факультета имеются все необходимые профильные факультеты – химический, механико-математический и физический с лабораторией астрономии. Как известно из истории Науки, подавляющее большинство прорывных открытий делается молодыми людьми «еще не знающими что так не бывает».

Авторы этого доклада, являясь выпускниками Университета, хорошо помнят, что 40 лет назад научным новациям на факультете уделялось серьёзное внимание и только ещё входящие в научный обиход такие понятия как «нейтрино» и «плейт-тектоника» сразу становились известны студентам, а по некоторым из них проводились плановые факультативы, нередко с участием «коллег из Политеха».

В сегодняшних условиях высокой коммуникативности создание исследовательской молодёжной межфакультетской группы вполне реально даже в условиях пандемии, а статус «Национального исследовательского» позволяет Университету в организационном плане успешно решать с соответствующими структурами

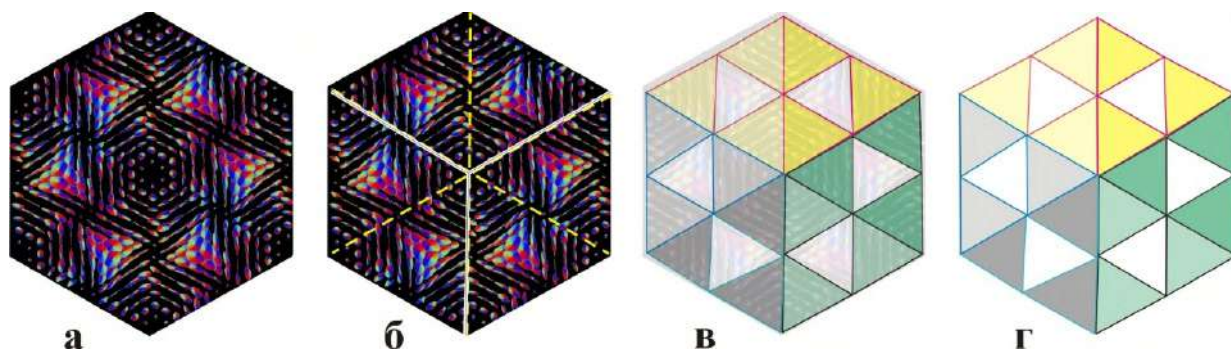


Рис. 7. Собственная структура (А и Б) кремниевого фотонно-кристаллического слоя (источник картинки: Сколтех) и её интерпретация в гексаэдро-тетраэдрической симметрии кубической сингонии. На В и Г цветом выделены виды структурной симметрии, в том числе, подобной комплексным кремнекислородным радикалам (см. рис. 4)

главные вопросы постановки и финансирования инновационной исследовательской молодёжной программы.

Литературы

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. Изд.2-ое, исправленное. М.: ГНТИЛ по геологии и охране недр, 1956. 558 с.
2. Вибе Д.З. Как заполнялась таблица Менделеева // Природа, 2019. № 4. С. 3–11.
3. Геометрия Вселенной с разных точек зрения / Фонд развития исследований по финслеровой геометрии и Фонд развития науки «III тысячелетие» 2008. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/finslerovy-obobscheniya-teorii-otnositelnosti-globalnaya-anizotropiya-vselennoy> (Дата обращения: 29.08.2021 г)
4. Епифанов В.А. Космогонические и структурные версии состава земного ядра // Формулирование современного варианта теории глубинного абиогенно-мантийного происхождения нефти и газа: Тез. докл. Всероссийская конференция 5-е Кудрявцевские Чтения (Москва, ЦГЭ, 2016) URL: <http://conference.deepoil.ru/index.php/materials?start=7> (Дата обращения: 29.08.2021 г.)
5. Епифанов В.А. Планетогенез и синтез химических элементов в рамках научных представлений «парадигмы Амбарцумяна-Белозёрова» // От эмпирического обобщения к научному прогнозу: к созданию методологии прогнозирования нефтегазоносности и количественной оценки ресурсного потенциала недр: Тез докл. Всеросс. конф. 8-й Кудрявцевские Чтения (Москва, ЦГЭ, 2020). URL: <http://conference.deepoil.ru/> (Дата обращения: 29.08.2021 г.)
6. Жирнов А.М. Северный трёхлучевой неподвижный мегаконтинент Земли: открытие XXI века. – Владивосток: Дальнаука, 2017. 228 с.
7. Колясников Ю.А. К тайнам мироздания: Препринт. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 254 с.
8. Колясников Ю.А. Этюды к загадкам наномира: Препринт. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1998. 25 с.
9. Кужельная Е.В. Основы минералогии и кристаллохимии. Новосибирск: НГПУ, ИЕСЭН, 2005. 184 с.

РОДИНГИТЫ БАЖЕНОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ИСТОЧНИК ЮВЕЛИРНОГО СЫРЬЯ

Ю.В. Ерохин

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия, erokhin-yu@yandex.ru

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590032-6.

В статье показано, что родингиты Баженовского офиолитового комплекса могут служить источником ювелирного сырья. В качестве которого выступают прозрачные и относительно крупные кристаллы граната (гроссуляра), везувияна и диопсида. Это позволяет по-новому взглянуть на родингиты, которые ранее рассматривались только как источник коллекционного материала.

Ключевые слова: гроссуляр, везувиян, диопсид, ювелирное сырье, Баженовский комплекс, Средний Урал.

The article shows that rodingites of the Bazhenov ophiolite complex can serve as a source of jewelry raw materials. Which are transparent and relatively large crystals of garnet (grossular), vesuvianite and diopside. This allows for a fresh look at rodingites, which were previously considered only as a source of collection material.

Key words: grossular, vesuvianite, diopside, jewelry raw materials, Bazhenov complex, Middle Urals.

Баженовский офиолитовый (габбро-гарцбургитовый) комплекс, расположен на восточной окраине г. Асбест (Свердловская область, Средний Урал) в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбурга и вмещает в себя одноименное месторождение хризотил-асбеста. Баженовский офиолитовый комплекс, сложенный габбро-норитами и перидотитами, на западе контактирует с Адуйским гранитным, Малышевским лейкогранитным и Лесозаводским габбро-диоритовым массивами, а также с фрагментами вулканогенно-осадочных толщ ордовикского и девонского возраста. С юга и юга-запада офиолитовое тело контактирует с Каменским гранитным и частично с Рефтинским габбро-гранитным массивами, а с востока также с Рефтинским и Некрасовским габбро-гранитным массивами. С севера Баженовский комплекс обрамляется различными вулканогенно-осадочными толщами каменноугольного и девонского возраста (Золоев и др., 1985; Ерохин, 2016).

В пределах Баженовского офиолитового комплекса родингиты встречаются исключительно в серпентинитах, причем приурочены они к тектоническим зонам. По морфологическим признакам здесь выделяются жильные (дайковые) тела и будины (линзовидные тела). Дайки встречаются чаще и представлены протяженными жилами, изредка до нескольких километров в длину и мощностью до 40–50 м, обычно же не более первых десятков метров в длину и мощностью до 1 м. Родингитизируются дайки габброидов и диоритов. Многие дайки претерпели дробление и испытали будинаж.

Кроме того, здесь широко распространены гидротермально измененные родингиты (Антонов, 2003; Ерохин, 2016). Они отмечаются на нижних горизонтах карьеров, где образуют сложно-построенные, нередко

пористые тела. Это дайки апогаббровых и аподиоритовых родингитов преобразованные под влиянием флюидов от нижележащей гранитной интрузии. Именно этот тип родингитов является главным «поставщиком» музейно-коллекционного минералогического материала.

При этом все родингиты Баженовского офиолитового комплекса могут быть использованы и в качестве источника ювелирного сырья, т.к. в них содержатся гроссуляр, везувиян и диопсид, прозрачные и по размерам вполне пригодные для огранки.

Гроссуляр составляет матрицу родингитов, зачастую образуя мономинеральные породы – гранатиты. При этом по трещинам породы практически всегда наблюдаются эффектные щетки кристаллов граната с размером индивидов до нескольких см, хотя обычно в пределах 5–6 мм. Он отличается разнообразием окраски варьирующей от бесцветной через весь спектр оттенков розового, желтого, вплоть до коричневого цвета. Кроме того, в гидротермально измененных родингитах встречаются зеленые кристаллы, обрастающие зерна хромшпинелида (Антонов, 2003; Ерохин, 2016).

Бесцветный гранат содержит 93–96 % минала гроссуляра. Количество суммарного железа не превышает 1,5 мас.%, TiO_2 – не более 0,7 мас.% и MnO – до 0,4 мас.%. Гроссуляр содержит основную часть примесей в центральной зоне кристаллов, а в краях практически полностью очищается от них.

Розовые и оранжевые гранаты отличаются более высоким содержанием примесей: 85–93 % минала гроссуляра. Количество окисного железа варьирует от 0,4 до 3,8 мас.% для розовых и в пределах 3,3–4,8 мас.% для оранжевых разновидностей. При этом содержание FeO в обоих гранатах приблизительно равное (в интервале

1,3–1,5 мас.%). Количество марганца в розовых разностях всегда выше (MnO в пределах 0,3–0,6 мас.%), чем в оранжевых (MnO не более 0,2 мас.%). Это говорит о том, что розовая окраска граната, скорее всего, вызвана марганцем, а оранжевая – трехвалентным железом.

Красные разности отличаются невысоким содержанием примесей по сравнению с розовыми и оранжевыми. Они содержат 90–94 % миналаgrossуляра. Из примесей в таком гранате наблюдаются: MnO до 0,2 мас.%, FeO до 1,9 мас.% и Fe_2O_3 до 1,4 мас.%. Для красных кристаллов характерно преобладание закисного железа над окисным.

Желтые разности характеризуются двумя типами составов. Так, желто-коричневый гранат содержит не более 4 мас.% Fe_2O_3 , а медово-желтый – до 14 мас.% Fe_2O_3 . Соответственно, они являются grossуляром с разными содержаниями минала андрадита (10 % и

36–38 %). Более железистые разности отличаются повышенным содержанием марганца (MnO до 0,9 мас.%) в отличие от менее железистых (MnO до 0,2 мас.%).

Зеленые гранаты отличаются высоким содержанием примесей: 63–89% миналаgrossуляра и до 25 % минала уваровита. Из существенных примесей в таком гранате наблюдаются: Cr_2O_3 – до 6,7 мас.%, MnO – до 1,8 мас.%, FeO – до 2,2 мас.% и Fe_2O_3 – до 0,9 мас.%. Зеленый гранат обладает зональностью по хром, который на контакте с зернами хромшпинелида достигает более высоких концентраций (Cr_2O_3 до 7,5 мас.%).

В огранке гранат вполне хорош, но наиболее эффективно выглядят бесцветные и желтоватые grossуляры, особенно в форме бриллиантовой огранки (рис. 1). Цветные ограненные вставки тоже выглядят неплохо, хотя их игра иногда «забивается» вуалью минеральных и газово-жидких включений (рис. 2).



Рис. 1. Ограненные вставки бесцветного и желтоватого grossуляра из Баженовского комплекса (самая крупная вставка 1,2 см). Здесь и далее фото М.Б. Лейбова, образцы А.Г. Левина.



Рис. 2. Ограненные вставки коричневого grossуляра из Баженовского комплекса (самая крупная – 0,8 см).

Везувиан встречается в баженовских родингитах довольно часто. Окраска этого минерала варьирует от зеленой до коричневой, крайне редко отмечается фиолетовый везувиан. Обычно он образует сплошные

выделения в центральных частях тел метасоматитов, но и кристаллы встречаются часто, в основном по трещинам в родингитах или в пустотах среди сплошного везувиана. Индивиды минерала довольно разнообраз-

ны по морфологии, их длина достигает 3 см. Габитус их сильно варьирует – от короткопризматического до длиннопризматического.

По составу баженовский везувиан характеризуется повышенным количеством алюминия (Al_2O_3 варьирует от 15,4 до 19,6 мас.%) и близок к недавно описанному новому минеральному виду из группы везувиана – алюмовезувиану (Panikarovskii et al., 2017). Зеленая окраска минерала связана с примесью железа (FeO от 2 до 5 мас.%). В густо окрашенных кристаллах наблюдается максимальное содержание FeO , а в светлых разностях – минимальное. Коричневые кристаллы характеризуются повышенным количеством титана, фиолетовые – марганца, а темно-зеленые – хрома.

При гранении везувиан вполне хорошо «играет» и местами напоминает демантоид, если вставки делают в форме бриллиантовой огранки (рис. 3).

Диопсид совместно сgrossуляром, везувианом и хлоритом слагает матрицу родингитов. По трещинам и в пустотах породы он дает хорошо образованные кристаллы. В некоторых случаях они достигают 6 см в длину. Кристаллы обычно белые, но есть окрашенные в зеленоватые, сероватые и розоватые тона. Часто прозрачен и имеет зональную окраску.

По составу пироксен варьирует от практически чистого диопсида до высокожелезистых разновидностей, образуя непрерывный ряд с геденбергитом, который также встречается в баженовских родингитах. Наряду с высоким содержанием железа, пироксен в отдельных случаях характеризуется повышенными содержаниями хрома (Cr_2O_3 до 1,7 мас.%) и марганца (MnO до 2,8 мас.%). В первом случае индивиды диопсида окрашены в салатово-зеленый цвет, а во втором это светло-розовые кристаллы. Кроме того, минерал часто содержит примеси глинозема (до 1,1 мас.%) и натрия (до 0,6 мас.%).

Огранка диопсида выглядит вполне хорошо, вставки «играют» внутренними рефlekсами за счет трещин по спайности и волосовидных включений серпентина (рис. 4). К сожалению, из-за этой же спайности огранка пироксена хрупкая и легко ломается.

Таким образом, нами показано, что родингиты Баженовского офиолитового комплекса могут служить источником ювелирного сырья, в качестве которого выступают прозрачные и относительно крупные кристаллы граната (grossуляра), везувиана и диопсида. Это позволяет по-новому взглянуть на родингиты, которые ранее рассматривались только как источник коллекционного материала.



Рис. 3. Ограненные вставки везувиана из Баженовского комплекса (самая крупная – 0,8 см).

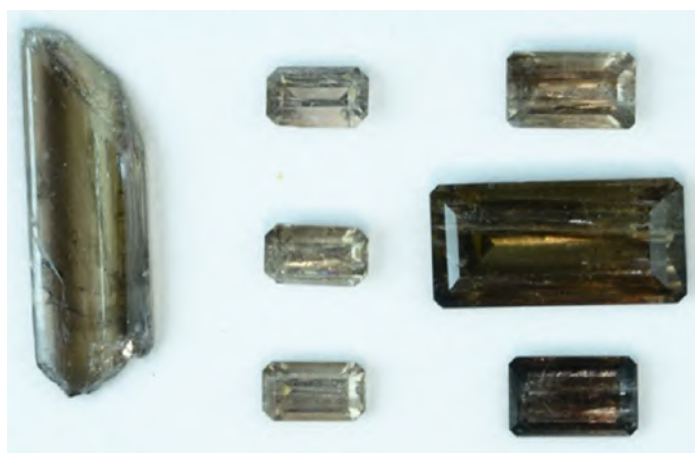


Рис. 4. Ограненные вставки диопсида из Баженовского комплекса (самая крупная – 1,5 см).

Автор выражает благодарность А.Г. Левину за возможность просмотра образцов и М.Б. Лейбову за их фотографирование.

Литература

1. Антонов А.А. Минералогия родинитов Баженовского гипербазитового массива. СПб: Наука. 2003. 128 с.
2. Ерохин Ю.В. Минералогия родинитов Баженовского месторождения (Средний Урал). Минералогический альманах. 2017. Т. 22. Вып. 3. 136 с.
3. Золотов К.К., Чемякин В.И., Шмаина М.Я., Медведева Т.Н., Мардиросьян А.Н., Башта К.Г., Ефимов В.И., Сонин Б.А., Старцев Н.Н., Ершов Г.П., Белов М.А., Степанова Г.М., Зевахин И.А., Люлин Е.Н., Рапопорт М.С., Вашгаль Д.С., Шестаков В.Г., Холзаков И.И. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. М.: Недра. 1985. 271 с.
4. Panikorovskii T.L., Chukanov N.V., Aksenov S.M., Mazur A.S., Avdontseva E.Yu., Shilovskikh V.V., Krivovichev S.V. Alumovesuvianite, $\text{Ca}_{19}\text{Al}(\text{Al},\text{Mg})_{12}\text{Si}_{18}\text{O}_{69}(\text{OH})_9$, a new vesuvianite-group member from the Jeffrey mine, Asbestos, Estrie region, Quebec, Canada // Mineralogy and Petrology, 1-10. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0495-1>

УДК 549.612(470.5)

ПОЛИХРОМНЫЙ ТУРМАЛИН С «ЧЕРНИЛЬНЫМИ ШАПОЧКАМИ» ИЗ ЛИТИЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИПОВКИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.В. Захаров, В.В. Хиллер

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия, zakharov-zav@yandex.ru

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590032-6.

В статье показано исследование сложно зонального полихромного турмалина с «чернильной шапочкой» из литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля. Установлено, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма – фтор-эльбаитом, а чернильно-синяя головка – россманитом и эльбаитом (первый составляет зону роста моноэдра, а второй – пирамид). По всей видимости, все «чернильные шапочки» в полихромных турмалинах Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом.

Ключевые слова: полихромный турмалин, эльбаит, россманит, Липовское жильное поле, Средний Урал.

The article shows the study of a complex zonal polychrome tourmaline with an “ink cap” from lithium-bearing granite pegmatites of the Lipovsky vein field. It is established that the core and the intermediate zone of the crystal are composed of elbaite, the border is fluor-elbaite, and the ink-blue head is rossmanite and elbaite (the first composes the growth zone of the monohedron, and the second - pyramids). Apparently, all the “ink caps” in the polychrome tourmalines of Lipovka are composed of either elbaite or rossmanite.

Keywords: polychrome tourmaline, elbaite, rossmanite, Lipovsky vein field, Middle Urals.

Гранитные пегматиты Липовского жильного поля находятся на восточном склоне Среднего Урала (в 70 км северо-восточнее г. Екатеринбурга и в 5 км западнее села Липовское). С ними связано всемирно известное и уже отработанное месторождение розовых турмалинов (рубеллитов). Пегматиты приурочены к пологой синклиналильной структуре, зажатой между тремя крупными гранитными массивами – Мурзинским (с северо-запада), Адуйским (с юго-запада) и Соколовским (с востока). Сама синклиналь сложена метаморфическими породами протерозойского возраста, в составе которой преобладают различные гнейсы, сланцы и амфиболиты (Емлин и др., 2002; Пеков, Меметова, 2008 и др.). Здесь же отмечаются отдельные тела серпентинитов и мраморов, которые обычно тектониче-

ски перемежаются друг с другом в зоне меланжа. С закарстованными мраморами и корами выветривания серпентинитов связано известное и уже отработанное Липовское месторождение силикатно-никелевых руд. Гранитные пегматиты широко распространены в пределах Липовского жильного поля и обычно представлены внутригранитными, литиеносными и десилицированными типами.

Несмотря на широкое распространение литиеносных жил в данном районе и относительно неплохую их минералогическую изученность, оказалось, что акцессорная минерализация контаминированных пегматитов изучена не полностью. В частности, это касается и самих цветных турмалинов, «главного» коллекционного и драгоценного сырья Липовского жильного

поля. Так, недавно на этом объекте нами был обнаружен фтор-эльбаит (Zakharov, 2019; и др.), ранее здесь не описанный, т.к. был открыт совсем недавно (Bosi et al., 2013). При этом фтор-эльбаит составляет значимую долю от всех цветных турмалинов Липовки (по нашим оценкам до 30–35 %). На данный момент известно, что цветные турмалины Липовки в основном представлены эльбаитом и фтор-эльбаитом (окрашенные разности) и редко россманитом (бесцветные и слабо розоватые разности).

Цветовая характеристика и зональность липовских турмалинов была впервые описана в работах В.И. Воробьева (1901) и П.Л. Драверта (1904). Суммируя их данные, А.Е. Ферсман выделил следующие типы полихромных турмалинов Липовки (зональность дана от ядра кристалла к периферии, а для типа 5 – вдоль кристалла): 1) темно-бурый → зеленовато-желтый → розовый → зеленовато-желтый; 2) темный зеленовато-бурый → светлый зеленовато-бурый → буроватый → розовый; 3) коричневый → розовый → желтый → розовый; 4) желтый → розовый → желтый; 5) розовый

→ зеленый → синий (Пеков, Меметова, 2008). По словам А.Е. Ферсмана (1962): – «Кристаллы Липовских копеек поражают своей чистотой, прозрачностью и разнообразием окраски. Здесь встречаются разные турмалины: розовый, карминово-красный, красно-фиолетовый, малиновый, синевато-фиолетовый (наиболее редкий тип), оливково-зеленый, золотисто-зеленый, светло-коричневатый, черный, бесцветный...». Воробьев В.И. (Воробьев, 1901) отмечал, что «...кроме розовых здесь находят розовато-бурые, розовато-желтые кристаллы, а иногда и напоминающие «Mohrenköpfe» с о. Эльбы, именно, один полюс розового или желто-розового кристалла окрашен в темно-фиолетовый тон...» (рис. 1). Есть на Липовке знаменитые «арбузные» кристаллы, розовые с тонкой каймой зеленого цвета. При этом «визитной карточкой» Липовки можно считать кристаллы эльбаита с «чернильными шапочками», обусловленными темным синим до фиолетово-синего окрашиванием пирамидальных или пирамидально-моноэдрических головок (Пеков, Меметова, 2008).



Рис. 1. Полихромный турмалин с фиолетовыми головками из Липовки. Экспозиция Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана (г. Москва), сбор В.И. Воробьева, фото А.В. Захарова.

Первые данные по химическому составу полихромного турмалина с «чернильными шапочками» были приведены в работах И.В. Пекова и Л.Р. Меметовой (Пеков, Меметова, 2008; и др.). Изучив два кристалла (1 – розовое ядро → бледно-зеленая «рубашка» → чернильно-синяя головка; 2 – желто-зеленая зона → розовая зона → зеленоватая зона → чернильно-синяя головка) они пришли к выводу, что оба кристалла нацело сложены эльбаитом. Немного позже мы так же исследовали индивид полихромного турмалина с «чернильной шапочкой», но не стали пересчитывать полученные микрозондовые данные, т.к. повторять вполне очевидные результаты И.В. Пекова и Л.Р. Меметовой не хотелось. Пока не вышла работа Т.А. Гвозденко с коллегами (Гвозденко и др., 2019), где подобный полихромный кристалл турмалина был идентифицирован как эльбаит (зеленая зона) с оленитом (черная головка). Такое сильное расхождение по составу турмалина в двух разных публикациях заставило и нас провести детальное изучение полихромного кристалла с «чер-

нильной шапочкой».

В нашем распоряжении было три кристалла, каждый размером до 1 см, полихромного турмалина с «чернильной шапочкой» из литийносных пегматитов Липовского жильного поля. Два индивида имеют схожий облик и следующую поперечно-концентрическую зональность: зеленоватое ядро и промежуточная зона → розовая зона и кайма → чернильно-синяя головка (рис. 2 а). Третий кристалл имеет поперечную зональность: зеленоватая зона → розоватая зона → чернильно-синяя головка (рис. 2 б). Все индивиды ограничены моноэдром и двумя пирамидами, причем моноэдр является доминирующей формой. Именно моноэдр и пирамиды окрашены в черные тона. Сечение кристаллов треугольное с развитием двух тригональных призм, их совместный рост привел к образованию, характерной для индивидов турмалина, продольной комбинационной штриховки.

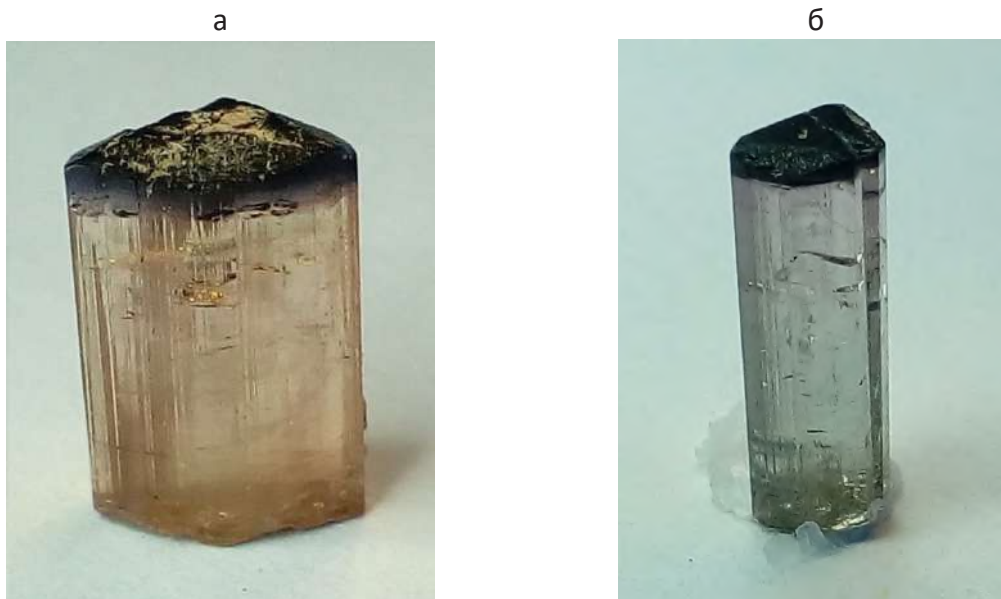


Рис. 2. Полихромные турмалины с «чернильными шапочками». Кристаллы имеют размер до 1 см в длину. Липовка, фото А.В. Захарова.

По данным микрозондового профилирования можно говорить, что визуальная окраска турмалина хорошо согласуется с изменениями в химическом составе. На срезе кристалла нами было сделано три профиля: 1 – вдоль чернильно-синей зоны, 2 – поперек кристалла (по центру) и 3 – вдоль кристалла (по центру). Определение турмалинов проводилось согласно современной номенклатуре (Henry et al., 2011; Henry, Dutrow, 2018). Оказалось, что точки расположенные в чернильно-синей зоне и попавшие в область развития моноэдра пересчитываются как россманит с формулой – $(\square_{0.55}\text{Na}_{0.44}\text{Ca}_{0.01})_1(\text{Al}_{1.43}\text{Li}_{0.87}\text{Fe}_{0.56}\text{Mn}_{0.11}\text{Mg}_{0.06}\text{Cr}_{0.02})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}_{3.95}\text{F}_{0.05})_4$. Для них характерно заниженное содержание Na_2O (до 1,55 мас.%), MnO (до 1,15 мас.%), F (до 0,11 мас.%) и повышенное количество FeO (до 4,16 мас.%).

При этом точки расположенные в этой же чернильно-синей зоне, но попавшие в область развития пирамид пересчитываются как эльбаит с высоким содержанием россманитового минала с формулой – $(\text{Na}_{0.62}\square_{0.38})_1(\text{Al}_{1.55}\text{Li}_{1.09}\text{Fe}_{0.32}\text{Mn}_{0.07}\text{Mg}_{0.05})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}_{3.87}\text{F}_{0.13})_4$. В сравнении с россманитом для них характерно чуть более повышенное содержание Na_2O (до 2,04 мас.%), F (до 0,26 мас.%) и слегка пониженное количество MnO (до 0,58 мас.%), FeO (до 2,38 мас.%).

Точки, расположенные в розовой зоне в самой краевой части призматического кольца, пересчитываются как фтор-эльбаит с формулой – $(\text{Na}_{0.72}\square_{0.25}\text{Ca}_{0.03})_1(\text{Al}_{1.41}\text{Li}_{1.08}\text{Mn}_{0.47}\text{Fe}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_2\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}_{3.47}\text{F}_{0.53})_4$. Для них характерно еще более повышенное содержание Na_2O (до 2,31 мас.%), MnO (до 3,67 мас.%), F (до 1,03 мас.%) и низкое количество FeO (до 0,21 мас.%). В кайме фтор-эльбаита постоянно присутствует заметная примесь CaO (до 0,17 мас.%), которая в остальных зонах турмалина

либо отсутствует, либо отмечается на пределе чувствительности анализа.

Остальные точки расположенные в розовой и зеленоватой зонах, т.е. почти вся матрица кристаллов, уверенно пересчитываются на обычный эльбаит с формулой – $(\text{Na}_{0.67}\square_{0.32}\text{Ca}_{0.01})_1(\text{Al}_{1.53}\text{Li}_{1.07}\text{Mn}_{0.36}\text{Fe}_{0.07}\text{Ti}_{0.01}\text{Cr}_{0.01})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}_{3.57}\text{F}_{0.43})_4$. Для них типично повышенное содержание Na_2O (до 2,21 мас.%), MnO (до 3,03 мас.%), F (до 0,93 мас.%) и пониженное количество FeO (до 0,50 мас.%).

Изучение сложно зонального полихромного турмалина с «чернильной шапочкой» показало, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма – фтор-эльбаитом, а чернильно-синяя головка – россманитом и эльбаитом (первый составляет зону роста моноэдра, а второй – пирамид). Это отличается от ранее опубликованных данных (Гвозденко и др., 2019; Пеков, Меметова, 2008). И если данные И.В. Пекова с Л.Р. Меметовой, что подобные кристаллы сложены исключительно эльбаитом, вполне допустимы, то данные Т.А. Гвозденко с коллегами о том, что черная головка сложена оленитом несколько удивляют. Рассмотрев более детально опубликованную статью и приведенный в ней анализ якобы оленита, мы обнаружили, что он пересчитан на следующую формулу – $(\square_{0.52}\text{Na}_{0.47}\text{Ca}_{0.01})_1(\text{Al}_{1.41}\text{Li}_{0.67}\text{Fe}_{0.52}\text{Mg}_{0.28}\text{Mn}_{0.13})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}_{3.77}\text{O}_{0.23})_4$ (Гвозденко и др., 2019, ан. 8, стр. 221), т.е. по факту этот турмалин является россманитом. Из этого мы можем сделать вывод, что чернильно-синие головки у полихромных турмалинов Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом. Темно-синяя или фиолетовая окраска минерала вызвана, по всей видимости, высоким содержанием железа.

Таким образом, мы изучили сложно зональный полихромный турмалин с «чернильной шапочкой»

из литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля. Установлено, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма – фтор-эльбаитом, а чернильно-синяя головка – россманитом и эльбаитом (первый составляет зону роста моноэдра, а второй – пирамид). По всей видимости, все «чернильные шапочки» в полихромных турмалинах Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом.

Авторы благодарят к.г.-м.н. Ю.В. Ерохина и к.г.-м.н. Н.В. Вахрушеву за помощь в проведенных исследованиях.

Литература

1. Воробьев В.И. Кристаллографические исследования турмалина с Цейлона и некоторых других месторождений // Записки Императорского минералогического общества, 1901. Вторая серия. Т. 39. С. 35–328.
2. Гвозденко Т.А., Герасимова Е.И., Бакшеев И.А. Новые данные о турмалине Мурзинских самоцветных копей, Средний Урал // VM-Novitates: Новости из геологического музея им. В.И. Вернадского. М.: ГГМ РАН, 2019. Т. 16. С. 214–226.
3. Драверт П.Л. Отчет об экскурсии на Средний Урал, 1900 // Протоколы Казанского общества естественных испытателей, 1904. Приложение № 215. С. 2–5.
4. Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И. Самоцветная полоса Урала: Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург-Реж, 2002. 156 с.
5. Пеков И.В., Меметова Л.Р. Минералы гранитных пегматитов Липовки, Средний Урал // В мире минералов. Минералогический альманах. М.: ТОО «Альтум», 2008. № 13. С. 7–44.
6. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VII. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: изд-во АН СССР, 1962. 592 с.
7. Bosi F., Andreozzi G.B., Skogby H., Lussier A.J., Abdu Y.A., Hawthorne F.C. Fluor-elbaite, $\text{Na}(\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$, a new mineral species of the tourmaline supergroup // American Mineralogist, 2013. V. 98. pp. 297–303.
8. Henry D.J., Dutrow B.L. Tourmaline studies through time: contributions to scientific advancements // Journal of Geosciences, 2018. V. 63. No 2. pp. 77–98.
9. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist, 2011. V. 96. pp. 895–913.
10. Zakharov A.V. Fluor-elbaite, fluoronatro-microlite and fluorcalcio-microlite from lithium-bearing granite pegmatites of Lipovka (Middle Ural) // Известия УГГУ, 2019. № 4 (56). С. 21–26.

УДК 553.81

АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Н.Н. Зинчук

*Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный, Россия,
nzninchuk@rambler.ru*

По результатам проведенных исследований с использованием большого фактического и аналитического материала сделаны выводы о необходимости более углубленного комплексного изучения эпох мощного корообразования и алмазоносного магматизма, на которые раньше не обращалось особое внимание. Имеющиеся ныне неравноценно и неравномерно распределенные материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности Сибирской платформы. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферическим частям платформы, а также разнообразие транспортеров. Второй мегаэтап (ранний палеозой-эоцен) отличается от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом, преобладанием диафизов кимберлитов. При планировании и проведении прогнозно-поисковых работ на алмазы на перспективных территориях платформы надо ставить задачу вскрытия не только среднепалеозойских продуктивных коллекторов, но и более древних (докембрийских и нижнепалеозойских) и молодых (мезозойских) толщ, проводя при этом детальное комплексное изучение вещественного состава пород (особенно опорных разрезов и базальных горизонтов).

Очень важным для древних платформ мира является вопрос возрастного становления кимберлитов – главнейшей ультраосновной породы, содержащей ал-

мазы. На ряде древних платформ мира (Африканской, Северо-Американской и др.) основными эпохами мощного корообразования и эндогенного рудообразования

(в том числе и алмазоносного магматизма) являлись: ранний докембрий (4000–1650 млн лет), поздний протерозой (1650–570 млн лет), каледонский этап (570–400 млн лет), раннегерцинский (400–310 млн лет) и позднегерцинский (310–205 млн лет) этапы, киммерийский (205–137 млн лет), раннеальпийский (137–65 млн лет) и позднеальпийский (65 млн лет) этапы. Несмотря на то, что на Африканской платформе все эти временные интервалы являются промышленно алмазоносными, на Сибирской платформе (СП) практически значимыми признаются только среднепалеозойские кимберлиты и, с большими оговорками, триасовые. Во многом причина различной продуктивности территории СП связана с неодинаковой степенью изученности различных её частей, в частности западная половина региона исследована на алмазы очень слабо. Рассматривая по выделенным временным срезам-этапам процесс становления продуктивных магматитов в пределах СП, можно увидеть, что отдельные её части оказались в разные интервалы в различных историко-минералогических провинциях (ИМП), пространственное совмещение которых отражает миграцию кимберлитобразования в пространстве и времени. Историко-минералогическими провинциями мы именуем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляций рудного и нерудного вещества, сформировавшегося в определённый историко-минералогический этап. Наиболее ранний раннепротерозойский эруптивный мантийный магматизм предполагается в центральной части Алданской ИМП по присутствию индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и мелких ксенолитов эклогитоподобных пород в песчаниках венда р.Джекконда. В пределах Усть-Ленской ИМП существуют некоторые признаки того, что северо-восток СП в раннем протерозое был областью алмазоносного магматизма. Вклад рифейского этапа и его авлакогенеза в алмазоносность СП определяющий, поскольку это было время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления алмазоносного материала в верхние горизонты земной коры в периферических районах. Для рифея выделяют Анабарско-Оленекскую, Ангарско-Тунгусскую и Алдано-Становую ИМП. Наиболее древними рифейскими диатремами, выявленными в Анабарско-Оленекском регионе, являются тела вулканических брекчий в бассейнах рек Большая Куонамка и Хорбусуонка. В Ангарско-Тунгусской ИМП с рифейским возрастом известны слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присаянского алмазоносного района. Раннепалеозойский этап отдельными исследователями считается временем «предрудной подготовки». Области проявления каледонского алмазоносного магматизма относятся к Вилуйской и Анабарско-Оленекской ИМП. Для раннегерцинского этапа (средний девон-ранний карбон) возрастные датировки имеются для трубок 12 кимберлитовых полей ЯАП. Выделяются раннегерцинские Вилуйская, Анабарско-Оленекская и Ангаро-Тунгус-

ская ИМП. Поля среднепалеозойских кимберлитов расположены в центральной части платформы, её Вилуйской ИМП. Появляется всё больше данных о среднепалеозойских алмазоносных диатремах Анабарской субпровинции. На юго-западе СП в пределах Ангарского кратона с возрастом консолидации 2.6 млрд. лет выделяются следующие алмазоносные районы: Присаянский, Чуно-Бирюсинский, Муром-Ковинский, Илим-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский, перспективные на обнаружение высокоалмазоносных диатрем как среднепалеозойского, так и мезозойского возрастов. Потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты позднегерцинского этапа (средний карбон-средний триас) известны в Анабарско-Оленекской и Ангарско-Тунгусской ИМП. Позднегерцинские (310–200 млн лет) кимберлиты Молодинского, Куойского, Куранахского, Лучаканского, Ары-Мастахского и Старореченского относятся к Анабарско-Оленекской ИМП. Следует подвергать тщательному анализу геолого-тектоническую (структурно-тектоническую и геодинамическую) позицию перспективных территорий, так как в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ. Для получения сведений о структурно-тектонических особенностях региона и конкретных перспективных участков применяется комплекс геофизических исследований, включающий гравиметрию и магнитометрию, сейсмические, электроразведочные и другие методы (Зинчук и др., 2005, 2007, 2008). Выделенные и обработанные геофизические аномалии в большинстве случаев подвергаются геологической заверке для выяснения их природы. Важной задачей при прогнозно-поисковых работах на алмазы является наличие подробной стратиграфической схемы отложений и древних коллекторов, в составе которых установлены алмазы и другие ИМК. В настоящее время в основных районах Якутской алмазоносной провинции ЯАП применяются изменённые и укрупнённые стратиграфические схемы, в которых потенциально алмазоносные осадочные толщи лапчанской (P11) и иреляхской (T3-J1ir) свит, являющиеся по сути формацией перемыва и переотложения древних кор выветривания (КВ), соединены с более молодыми отложениями. К этим свитам приурочены древние алмазоносные россыпи (к первой – Солур, ко второй – Водораздельные галечники и Новинка) и по ним проводились поиски и коренных источников алмазов. Основным методом поисков алмазных месторождений был, есть в большинстве геолого-поисковых обстановок и останется минералогический, которым на СП открыты уникальные месторождения алмазов. Поскольку алмаз является главным минералом объекта поисков, представляется весьма важным привлечь к решению прогнозно-поисковых задач широкое разнообразие его типоморфных особенностей. Внедрение в последние годы в практику прогнозно-поисковых работ совре-

менных физико-химических методик изучения вещественного состава магматических и осадочных пород существенно повысило эффективность применяемого шлихо-минералогического метода. При проведении алмазописковых работ детальному комплексному исследованию следует подвергать терригенные осадочные толщи, содержащие продукты перемыва и переотложения местных источников сноса и в первую очередь кимберлитов. Отложения платформенной субформации свойственны в основном аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоёмов, паралических областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов. В основных алмазоносных районах СП благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Выветриванию в этот период подвергались: терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, долериты, туфы и туфобрекчии трубчатых тел, туфогенные образования корвунчанской свиты и кимберлиты. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. В основных алмазоносных районах СП относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (а затем сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботубобинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей. Для легкой фракции продуктов выветривания этого типа характерны кварц и халцедон, а также обломки опала. Для тяжелой фракции характерны полуокатанные и окатанные зерна апатита, альмандина, турмалина, циркона и эпидота, а также повышенные концентрации пирита, сидерита, барита и ярозита. Особенностью глинистой составляющей из разрезов КВ терригенно-карбонатных пород следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюда 2M1 в ассоциации с 1M и неупорядоченной монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой (МГСО). Для верхних горизонтов профилей этого типа характерен также каолинит с полубеспорядоченной структурой. В ряде алмазоносных районов СП отмечено развитие КВ на породах трапповой формации, где наиболее детально она изучена в пределах юго-восточной окраины Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС). Трапповое

плато, занимающее северо-западную района, и развитая на нём площадная остаточная КВ средне-позднетриасового возраста вместе с породами субстрата в послераннеюрское время сохранилась от размыва только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках. Мощность КВ на долеритах обычно составляет первые метры и лишь в отдельных разрезах достигая 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Характерными минералами выветрелых долеритов являются в разной степени измененные плагиоклазы (от андезина до биотита) и гейландит. В целом такие же минералы легкой фракции отмечены и для КВ туфов и туфобрекчий трубок взрыва трапповых пород, установленных в различных частях района, а также туфогенных образований корвунчанской свиты нижнего триаса, характерных для северо-западной части района. Вверх по разрезам в породах трапповой формации обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. Типоморфным минералом тяжелой фракции выветрелых пород трапповой формации является ильменит. В КВ долеритов обычно доминируют толстотаблитчатые и пластинчатые кристаллы ильменита с хорошо развитыми гранями и угловатые обломки с реликтами огранки. В отличие от этого, в КВ туфов и туфогенных образований зерна минерала преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Довольно характерными для тяжелой фракции из выветрелых пород трапповой формации являются переменные концентрации амфиболов, моноклиновых пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ долеритов является сохранение Mg-Fe³⁺-монтмориллонит до тех пор, пока в породах фиксируется собственно вермикулит. Для нижних горизонтов выветрелых туфогенных образований трубок взрыва наиболее характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературный хлорит. Последний быстро разлагается вверх по разрезам. На основе вермикулита здесь, как и в КВ долерит, возникает сначала ассоциация вермикулита и Mg-Fe³⁺-монтмориллонита, которые в верхних частях профилей в результате гомогенизации переходят в неупорядоченную вермикулит-монтмориллонитовую смешанослойную фазу (ВМСО). В виде переменной примеси в наиболее зрелых профилях отмечается каолинит. Кора выветривания на кимберлитах отмечена на многих диатремах СП. Так, в Малоботубобинском алмазоносном районе (МБАР) КВ развита на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская и Интернациональная. В легкой фракции продуктов выветривания кимберлитов преобладают серые, буровато-серые глинистые и глинисто-слюдистые агрегаты. Среди первичных минералов тяжелой фракции доминируют пикроильменит, пироп, хромшпинелиды и хромдиопсиды.

В подчиненном количестве отмечены хромит, хромдиоксид, турмалин, циркон, дистен, рутил, сфен и др. Аутигенный комплекс тяжелых минералов обогащен гидроксидами железа (гётит), гематитом и сидеритом. Присутствуют также обломки кварца, покрытые землистыми примазками и «рубашками» вторичных продуктов изменения кимберлитов. Повсеместно по всему профилю встречаются в различной степени хлоритизированные чешуйки флогопита. Преобладающим минералом слабо дезинтегрированных кимберлитов являются пластинчатые серпентины (структура которых состоит из слоёв типа А и В), ассоциирующие с гидрослюдай, неупорядоченным МГСО, хлоритом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1М.

Продолжительность периодов корообразования, протекавших при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и, соответственно, на количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ при их образовании, либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций материалы о древних КВ на территории СП как в целом, так и в наиболее богатых алмазами Малоботубинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском алмазоносных районах можно отметить, что в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время здесь существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва мощные коры выветривания с высокозрелыми верхними горизонтами. Однако непосредственно в КВ россыпи алмазов фиксируются только над кимберлитовыми трубками, что приводит к резко ограниченному их размерам. На других породах россыпи алмазов не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, верхнепалеозойские отложения). Поэтому важное значение имеет установление условий размыва и переотложения продуктов выветривания при накоплении верхнепалеозойских и мезозойских осадков. Так, если формирование этих отложений (и в первую очередь их грубообломочных нижних горизонтов) происходило в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций (т.е. за счёт преимущественно ближнего сноса местного материала), то тогда вблизи кимберлитовых тел формировались россыпи алмазов. И, наоборот, обильный привнос чуждого району терригенного материала и развитие аллювиальных фаций происходили при размыве КВ на кимберлитах и приводили к выносу обогащенных алмазами продуктов за пределы локальных участков и сильному разубоживанию их за счёт «транзитного» неалмазоносного аллювия. В такой ситуации образование россыпей алмазов становилось практически невозможным, что затрудняет и поиски здесь коренных

алмазных месторождений. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительные погружения их определили, в частности, слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов каталитического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы верхнепалеозойских и мезозойских отложений алмазоносных районов СП, связанные в основном с процессами переотложения различных продуктов КВ, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать изложенные выше типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников снова и связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического составов. Комплекс исследований, использованный нами при изучении отложений верхнего палеозоя и мезозоя, позволил восстановить палеогеографические условия формирования на рассматриваемой территории каждого стратиграфического горизонта этих периодов (особенно базальных слоёв) и более детально проанализировать особенности накопления местного (в том числе и кимберлитового) материала в пределах выделенных перспективных участков и зон (или определенных горизонтов). Необходимо подчеркнуть, что установленные особенности накопления продуктов выветривания в позднепалеозойское время в пределах Малоботубинского и Далдыно-Алакитского районов, учитывая схожесть тектонического развития и геологического строения их с остальной территорией восточного борта ТВС, а в мезозойское время сходство указанных условий в МБАР в целом со всей зоной Ангара-Вилуйского прогиба и северо-западного борта Вилуйской синеклизы позволяют распространить полученные закономерности на обширные соседние территории, которые в будущем могут явиться новыми алмазоносными провинциями.

Таким образом, проведённый анализ материала по алмазоносности СП позволяет утверждать, что, несмотря на большой объём полученного за более чем полувековой период фактического материала есть ряд проблемных вопросов, решение которых будет способствовать повышению эффективности поисков алмазоносных кимберлитов. Следует учитывать слабую изученность и освещённость геологических и тектонических аспектов локализации месторождений алмаза, которая в большей степени связана с недостаточностью наших знаний о строении и алмазоносности значительной части СП. В её пределах имеются площади россыпных узлов и кимберлитовых полей, изученных десятками и сотнями тысяч скважин, в то

время как западная часть и территории с широким развитием пород трапповой формации очень слабо изучены. Имеющиеся ныне неравноценные и неравномерно распределённые материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности СП. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферийным частям платформы и разнообразие транспортёров. Второй мегаэтап (средний палеозой-эоцен) отличался от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом и преобладанием диатрем кимберлитов. Для реального решения практических прогнозно-поисковых задач в пределах СП, кроме поисков среднепалеозойских кимберлитов, следует акцентировать внимание и на другие эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма: раннепротерозойский, рифейский, раннепалеозойский, каледонский, раннегерцинский, позднегерцинский и киммерийский этапы. Имеются все основания ожидать развитие новых и совершенствования уже применяемых геофизических методов, что позволит уточнять геолого-структурные особенности территорий, выделять и выяснять природу геофизи-

ческих аномалий. Эффективность стратиграфических построений на перспективных территориях во многом зависит от детальности построений и выделения толщ, обогащённых материалом из местных источников сноса (в том числе из кимберлитовых диатрем). В связи с этим следует усилить и расширить исследования типоморфных особенностей продуктов выветривания различных пород с целью более уверенной диагностики переотложенного кимберлитового материала в продуктивных осадочных толщах. Важнейшее направление – это изучение полигенеза алмазов с точки зрения типа и возраста их коренных источников. Онтогенический и типоморфный анализы ИМК в совокупности с методом морфогенетических рядов и парастерическим анализом позволяют реконструировать геологическую историю индивидуального развития объектов.

Литература

1. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т.1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: ВГУ. 2005. 590 с.; Т.2. Историческая минерагения древних платформ. Воронеж: ВГУ. 2007. 570 с.; Т.3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов. Воронеж: ВГУ. 2008. 622 с.

УДК 552.181

О ПОИСКОВОЙ РОЛИ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия, nnzinchuk@rambler.ru

Приведены краткие сведения по результатам изучения алмазов и других первичных минералов кимберлитов (пироп, хромдиопсида, хромшпинелида, клинопироксена и пикроильменита) из диатрем Сибирской платформы (СП), что позволило определить их типоморфные особенности. Выделение четырех типов первоисточников алмазов (кристаллы из богатых кимберлитовых тел и с убогой алмазоносностью, невыясненного и импактного генезиса) позволили выработать критерии регионального и локального районирования перспективных территорий, на которых открыта коренная и россыпная продуктивность. Полученные данные позволили разделить СП на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую (центральная часть) с преобладанием 1 типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток региона) с преобладанием кристаллов Ш типа первоисточников невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад) с округлыми алмазами; Алданскую (юго-восток СП) с находками единичных округлых алмазов.

Ключевые слова: первичные минералы кимберлитов, поиски, районирование.

Brief information is presented on the results of studying diamonds and other primary minerals of kimberlites (pyrope, chrome diopside, chrome spinel, clinopyroxene, and picroilmenite) from diatremes of the Siberian Platform (SP), which made it possible to determine their typomorphic features. Identification of four types of primary sources of diamonds (crystals from rich kimberlite bodies and with poor diamond content, unexplained and impact genesis) made it possible to develop criteria for regional and local zoning of promising territories in which primary and placer productivity has been discovered. The data obtained made it possible to divide the SP into four sub-provinces: Central Siberian (central part) with a predominance of type 1 of the primary source; Lena-Anabar (northeast of the region) with a predominance of III type crystals of primary sources of unexplained genesis; Tunguska (southwest) with rounded diamonds; Aldan (south-east of the joint venture) with finds of single rounded diamonds.

Keywords: primary minerals of kimberlites, prospecting, regionalization.

Методы изучения индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) можно объединить в ограниченное количество групп, из которых наиболее распространенными являются: физиографические; определения химического и геохимического состава минералов и микропримесей в них; физические и структурные. Наименее устойчивым при постмагматических и гипергенных изменениях кимберлитов минералом является оливин, который в достаточной мере встречен в одном из типов кимберлитов трубки Удачная. Структура породы порфировая, обусловленная вкрапленниками оливина двух групп: первая представлена зёрнами размером более 1 мм, удлинённо-овальной, изометрической и неправильной формы, нередко с реликтами кристаллографической огранки; вторая – изометричными или удлинённо-овальными, реже неправильной формы зёрнами размером меньше 0,5 мм. Пределы вариаций железистости для обоих разновидностей оливина примерно одинаковые (от 6 до 14 % Fe). Состав слабо изменённых кимберлитов трубки Удачная отличается (Харьков и др., 1991) от таковых из восточного тела более высокой магнезиальностью, повышенным содержанием K_2O и CO_2 , а также повышенной ролью Na_2O (1,78 %) и K_2O (1,55 %). В выборках гранатов из кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП) изучались пиропы из глубинных пород (перидотитов или эклогитов). Крупные пиропы чаще всего более богаты TiO_2 , что позволяет относить их к пироксенитовым образованиям или перекристаллизованным перидотитам. Кимберлитовые трубки Мирнинского (МКП), Далдынского (ДКП) и Накынского (НКП) кимберлитовых полей характеризуются повышенными концентрациями гранатов. В трубке Мир доминирует магнезиальная разновидность минерала с высоким (50–70 %) содержанием пиропового компонента. Эклогитовые гранаты в кимберлитовом цементе составляют не более 5–7 % всей выборки. Среднее содержание Cr_2O_3 в гранатах варьируют в пределах 3,07–5,10 %. Часто встречаются гранаты уваровит-пиропового состава (верлитовый парагенезис); количество этого минерала алмазной ассоциации, для которой отмечается положительная корреляция с содержанием алмазов, достигает 3,8 %. Оригинальными для диатрем МКП являются желвачки пироба зонального или блокового строения, содержащие многочисленные включения хромшпинелида, хромдиопсида, пикроильменита и других минералов (Зинчук и др., 2013). Спектр состава минералов таких желвачков широк: от высокохромистого кноррингитсодержащего граната с включениями жадеит-юрингитового клинопироксена, высокохромистых хромшпинелида и амфибола до умеренно- и низкохромистого магнезиального граната. Флюидные включения в гранатах диатремы сопровождаются выделениями твёрдых фаз, представленных оливином с низким содержанием FeO (3,53–5,05 %) и необычно высоким NiO (1,48–3,83 %), а также клинопироксеном. В другой промышленно-алмазоносной диатреме райо-

на (трубке Интернациональная) пироп преобладает над хромитом и пикроильменитом. Здесь редко встречается «свежий» оливин, хромдиопсид и циркон. Гранаты из кимберлитовой трубки Айхал Алакит-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) отличаются высоким средним содержанием Cr_2O_3 (6,7–8,0 %). На диаграммах минерала примерно 60 % выделений относятся к высокохромистым и низкокальциевым (алмазная ассоциация), а остальные ложатся в поле лерцолитового парагенезиса, что существенно выделяет диатрему по сравнению с другими трубками СП. В другой крупной кимберлитовой трубке АМКП Юбилейная установлено переменчивое распределение и соотношение пироба и пикроильменита. Выделено шесть участков (блоков) – три с повышенным содержанием пироба и пикроильменита (0,8–6,8 и до 0,4–4,4 % соответственно) и три с умеренным количеством пироба и низким пикроильменита (0,5–2,4 % и до 0,4 %). Неравномерным распределением ИМК характеризуются диатремы сложного геологического строения, что наглядно можно увидеть на примере трубки Удачная, сложенную двумя телами – восточным и западным. Пироп из восточного тела характеризуется повышенной долей высокохромистых разновидностей. Существенно меньшая концентрация глубинных ксенолитов в породах западного тела и их изменённость постмагматическими и гипергенными процессами привели к меньшим содержаниям ИМК. Внимания заслуживает хромдиопсид, реликты которого отмечены даже в существенно изменённых постмагматическими и гипергенными процессами кимберлитах. Довольно характерным для кимберлитовых пород является пикроильменит, количество которого колеблется в широких пределах. Интересным является пикроильменит, обладающий ферримагнитными свойствами, встреченный в кимберлитовых диатремах МКП. Содержание ИМК (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.) варьирует иногда в значительных пределах: от редких знаков до первых процентов. Количество и состав хромшпинелида в кимберлитах различных диатрем непостоянен, особенно по содержанию хрома, алюминия, титана и железа. Часть зерен этого минерала принадлежит к алмазной ассоциации. Состав хромшпинелидов варьирует, особенно по содержанию Cr_2O_3 (40,34–65,80 %) и Al_2O_3 (5,30–24,64 %), причём для различных диатрем эти данные существенно меняются. Для хромшпинелидов из ксенолитов кимберлитов трубки Айхал содержание TiO_2 низкое (0,03–0,57 %), причём большая часть изученных зерен отвечает алмазному парагенезису.

Очень важным для поисков месторождений является использование алмаза – минерала с широким комплексом физико-химических, кристалломорфологических и других особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных (Зинчук и др., 1999). Алмазы из отдельных кимберлитовых тел существенно отличаются

по ряду типоморфных особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел САП (Якутия, Красноярский край и Иркутская область) с применением минералогической классификации алмазов, предложенной Ю.Л. Орловым (Орлов, 1984), по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов (с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов) нами накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов СП, что позволяет провести районирование территорий. В кимберлитовой трубке Интернациональная в МБАР преобладают бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности (71 %), реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (23 %) при пониженном (меньше 1 %) содержании ламинарных ромбододекаэдров. В рядом находящейся в этом же районе кимберлитовой трубке имени XXIII съезда КПСС, характеризующейся в верхней части четко выраженной КВ, также представлены бесцветными, реже эпигенетически окрашенными в лилово-коричневые цвета алмазами 1 разновидности. Среди них преобладают (до 82 %) кристаллы октаэдрического габитуса при невысоком (до 13 %) содержании кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. В трубках НКП (Нюрбинская и Ботуобинская) отмечаются бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы 1 разновидности при повышенной доле (по сравнению с другими месторождениями СП) алмазов 1У разновидности с окрашенной в желтовато-зеленые и серые цвета оболочкой. В слабо эродированных диатремах, с развитой в верхней части толщей вулканогенно-осадочных пород, ярким примером которых является самая большая на СП (59 га) кимберлитовая трубка Юбилейная, среди бесцветных прозрачных и полупрозрачных кристаллов минерала половину составляют окрашенные разности. Среди них свыше 30% бледно-дымчато-коричневых, меньше розово-лиловых и лилово-коричневых окрашенных вследствие пластинчатой деформации. Характерно значительное количество индивидов с признаками природного травления (шрамы, матировка, коррозия, каверны и др.), количество которых по месторождению достигает 25 % всех алмазов. Таким же разнообразием характеризуется спектр алмазов из россыпей СП. При всем разнообразии алмазов даже в пределах одной СП, представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов: 1 тип – кимберлитовый, характерный для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста, характеризуется резким преобладанием алмазов 1 разновидности, представленных ламинарными кристаллами ок-

таэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов и образующих непрерывный ряд, а также присутствием алмазов с оболочкой 1У, серых кубов Ш, поликристаллических агрегатов УШ-1Х разновидностей, а в отдельных месторождениях (трубка Юбилейная) равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов П разновидности. П тип – алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; он выделяется по преобладанию додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствию бесцветных кубоидов 1 разновидности. Ш тип – алмазы невыясненного генезиса, характерные, в основном, для россыпей северо-востока СП, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены. Кристаллы этих источников представлены графитизированными ромбододекаэдрами У разновидности, сложенными двойниками и сростками додекаэдров УП разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23 \text{ ‰}$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами П разновидности с изотопным составом углерода промежуточного ($\delta^{13}\text{C} = -13,60 \text{ ‰}$) состава, образующими ассоциацию «эбеляхского» («нижнеленского») типа. 1У тип – алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода – лонсдейлита.

Проведёнными исследованиями распределения ИМК показано, что в самых верхних частях диатрем оно самое низкое, где зёрна минералов имеют небольшие размеры и угловато-неправильную форму. Пироп здесь обычно лишён келифитовых кайм. Реакционные оболочки на пикроильмените сохраняются чаще чем на пиропе, но и они только фрагментарно покрывают поверхность зерен. Содержание ИМК на глубоких уровнях диатрем выше, чем в самых верхних частях, хотя в разных трубках оно различно: от знакового до первых процентов. Количество глубинных минералов на средних горизонтах трубок (в нижней части раструбу и верхней части вертикального канала) повышено, зёрна минералов значительно крупнее, чем на более высоких и более низких уровнях диатрем. В подводящем дайкоподобном канале отмечается снижение содержания ИМК. Целых зерен здесь значительно больше, чем в верхних горизонтах, келифитовые каймы шире, но соотношение пироба и пикроильменита не изменяется. По содержанию главных ИМК (пироба, пикроильменита и хромшпинелида) как алмазоносные, так и неалмазоносные высокоспутниковые кимберлиты делятся на две группы: а) с высоким содержанием пикроильменита и пироба, низким – хромшпинелида; б) с низким содержанием пикроильменита, повышенным пироба и хромшпинелида. Промышленные коренные месторождения СП принадлежат в основном к высокоспутниковому типу и приурочены к центральной части платформы. Ал-

мазоносные высокоспутниковые кимберлиты первой группы присутствуют на СП в МКП (Мир и Дачная), АМКП (Сытыканская и Комсомольская), ДКП (Удачная, Дальняя и Зарница) и НКП (Ботубинская и Ньюбинская). Пикроильменит в высокоспутниковых кимберлитах первой группы преобладает над пиропом. Размер зёрен пикроильменита варьирует от долей до первого десятка миллиметров, довольно часто встречаются выделения размером 5-10 мм в поперечнике. В кимберлитах МКП отмечено повышенное количество ферримагнитной разновидности этого минерала со специфическим составом: низким содержанием TiO_2 и MgO и повышенным Fe_2O_3 и Cr_2O_3 . В кимберлитовых трубках Удачная, Сытыканская, Дальняя и Зарница ферримагнитный ильменит не встречен, зато здесь отмечены несколько повышенные концентрации Cr_2O_3 . Количество пироба в алмазоносных кимберлитах первой группы в целом повышено, причём существенная часть их принадлежит к высокохромистой и низкокальциевой разновидности (алмазной ассоциации). Ещё одна особенность пироба высокоспутниковых кимберлитов первой группы СП – максимальная степень дифференциации по парагенезисам. В совокупность этого минерала входят пиробы лерцолитового, вебстеритового, дунит-гарцбургитового и верлитового парагенезисов. Высокоалмазоносные кимберлиты второй группы (с низким содержанием пикроильменита) распространены более широко, чем первой. В МКП к ним относятся трубки Спутник, имени XXIII съезда КПСС, Интернациональная, в АМАР – Айхал и Юбилейная, в Верхнемунском – Заполярная, Поисковая, Новинка и Комсомольская-Магнитная. Все они характеризуются пониженным (до исчезновения) содержанием пикроильменита, высоким (или умеренным) – пироба. Содержание хромшпинелида повышено по сравнению с кимберлитами первой группы.

Анализ данных детальной и эксплуатационной разведки, а также алмазодобычи позволяет заключить, что продуктивность самых верхних частей диатрем (где они сохранились), выполненных осадочно-вулканогенными образованиями, всегда намного ниже, чем глубоких частей. В залегающих ниже породах раструба, представленных кимберлитовыми туфами и эруптивными кимберлитовыми брекчиями, содержание алмазов существенно повышено, хотя и также в значительной степени зависит от концентрации ксеногенного

материала. Неоднородность распределения алмазов в горизонтальных сечениях трубок более контрастны, чем в вертикальном разрезе. Разные фазы внедрения кимберлитов обычно имеют различную продуктивность. Зафиксирована особенность повышения алмазоносности более поздних фаз внедрения пород. Снижение алмазов в периферических зонах трубок связаны с повышенными концентрациями здесь материала вмещающих пород. Всестороннее исследование алмазов из коренных и россыпных месторождений позволили установить их типоморфные особенности и провести региональное и среднемасштабное районирование перспективных территорий. Алмазы из изученных коренных месторождений СП варьируют по морфологии от гладкогранных октаэдров (трубка Мир) до комбинационных кристаллов (Удачная, Сытыканская). В трубке Удачная (ДКП) среди мелких алмазов часто встречаются кубы, источником которых являются дезинтегрированные эклогиты. Изучение алмазов и ИМК подчеркивает актуальность минералогических исследований комплексом современных методов. С одной стороны – это фундаментальные исследования, позволяющие уточнять условия генезиса алмазосодержащих пород, с другой – это получение сведений прикладной направленности. Установление связей вещественно-индикационных параметров кимберлитового магматизма и геолого-структурного положения диатрем, позволяет выявлять как региональные, так и локальные типоморфные особенности ИМК и выяснять вопрос о коренных источниках полезного компонента в россыпях.

Литература

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашова А.Н. Типоморфные особенности алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С. 18–30.
2. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие. Вып.68. Воронеж: ВГУ. 2013. 100 с.
3. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 284 с.
4. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М.: Недра. 1991. 304 с.

ТИПОМОРФИЗМ ИЗУМРУДА КОЛУМБИИ, РОССИИ, ЗАМБИИ

Л.А. Зырянова, А.А. Зайцева

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, luizazyryanova@mail.ru

Исследованы геммологические характеристики, детализирован химический состав изумруда Колумбии, России, Замбии из коллекции Минералогического музея им. И.К. Баженова Томского государственного университета.

По результатам микрозондового анализа уточнен видовой состав минеральных включений в изумруде. В изумруде Колумбии обнаружены не упоминавшиеся ранее включения энстатита, хромшпинелида. Микропримеси натрия и хрома в пеннине и флогопите включений в изумруде Замбии могут считаться типоморфными.

Ключевые слова: изумруд, геммология, Колумбия, Россия, Замбия, минеральные включения.

Gemological parameters of the emerald from Colombia, Russia and Zambia were studied. The samples were taken in Tomsk state university mineralogical museum after I.K. Bazhenov.

Mineral composition of emerald inclusions was studied by microprobe analysis. The enstatite and chromspinelide were found in Colombian emeralds that were never described before. Details of chemical composition of the emeralds specified and crystal chemical formulae were estimated.

Keywords: emerald, gemology, Colombia, Russia, Zambia, mineral inclusion.

Геммологическая экспертиза драгоценных ювелирных камней, в том числе изумруда, требует определения страны-происхождения, поскольку при последующей их стоимостной оценке это учитывается и заметно отражается на стоимости (Gemstones, 2007).

Если минералогическая идентификация изумруда не представляет особых сложностей, то выяснение страны-происхождения при отсутствии исходной информации об этом, является непростой задачей. Несмотря на то, что основные признаки, позволяющие это делать, геммологам известны, довольно часто сомнение остается, поскольку не всегда и не все удается наблюдать. Поэтому любая новая информация, указывающая на страну-происхождения, становится актуальной.

Объектами наших исследований стали штуфные образцы и ювелирные вставки изумруда Колумбии, России и Замбии из коллекции Минералогического музея им. И.К. Баженова Томского государственного университета.

Наряду с основными геммологическими характеристиками изумруда нами уточнены детали химического состава и идентифицированы минеральные включения, которые и являются определяющими при установлении страны-происхождения.

Для образцов выполнен рентгеноспектральный ми-

кроанализ (РСМА) на растровом электронном микроскопе VEGAII LMU совмещенном с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy (Oxford Instruments Analytical, Великобритания) (аналитик К.В. Бестемьянова). Исследования порошковых проб образцов изумруда методом рентгеноструктурного анализа проводились на рентгеновском дифрактометре XPert PRO (PANalytical) (аналитик Т.С. Небера). Расшифровка дифрактограмм выполнена с помощью программного обеспечения PDF-4 и HighScore. Эмиссионный спектральный анализ проведен на базе спектрографа СТЭ-1 и ИСП-28 (аналитик Е.Д. Агапова). Оптические константы изумруда определены в ювелирных вставках с использованием стандартного геммологического рефрактометра фирмы «КЛИО» по стандартным методикам, плотность – гидростатическим методом (Зырянова и др., 2010). Все анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ.

Визуальная диагностика изумруда в образцах подтверждена результатами рентгеноструктурного анализа. Рассчитаны параметры элементарной ячейки изумруда каждого объекта, которые несколько отличаются от эталонных, что дополняет известную информацию об этом и, видимо, отражает вариации химического состава изумруда (таблица).

Таблица. Параметры элементарной ячейки изумруда исследованных образцов

Объект исследования	Параметры элементарной ячейки	
	a, Å	c, Å
Эталон [01-082-3048]*	9.2320	9.1870
Изумруд Замбии	9.2343	9.1800

Объект исследования	Параметры элементарной ячейки	
	a, Å	c, Å
Эталон [01-073-1916]*	9.2120	9.1870
Изумруд Колумбии	9.2283	9.1879
Эталон [01-080-7962]*	9.2410	9.1980
Изумруд Урал	9.2509	9.1933

Примечание. * – номер карточки по картотеке PDF-4 minerals.

Исследован химический состав изумруда всех объектов. В силу специфики структуры берилла, следовательно, и изумруда как его разновидности, становится удобной для изоморфных замещений (Бакакин и др., 1967).

Согласно Годовикову А.А. (Годовиков, 1975) общая кристаллохимическая формула берилла имеет вид: $A_2B_{3-0,5n}[Z_6O_{18}]R_n \cdot nH_2O$, где A = Al, Fe³⁺, Cr; Sc, в небольших количествах Mn, Mg, Li; B = Be, Li; Z = Si, немного Al, Ti; R = Na, K, Rb, Cs, Ca.

Исходя из этого, по результатам микрозондового анализа рассчитаны кристаллохимические формулы изумруда (содержание бериллия рассчитаны по части катионов).

Изумруд Колумбии:

$(Al_{1,52}Mg_{0,31}Cr_{0,10}Fe_{0,03})_{1,96}Be_{2,84}[Si_{6,01}O_{18}]Na_{0,32} \cdot 0,32H_2O$.
Урала (Россия):

$(Al_{1,73}Mg_{0,15}Fe_{0,06}Cr_{0,02})_{1,96}Be_{2,91}[Si_{6,01}O_{18}]Na_{0,18} \cdot 0,18H_2O$.
Замбии:

$(Al_{1,65}Mg_{0,30}Fe_{0,04}Cr_{0,02})_{2,01}Be_{2,87}[Si_{6,01}O_{18}]Na_{0,26} \cdot 0,26H_2O$.

Изумруд Колумбии отличается несколько повышенным атомным количеством хрома и пониженным железа.

Как известно, в качестве элементов-хромофоров в изумруде выступают хром, ванадий и железо. Уникальная голубовато-зеленая окраска изумруда связана с присутствием примеси хрома и в меньшей мере ванадия. Присутствие примеси железа вызывает появление желтоватого оттенка, что влечет ухудшение цветовых характеристик изумруда. Долгое время велись дискуссии, признавать ли истинным изумрудом тот, в котором заметное участие в возникновении окраски принимает ванадий. Дискуссии велись в основном по замбийскому изумруду, для которого высокие цветовые характеристики связаны, в том числе, и с ванадием. В настоящее время геммологическое сообщество приняло положительное решение, и теперь изумруд Замбии законно занимает своё место на мировом ювелирном рынке.

В исследованных образцах изумруда нас интересовало содержание ванадия. Микрозондовым анализом ванадий не был обнаружен (за пределами чувствительности метода). Для уточнения его содержания выполнен эмиссионный спектральный анализ, по результатам которого в изумруде Урала ванадий присутствует в количестве 0,06 мас. %, Колумбии – 0,05 мас. %. В изумруде Замбии его количество максимально и составляет 0,08 мас. %, что согласуется с ранее приводимыми содержаниями 0,001–0,110 мас. % (Андерсон, 1996).

Полученные данные о стандартных геммологических характеристиках (показатели преломления, двупреломление, плотность, люминесценция в длинноволновом УФ) с известными ранее не расходятся. Лишь для изумруда Урала немного расширен диапазон значений показателей преломления, начиная для $N_o = 1,581$ против ранее установленных 1,588 (Андерсон, 1996).

Как известно, основную информацию о стране-происхождения получают, исследуя в изумруде включения, в том числе минеральные, которые для ряда объектов являются характерными, отражая их генетическую принадлежность.

Если генезис месторождений Урала и Замбии однотипный – апогипербазитовые грейзены в контакте с телами пегматитов, то изумруд Колумбии приурочен к гидротермальным жилам в углистых сланцах. До настоящего времени некоторые вопросы, касающиеся генезиса колумбийского изумруда, остаются дискуссионными (Рингзруд, 2009).

До недавнего времени обнаружение в изумруде трехфазных включений было практически безусловным признаком его колумбийского происхождения (своего рода геммологическим типоморфизмом). Однако трехфазные включения (хотя не столь частые как в колумбийских) обнаружены и в изумрудах других месторождений (Рингзруд, 2009). Поэтому исследованию минеральных включений мы уделили особое внимание, желая получить новую или детализировать известную информацию о включениях. Минералы образцов последовательно диагностировались визуально, затем в шлифах в проходящем свете. Результаты микрозондового анализа позволили уточнить их химический состав и видовую принадлежность.

В качестве включений в изумруде Замбии установлены флогопит и пеннин. Рассчитанные кристаллохимические формулы для флогопита

$(K_{0,87}Na_{0,05})(Mg_{2,12}Fe_{0,48}Al_{0,29}Cr_{0,03})_2[Al_1(Si_3Ti_{0,03}O_{10})(OH,F)_2]$; для пеннина

$(Mg_{3,60}Fe_{0,81}Al_{0,40}Si_{0,06}Cr_{0,05}Mn_{0,03}Ca_{0,03}Na_{0,03})_5Al_1[Al_1Si_3O_{10}](OH)_8$.

Обращает внимание присутствие в минералах включений в качестве примесей хрома и натрия.

В изумруде Урала включения представлены флогопитом, пеннином, пироксеном смешанного жадеит-диопсидового состава и цирконом.

Кристаллохимические формулы

пироксена $(\text{Mg}_{0,62}\text{Na}_{0,20}\text{Fe}_{0,13}\text{Ca}_{0,03}\text{Al}_{0,98})_{1,01}[(\text{Si}_{1,57}\text{Al}_{0,43})_2\text{O}_6]$,
флогопита $\text{K}_1(\text{Mg}_{2,22}\text{Fe}_{0,46}\text{Al}_{0,39})_{3,07}[\text{Al}_1\text{Si}_{3,01}\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$,
пеннина $(\text{Mg}_{3,29}\text{Fe}_{0,96}\text{Si}_{0,74}\text{Mn}_{0,02}\text{Al}_{0,99})_{5,01}[\text{Al}_1\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_8$,
циркона $(\text{Zr}_{0,99}\text{Hf}_{0,01})_{1,00}[(\text{Si}_{0,97}\text{Fe}_{0,02})_{0,99}\text{O}_4]$.

Минеральные включения в изумруде Урала и Замбии отражают генетическое родство месторождений. Присутствие в изумруде Замбии включений флогопита и пеннина с микропримесями хрома и натрия может свидетельствовать о более высоком содержании в исходной минералообразующей среде этих элементов и является типоморфным.

Включения в колумбийском изумруде совсем иные и представлены доломитом, магнезитом, энстатитом и хромшпинелидом. Кристаллохимические формулы доломита $\text{Ca}_{1,01}(\text{Mg}_{0,92}\text{Fe}_{0,07})_{0,99}[\text{CO}_3]_2$, магнезита $(\text{Mg}_{0,923}\text{Fe}_{0,058}\text{Ca}_{0,016}\text{Mn}_{0,003})_1[\text{CO}_3]$, хромшпинелида

$(\text{Fe}_{0,69}\text{Mg}_{0,16}\text{Ca}_{0,12}\text{Zn}_{0,03})_1(\text{Cr}_{1,48}\text{Fe}_{0,28}\text{Al}_{0,19}\text{Si}_{0,04}\text{V}_{0,02})_{2,01}\text{O}_4$, энстатита $(\text{Mg}_{1,72}\text{Si}_{0,20}\text{Fe}_{0,07}\text{Ca}_{0,01})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Ранее в качестве включений в изумруде Колумбии энстатит и хромшпинелид не отмечались.

Таким образом, проведенные исследования позволили уточнить химический состав изумруда, видовой состав минеральных включений в изумруде Замбии и Урала, расширить известный список минеральных включений в изумруде Колумбии, дополнив его энстатитом, хромшпинелидом. Присутствие в изумруде в качестве включений флогопита и пеннина с микро-

примесями натрия и хрома предлагаем рассматривать как признак изумруда Замбии. Проведенные исследования расширяют известные признаки, используемые при определении страны-происхождения изумруда, и возможно, будут интересны при решении некоторых спорных моментов, связанных с условиями образования изумруда Колумбии.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Андерсон Б. Определение драгоценных камней: Пер. с англ. М: Мир камня, 1996. 281 с.
2. Бакакин В.В., Рылов Г.М., Белов Н.В. О корреляции химического состава и параметров элементарной ячейки бериллов. // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. С. 1404–1407.
3. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 525 с.
4. Зырянова Л.А., Баева А. А. Идентификация ювелирных камней. Диагностическое оборудование: Учебное пособие. Томск: ООО РИА «Троян», 2010. 160 с.
5. Рональд Рингзруд. Изумруд. Исследование страстного знатока. Издательство «Ювелирный дом KLUEV», 2009. 412 с.
6. Gemstones. ООО Типография «PrintHouse», 2007. №2. 94 с.

УДК 553.637

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В БОРНЫХ МИНЕРАЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.Ю. Избродина

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, sizbrodina@mail.ru

Работы проводились в рамках базовой темы ГИН СО РАН. № гос. рег. ААААА21-121011390003-9.

В статье рассматривается уникальная борная минерализация месторождения Солонго. Приводятся данные по изотопному составу кислорода в людвигите, роуте и сахаите из образца борной руды Солонго. В результате сопоставления показателя изотопного состава кислорода для сахаита ($1,0\text{‰ } \delta^{18}\text{O v-SMOW}$) с имеющимися литературными данными, выясняется его сравнительная обогащенность легким изотопом кислорода. Предполагается участие метеорных, а именно талых, вод в процессе формирования месторождения.

Ключевые слова: *скарны, магнезиальные скарны, изотопный состав кислорода, боросодержащие месторождения, месторождения бора, бораты, борные минералы, борные руды, сахаит, Солонго.*

The article discusses the unique boric mineralization of the Solongo deposit. Data on the isotopic composition of oxygen in ludwigite, rouite, and sakhaite from the Solongo boron ore sample are presented. As a result of comparing the oxygen isotope composition index for Sakhaite ($1.0\text{‰ } \delta^{18}\text{O v-SMOW}$) with the available literature data, its comparative enrichment in the light oxygen isotope is revealed. It is assumed that meteoric waters, namely melt waters, will participate in the formation of the deposit.

Keywords: *skarn, magnesian skarns, oxygen isotope analyses, boron-bearing deposits, boron deposits, borates, boric minerals, boric ores, sakhaite, Solongo.*

Месторождение Солонго расположено в Озерном рудном узле на юго-востоке Еравнинского района Республики Бурятия. Месторождение комплексное: здесь описаны магнетитовые, борные, цинковые и молибденовые рудные тела.

Промышленная магнетитовая минерализация представлена на месторождении рядом линзо- и пластообразных тел, расположенных между пачками вулканогенно-осадочных и карбонатных пород. В центре месторождения на дневную поверхность в виде штока выходит массив лейкократовых гранитов. В зоне контакта гранитов вмещающие породы претерпели разнообразные интенсивные изменения с образованием скарнов, роговиков, кальцифиров, грейзенов. Скарны представлены известковыми и магнезиальными разностями. Вулканогенно-осадочные породы и руды прорваны более молодыми дайками сиенитов и диоритов.

В 1961 году при проверке аэромагнитных аномалий здесь были обнаружены магнетитовые рудные тела, и участок получил название Магнетитового. В 1964 году сотрудники борной группы ВИМСа под руководством А.Е. Лисицина изучили борную минерализацию, прослеженную в виде двух полос вдоль всячего контакта железорудного тела в скарнах. Тогда же в образцах из скарна был выявлен новый минерал – курчатовит (Малинко и др., 1966). Впоследствии в результате работ на месторождении Борной партии в 1968–1969 году на южном фланге участка Магнетитовый были вскрыты бороносные скарны и кальцифиры мощностью до 40 м, а также был выявлен сахаит в сахаит-курчатови-

товом рудном теле промышленных параметров. Запасы бора были признаны перспективными, и участок перешел в категорию месторождения. За уникальное разнообразие редких минералов бора на месторождении оно получило название Солонго, что в переводе с бурятского означает «радуга» (Виноградов и др., 1975ф). На месторождении магниево-кальциевые бораты (курчатовит, сахаит) ассоциируют как с магниевыми боратами (суанит, людвигит, флюороборит, ссайбелиит), так и с кальциевыми боратами (фроловит, сибирскит, вимсит, пентагидроборит) (Малинко, 1970). В результате дальнейших исследований на месторождении были описаны такие уникальные боросодержащие минералы, как: солонгоит (1974), федоровскит (1974), гексагидроборит (1977), бурятит (2001), витимит (2001). Также описано более 10 редко встречающихся (людвигит, роуит, джонбаумит, фроловит, пентагидробарит и др.).

В рамках нашего исследования был проведен анализ изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ по 6 группам образцов пород и руд месторождения, в том числе был проанализирован образец борной руды (рис. 1). Образец представляет собой кусок керна, в котором борная минерализация представлена курчатовитом, сахаитом, роуитом в виде мелко- тонкозернистых агрегатов, слагающими гнезда и прожилки.

Были получены следующие показатели изотопного состава кислорода: сахаит 1,0‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW, роуит 2,7‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW, людвигит – 1,9‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW (Избродина и др., 2019). Сравнение полученных данных с литературными было проведено в части показателей для сахаита (рис. 2).

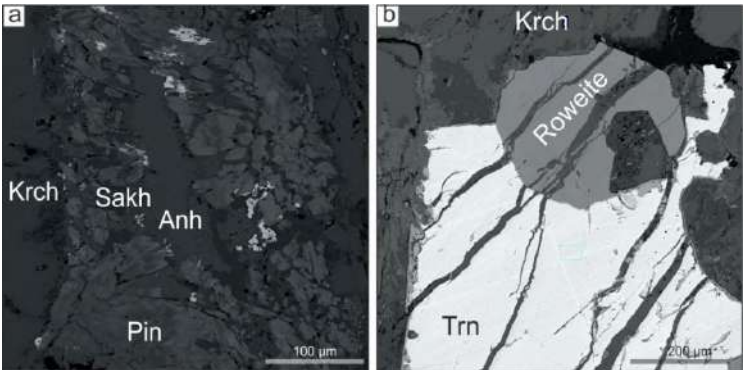


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в образце борной руды с месторождения Солонго (Сол-844). Sakh- сахаит, Krch – курчатовит, Pin – пинакиолит, Trn- турнорит, Anh –ангидрит. BSE-фото.

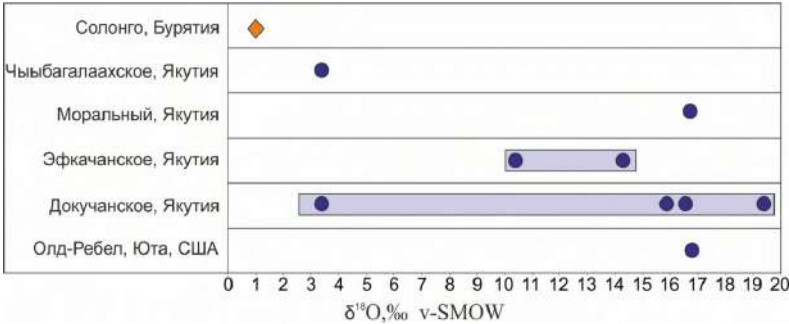


Рис. 2. Систематика изотопного состава кислорода в сахаите месторождения Солонго. Литературные данные по месторождениям Якутии и США по (Александров, 1990).

Работы выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

Литература

1. Александров С.М. Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах. М.: Наука, 1990. 334 с.
2. Виноградов Б.К., Дорошкевич Л.С., Ковальская В.Н., Никитина М.А., Михайлов В.М. Месторождение Солонго. Отчет Борной партии о результатах поисковых и разведочных работ за 1970–1975 гг. Улан-Удэ. 1975.
3. Избродина С.Ю., Рампилов М.О., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Первые результаты изотопного изучения железо-борного месторождения Солонго (Бурятия) // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Материалы V Всероссийской молодежной научной конференции. 2019. С. 39–40.
4. Малинко С.В. Вещественный состав и условия образования боратовой минерализации, генетически связанной с известковыми скарнами. Отчет. ВИМС. Москва, 1970.
5. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Дорофеева К.А., Островская И.В., Шашкин Д.П. Курчатовит - новый минерал // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1966, Ч.95, С.203–209.

УДК 553.89

КОНДИЦИОННОСТЬ НЕФРИТА НЫРДВОМЕНШОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Е.В. Кислов^{1,2,3}, М.П. Попов^{2,4}, Ф.М. Нурмухаметов⁴

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru;

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³Бурятский госуниверситет, Улан-Удэ, Россия

⁴Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9, ИГиГ УрО РАН № АААА-А18-118052590028-9, АААА-А18-118052590032-6 и по договору с Департаментом Природных ресурсов ЯНАО.

Приведена история геологического изучения и освоения Нырдовоменшорского месторождения нефрита на Полярном Урале. Охарактеризованы: геология района, строение и состав нефритоносных тел, аллювиальной россыпи. Изучена коллекция полированных пластин нефрита, приведена характеристика их качества. Сделан вывод, что сырье Нырдовоменшорского месторождения не соответствует кондиционному нефриту. Для отнесения сырья к нефритоиду необходимо дополнительное изучение блочности.

Ключевые слова: нефрит, Нырдовоменшор, качество сырья

The history of geological exploration and development of the Nyrdomenshorsky nephrite deposit in the Polar Urals is presented. Characterized: geology of the area, structure and composition of nephrite-bearing bodies, alluvial placer. A collection of polished jade plates has been studied, and a characteristic of their quality has been given. It was concluded that the raw material of the Nyrdomenshor deposit does not correspond to the conditioned jade. To classify raw materials as nephritic, additional study of blockiness is necessary.

Keywords: nephrite, Nyrvomenshor, quality of raw material

Месторождение Нырдовоменшор находится в экзоконтакте гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале. Расположено оно в Приуральском районе Ямало-Ненецкого автономного округа в бассейне верхнего и среднего течения ручья Нырдовомен-Шор, в 56 км к северо-западу от г. Лабытнанги.

Первые находки нефрита были сделаны в 1974 г. специалистами СПО «Северкварцсамоцветы», кото-

рые в 1975–1980 гг. провели работы по выявлению промышленных запасов нефрита и жадеита. Было выявлено 250 точек проявлений нефрита и 60 жадеита, как в коренном залегании, так и в валунчатых россыпях. На отдельных из них была проведена промышленная оценка с подсчетом запасов по категории С₂. Попутно проводились опытно-эксплуатационные работы. Протоколом № 20\7 от 26.02.1982 г. Мингео СССР по

месторождению Нырдовоменшор были утверждены балансовые запасы нефрита по категории С₁ в количестве 21,8 т. За 1980–1981 гг. добыто 21,8 т поделочного нефрита 1 сорта из аллювиальных россыпей.

В 1985–1990 гг. Полярно-Уральская геологоразведочная экспедиция провела геологические исследования в составе работ ГДП-50 в этом районе. В 1991 г. МГП «Норд Рифей» выполнило геологоразведочные работы по переоценке проявлений нефрита и жадеита. Протоколом геологической секции НТО «ЗапСибкомгеологии» от 28.12.1991 г. № 46/91 апробированы прогнозные ресурсы кат. Р2 в количестве: нефрит – 1 000 т; жадеит – 5 000 т, яшма – 10 000 т.

Управление по недропользованию по Ямало-Немецкому автономному округу 14.10.2013 г. выставило участок Нырдовоменшорский (нефрит, жадеит, яшма) на аукцион, но ни одна из 4 компаний, подавших документы, не была до него допущена, аукцион не состоялся. 31.07.2014 г. региональными властями был создан природный парк «Полярно-Уральский», куда вошла территория лицензионного участка.

НТС-Уралнедра протоколами от 25.12.2019 г. № 24-ТВ и от 06.10.2020 г. № 12-ТВ апробировал прогнозные ресурсы нефрита, жадеита и яшмы участка Райизский, не вошедшего в состав природного парка, для включения в Перечень участков недр, предлагаемых для предоставления в пользование: нефрит (сырец) по Р₂ – 1 000 т, Р₃ – 2 000 т; жадеит (сырец) по Р₂ – 5 000 т, Р₃ – 10 000 т; яшма (сырец) по Р₂ – 11 000 т.

Департамент по недропользованию по Уральскому федеральному округу 09.11.2020 г. объявил аукцион на право пользования недрами с целью геологического изучения, разведки и добычи нефрита, жадеита и яшмы на участке Райизский. По результатам аукциона выдана лицензия ООО «Салехардское горно-рудное предприятие».

Месторождение Нырдовоменшор приурочено к зоне северного тектонического экзоконтакта ультраосновного массива Рай-Из с метаморфическими и интрузивными породами Харбейского блока среднего-позднего протерозоя и метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами Лемвинской структурно-фациальной зоны палеозойского возраста. Массив Рай-Из сложен в основном гарцбургитами, дунитами и их серпентинитовыми разновидностями. Палеозойские осадочно-вулканогенные образования представлены глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами с прослоями метаэффузивов основного состава. Контакт массива Рай-Из представляет собой зону полимиктового меланжа с развитием метасоматитов: диопсидиты, родингиты, плагиоклазиты, альбит-жадеиты, нефриты. Распространены элювиально-делювиальные, флювиогляциальные и аллювиальные отложения: степень обнаженности 15–20 %.

Проявления нефрита известны в коренном залегании, развалах и россыпях, приурочены преимущественно к зонам Нырдовоменшорского и Хараматаловского разломов в пределах зоны серпентинитового меланжа, в приконтактовых зонах апогаббровых тел.

В коренном залегании нефрит встречается в виде более 300 линзообразных жил протяженностью 1–60 м, мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Выделено 5 основных типов локализации нефритовых проявлений: нефритовые жилы в серпентинитах; на контакте серпентинитов с метаэффузивами; метаэффузивах; на контакте родингитов по габброидам с серпентинитами; в родингитах (Сутурин и др., 2015).

Нефритовые жилы, локализующиеся в серпентинитах, характеризуются незначительным объемом до 2 м³ сырья. Нефритовые линзы одеты в рубашку из ветвистых прожилков тремолита спутанно-волокнистой структуры и рассланцованного нефрита. Плотные образования нефрита на контакте встречаются в виде желваков размером от 1 до 15 см по длинной оси. В центральных частях жил этого типа отмечаются участки плотного, однородного, но трещиноватого нефрита. Нефрит желвачков имеет спутанно-волокнистую структуру, а рассланцованный – параллельно-волокнистую с участками спутано-волокнистой структуры. Мелкие трещины нефрита залечены иголочками тремолита. Нефрит в этих линзах и желвачных образованиях, как правило, светло-, зеленовато-серый, темно-зеленый; просвечиваемость незначительная, трещиноват. Линзы этого типа, встреченные в менее рассланцованных серпентинитах, слабо катаклазированы, однако качество низкое из-за блеклых оттенков, низкой просвечиваемости и повышенной трещиноватости.

Жилы нефрита, залегающие на контакте серпентинитов с метаэффузивами, характеризуются большей протяженностью – до 15 м, мощность их до 2 м. Контакт нефрита с метаэффузивами четкий; нефрит незначительно (не более 1–2 см) рассланцован и хлоритизирован. Серпентиниты в контакте с нефритом пронизаны сетью ветвистых прожилков спутанно-волокнистого тремолита, который ближе к жиле переходит в желвачные образования нефрита размером до 1,5 м. В рассланцованном нефрите наблюдается интенсивная хлоритизация и оталькование. Ближе к метаэффузивам нефрит более плотного сложения; просвечиваемый по контактам и трещинам; коричневато-зеленого цвета, в монолитных частях светло-зеленого цвета, зачастую с синеватым оттенком. В массе нефрита отмечаются единичные точечные включения рудных минералов (хромита, магнетита), причем ближе к серпентинитам количество их возрастает.

Будинированные жилы и линзы нефрита, залегающего в метаэффузивах, характеризуются небольшим объемом сырья (не более 2 м³ отдельная линза или будина). Качество нефрита в будинах и линзах зависит от наличия «ксенолитов» серпентинитов в нем и расположения их в тектонически подвижных швах или закрытых зонах разломов. В тектонически подвижных зонах отмечаются четковидные будинированные жилы нефритов с реликтами серпентинитов; нефрит нацело рассланцован, тремолитизирован, оталькован; обладает пониженной твердостью и имеет коричневато-зеленый цвет. Нефрит в зонах закрытых разломов представлен

отдельными будинами, серией линз, несущих реликты серпентинитов, имеет массивное сложение; ярко-зеленые разности присутствуют лишь в центральных частях будин, а основная масса нефритовых тел состоит из нефрита коричневато-зеленого цвета; зачастую интенсивно трещиноват.

Нефритовые жилы на контакте родингитов по габброидам с серпентинитами имеют, как правило, четко выдержанную жилообразную форму. Размеры жильных тел нефрита варьируют от тонких прожилков до жил мощностью 2 м и протяженностью до 15 м. Жильные тела имеют неоднородное строение; нефрит незначительно рассланцован. Плотный нефрит жильных тел имеет неоднородную пятнистую окраску. Среди синевато-зеленого полупрозрачного нефрита наблюдаются прожилки, пятна, обособления белого цвета зернистого сложения. В отдельных случаях в нефрите наблюдаются звездчатые образования кристаллов диопсида размером более 5 см. В другом случае, когда родингиты и связанные с ними нефритовые тела отстоят значительно далее от массива (развал 19), нефритовые жилы имеют более однородное сложение и более сложный характер контакта с родингитами и серпентинитами. Нефритовые тела, вскрытые горными выработками, имеют незначительные размеры, однако размер глыб до 3 м по длинной оси в районе нефритовой минерализации позволяет предположить существование крупных нефритовых тел. Наблюдаемые контакты нефритов с серпентинитами показывают наличие в серпентинитах ветвистых прожилков спутанно-волокнистого тремолита, который постепенно переходит в мономинеральный непрозрачный тремолит с реликтами до 0,5 см серпентинита и, постепенно, в светло-зеленый полупрозрачный нефрит, который распределен в родингитовом теле крайне неравномерно, заполняя полости, карманы, извилины контактов. Иногда нефрит контактирует непосредственно с габброидами – в этом случае нефрит менее плотный, прозрачность у него ниже, твердость неоднородная. Визуально в нефрите отмечаются редкие зерна рудных минералов и точечные обособления ярко-зеленого уваровита.

Выходы нефрита наблюдаются также непосредственно среди родингитов. Это небольшие жильные тела (ксенолитный тип) с четкими тектоническими контактами, имеющими волнистую линию. Для жил характерны пережимы, разрывы, ветвистые прожилки спутанно-волокнистого непрозрачного тремолита. На отдельных участках нефритовых жил наблюдаются интенсивно тремолитизированные реликты серпентинитов. Нефрит преимущественно серо-зеленого цвета, неоднородной окраски, с реликтами серпентинитов не более 0,5 см, что придает нефриту пятнистую окраску; просвечиваемость слабая; твердость неоднородная. Участки светло-зеленого просвечиваемого нефрита невелики.

Эрозия большинства нефритовых жил месторождения Нырдовоменшор дала основную массу глыбово-валунного материала, составляющего промышленное ледниково-аллювиальное россыпное месторождение –

основной объект добычи нефрита. В процессе транспортировки валунов произошло естественное улучшение качества нефрита за счет истирания тальк-тремолитовой рубашки (Сутурин и др., 2015).

Аллювиальная россыпь нефрита приурочена к русловой и пойменной частям ручья Нырдовомен-Шор и его притоков – ручьев Нефритовый и Образцовый. Ширина россыпи колеблется 20–60 м, протяженность до 4,5 км. Размер валунов нефрита 0,1–2,9 м. Средняя частота встречаемости составляет 1 валун на 680–700 м².

Для оценки качества нефрита месторождения Нырдовоменшор, включающего Нырдовоменшорский и Райизский участок, было изучено 8 полированных пластин из аллювиального материала.

Окраска нефрита чаще неоднородная, встречаются разности с однородным цветом. Струйчатая серовато-зеленая до оливково-зеленой, светлая зеленовато-серая со струями яркого светло-зеленого цвета. Темная серовато-зеленая, зачастую с пятнами, хлопьями более светлого серовато-зеленого цвета до 3 мм в поперечнике, отмечено причудливое чередование темных и светлых серо-зеленых пятен с небольшими струйками ярко-зеленого цвета.

Характерны тонкие редкие зерна рудных минералов – в светлых участках они отсутствуют. В темных разностях равномерно распределены зерна рудного минерала до 2 мм размером, составляющие до 3 % площади образца. В образцах нефрита по всей поверхности многочисленные визуальны различимые игольчатые кристаллы тремолита. Отмечены матовые корочки выветривания более светлого серовато-зеленого цвета до 0,5 см мощностью. Просвечиваемость до 0,2 см у темных разновидностей, до 0,5 см у светлых.

Характерна интенсивная трещиноватость, у некоторых она доходит до разлинзованности. Полировку нефрит принимает плохо с интенсивной шагренью, щербинами. Реже проявлена зеркальная поверхность, но с щербинами, либо шагренью, струйчатым рисунком и проявлением трещин. Зачастую поверхность неоднородная: участки развития посторонних минералов практически не принимают полировки, остаются матовыми.

Исходя из этих качественных характеристик можно сделать вывод, что сырье Нырдовоменшорского месторождения не соответствует кондиционному нефриту (Технические..., 1990). Для отнесения сырья к нефритоиду необходимо дополнительное изучение блочности, поскольку отнесение к нефритоиду требует минимального размера сортового камня без трещин, нарушающих сплошность блоков 150×150×150 мм (Технические..., 1990).

Литература

1. Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.
2. Технические условия ТУ 41-07-052-90. Камни цветные природные в сырье. М.: НПО «Кварцсамоцветы», 1990. 28 с.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОЙ И БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОЙ СФЗ

Э.Н. Кунгулова, О.В. Бухарова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, elvirakungulova@mail.com

Исследование выполнено в рамках Госзадания Министерства Науки и высшего образования РФ (проект №0721-2020-0041)

Представлены результаты кластерного и факторного анализов, выполненных по данным геохимического исследования кварца, отобранного из жил зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ. Произведена интерпретация данных, которая позволила выделить типоморфные элементы-примеси в кварце, определив его геохимические особенности и позволив его типизировать. По содержанию и характеристическому набору химических примесей в кварце допускаем наличие нескольких источников вещества и воды, появление которых в гидротермальной системе обусловлено рядом геологических процессов, в частности, метаморфическим и метасоматическим.

Ключевые слова: жильный кварц, кластерный анализ, факторный анализ, Центрально-Азиатский складчатый пояс

The results of cluster and factor analyses performed according to the geochemical study of quartz selected from the veins of the junction zone of the Baikal-Muiskoy and Barguzino-Vitimskoy SFZ are present. The interpretation of the data was carry out, which made it possible to identify typomorphic elements-impurities in quartz, determining its geochemical features and allowing it to be typed. According to the content and characteristic set of chemical impurities in quartz, we assume the presence of several sources of matter and water, the appearance of which in the hydrothermal system is due to a number of geological processes, in particular, metamorphic and metasomatic.

Keywords: vein quartz, cluster analysis, factor analysis, Central-Asian folded belt

Объектом исследования являлись кварцевые жилы, приуроченные к тектоническим трещинам, связанным с развитием надвиговых и сдвиговых деформаций в районе сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон в пределах Байкало-Витимской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса. Образцы кварца были отобраны из мономинеральных участков разноориентированных кварцевых жил, локализованных в различных по составу вмещающих породах (Kungulova et al., 2019). В ходе исследований проведена интерпретация данных по содержанию микропримесей в кварце с целью выявления геохимической особенности минерала, что позволяло детализировать условия образования кварцевых жил. Для достижения поставленной цели статистически обработаны результаты рядового опробования (интервал опробования 1 метр), предоставленных компанией NordGold в количестве 718 проб кварца, из которых 381 были представлены жильным кварцем из вмещающих терригенных пород вендского возраста (участок Береговой), 78 проб субвулканических пород рифейского возраста (участок Отвесный) и 259 пострифейских гранитоидах (участок Кривой). В среднем расстояние между участками составляет 10 км. Геохимические данные получены методом ICP-MS на 32 элемента.

В выборку вошли пробы кварца без микровключений рудных минералов, которые не содержали в анализах Pb, Zn, Cu, Ag, Au. На основе полученной выборки были проведены кластерный и факторный анализы в

программе STATISTICA, которые позволяют, в первом случае, разбить множество по признакам на однородные группы (кластеры), а во втором, исследовать внутреннюю структуру ковариационной и корреляционной матриц системы признаков изучаемого объекта (Дубровская, Князев, 2011).

Процедура кластеризации методом k-средних выявила наличие 3 групп (таблица 1). В первый кластер вошли 21 проба кварца участка Кривого и 98 – Берегового. На формирование данного кластера оказывает влияние группа элементов Mn, K, Al, Li, Be, Mg, V, Ti, Sc.

Основными элементами, влияние которых формирует кластер №2 стали Na, Y, Ba, Zr, La. В этот кластер вошли пробы кварца всех трех участков: 51 с участка Кривого, 30 Отвесного, 90 Берегового.

Кластер №3 сгруппировался под влиянием As, P, Co, Ni, Sr, Ca, Fe. Данный кластер объединил 58 проб кварца участка Кривого, 24 Отвесного и 204 Берегового.

Таким образом, кластеризация позволила выделить группы элементов примесей, которые позволяют геохимически типизировать кварц, при этом неоднородность внутри кластера (присутствие образцов всех участков в трех кластерах) не дает основание геохимически идентифицировать кварц из разных жильных серий. Анализ распределения выделенных кластеров в теле жил относительно боковых пород не выявил закономерности, что позволяет предполагать блоково-ячеевое строение кварцевых жил.

Таблица 1. Среднее и среднеквадратические значения содержания элементов внутри кластеров, вес. %

	1 кластер		2 кластер		3 кластер	
	$\bar{\chi}_{\text{ap}}$	σ	$\bar{\chi}_{\text{ap}}$	σ	$\bar{\chi}_{\text{ap}}$	σ
Al	5,76	1,63	4,14	1,61	0,96	0,81
As	8,42	10,18	4,42	1,96	3,77	3,47
Ba	806,62	296,38	688,88	572,13	190,58	341,25
Be	5,20	1,85	2,93	1,16	0,86	0,50
Ca	6,89	2,72	3,06	2,97	1,12	1,31
Co	16,61	20,88	5,53	6,04	3,99	8,29
Fe	5,41	2,25	2,58	1,13	1,28	1,17
K	2,93	0,83	2,21	1,03	0,50	0,46
La	18,65	10,43	27,45	21,65	5,59	7,48
Li	30,64	18,06	13,87	8,71	3,83	3,34
Mg	2,19	0,75	0,82	0,55	0,25	0,24
Mn	1525,24	1280,58	746,11	851,79	245,21	234,32
Na	0,29	0,30	0,65	0,77	0,15	0,29
Ni	57,65	55,35	17,11	13,65	10,79	10,22
P	0,06	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
Sc	15,83	5,98	6,43	2,81	1,89	1,50
Sr	322,17	145,51	151,56	146,94	57,33	65,76
Ti	0,20	0,08	0,09	0,04	0,03	0,02
V	83,67	33,47	30,75	17,10	9,92	8,51
Y	13,68	9,29	11,73	9,68	3,20	2,65
Zr	44,36	14,25	59,58	70,25	10,54	14,48

Примечание. $\bar{\chi}_{\text{ap}}$ – среднее содержание в пределах кластера, σ – стандартное отклонение в пределах кластера

Факторный анализ выделил пять факторов, суммарная нагрузка первых двух составила около 65%, при вариативности первого фактора 10%, а второго только 3% (Таблица 2).

В координатах главных факторов фигуративные точки кварца обособляются в два поля (рис. 1). Первое поле вытягивается вдоль оси X, немного смещенное в квадранты II, III и объединяя пробы кварца жил участка Берегового. Второе поле складывается из фигуративных точек проб кварца из жил Кривого и Отвесного участков, располагаясь преимущественно в квадрантах I и IV. Такое расположение указывает на наличие корреляционных связей примесных элементов

в кварце разных серий жил. В свою очередь, наложение данных кластерного анализа, все же подчеркивает изменчивость системы. Типоморфными элементами-примесями следует считать характеристики второго фактора: Co-Ni-As-Fe и La-Zr-Ba-Na-K. Формирование жильного кварца связано с гидротермальным раствором, в котором присутствовали химические элементы из нескольких источников. Прежде всего, это элементы, экстрагированные из гранитоидного расплава, на что указывает ассоциация элементов второго фактора La, Zr, Ba, Na, K, Y и фиксируется в большей степени в кварце участка Кривого, в меньшей степени Отвесного и минимально Берегового.

Таблица 2. Степень влияния переменных в пределах факторов

Переменные	Фактор 1	Фактор 2	Переменные	Фактор 1	Фактор 2
As	-0,29	-0,44	Na	-0,12	<u>0,46</u>
Ba	-0,60	<u>0,52</u>	Ni	-0,51	-0,51
Be	-0,90	0,20	P	-0,68	-0,26
Ca	-0,71	-0,37	Sc	-0,95	-0,05
Co	-0,39	-0,57	Sr	-0,68	-0,34
Fe	-0,77	-0,41	Ti	-0,92	0,08
K	-0,82	<u>0,42</u>	V	-0,92	-0,10

Переменные	Фактор 1	Фактор 2	Переменные	Фактор 1	Фактор 2
La	-0,42	<u>0,69</u>	Y	-0,58	0,18
Li	-0,84	0,01	Zr	-0,39	<u>0,62</u>
Mg	-0,90	-0,20	Al	-0,87	0,40
Mn	-0,62	-0,047	Expl.Var	<u>10,34</u>	<u>3,11</u>

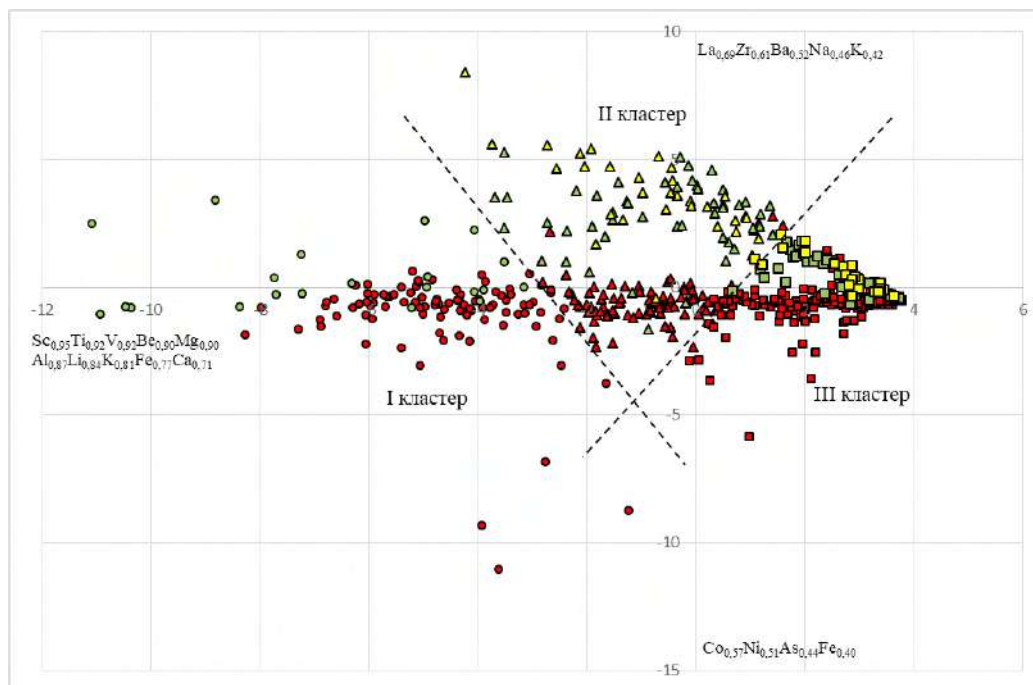


Рис. 1. Распределение проб жильного кварца в координатах факторов
Ось X – Фактор 1, Ось Y – Фактор 2. Красным цветом обозначены пробы участка Береговой, желтым – участка Отвесный, зеленым – участка Кривой. Обозначение кластеров: I-кружки, II-треугольники, III-квадраты

Ассоциация Co, Ni, As и Fe, совместно с Ca, Mg, P, Sr, V характерная для базитовых пород, могла быть вовлечена в гидротермальную систему в процессе фильтрации через рифейские породы, что нашло отражение в геохимии кварца Берегового участка, в меньшей степени Отвесного. Ассоциация Sc, Ti, V, Be, Mg, Al, Li геохимически контрастна и, в равной степени, может быть связана с магматическими (гранитоидные магмы) и с осадочными породами. Соответственно, при такой вариативности фактора можно предположить и ассимиляционный и инфильтрационный источники этих элементов-микропримесей в кварце (Бараш, 2001).

Таким образом, кластерный и факторный анализы позволили условно типизировать кварц жил. Среда, из которой формировались жилы, была геохимически динамичной, меняющейся. Комплекс примесей и их содержание в кварце разных жильных систем дает основание говорить о нескольких источниках вещества и возможно нескольких источников воды, появление которых в гидротермальной системе обусловлено

геологическими процессами (метаморфическим, метасоматическим).

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ

Литература

1. Kungulova, E.N., Kremer, I.O., Tishin, P.A. Structure of quartz-vein zones in South Muysky block of the Western Transbaikalia, International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM, 2019, 19 (1.1), pp. 545–552.
2. Компьютерная обработка естественно-научных данных методами многомерной прикладной статистики / Дубровская Л.И., Князев Г.Б. Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс», Томск, 2011. 120 с.
3. Интерпретация геохимических данных / Бараш И.Г., Буланов В.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Сизых А.И., Складов Е.В. Москва: Изд-во «Интерметинжиниринг», 2001. 288 с.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КИНГАШСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

М.А. Ложкина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, m_mishenina@mail.ru

В работе приводится характеристика рудных ассоциаций Кингашского массива, знаменитого медно-никелевым оруденением и сопровождающим его благороднометалльной минерализацией. По структурно-текстурным особенностям и локализации выделены два типа руд. Первый тип – обильная сульфидная вкрапленность в интерстициях. Второй тип – сливные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, нередко брекчированные руды.

Ключевые слова: Кингашский массив, ультрамафиты, рудные минералы, благороднометалльная минерализация

The paper presents the characteristics of ore associations of the Kingash massif, famous for copper-nickel mineralization and accompanying noble metal mineralization. Two types of ores were identified according to the structural and textural features and localization. The first type is abundant sulfide dissemination in the interstices. The second type is confluent, nested-disseminated, vein-disseminated, often brecciated ores.

Keywords: Kingashsky massif, ultramafites, ore minerals, noble metal mineralization

Объектом исследования является кингашский комплекс с его уникальной рудной минерализацией. В работе приводится характеристика руд одного из массивов комплекса, одноименного Кингашского массива, в котором рудная минерализация представлена наиболее широко.

Массив отличается довольно сложным внутренним строением (Чернышов и др., 2004, Чернышов и др., 2010), в плане представляет собой крупную лин-

зу, вытянутую в северо-западном направлении (рис. 1) и имеет согласное залегание с породами обрамления. В петрографическом отношении представлен кумулятивными дунитами, в меньшей степени пикритами и верлитами. Первая из перечисленных разновидностей является рудовмещающей и относится к наиболее ранним дифференциатам исходного высокомагнезиального пикритового расплава.

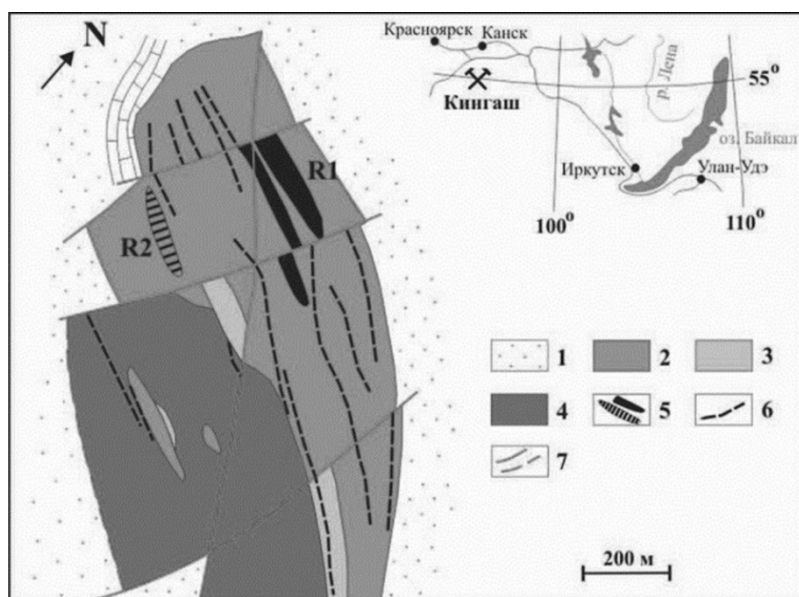


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кингашского массива (Юричев, 2014)

1 – позднеархейская бирюсинская свита, представленная амфиболитами и гнейсами с прослоями мраморов; 2, 3 – ультрамафиты: 2 – дуниты и верлиты, 3 – клинопироксениты; 4 – габбро; 5 – продуктивные горизонты: разведанный (R1), предполагаемый (R2); 6 – отдельные тела с вкрапленной пентландит-пирротин-халькопиритовой минерализацией; 7 – тектонические нарушения

Рудная минерализация представлена хромшпинелидами и сульфидами. Наибольшее внимание уделено сульфидной минерализации, которая определяет мед-

но-никелевую и благороднометалльную специализацию комплекса. Исследования проводились на сканирующем растровом электронном микроскопе Tescan

VEGA II LMU, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA Energy (OXFORD Instruments Analytical, Великобритания) (ЦКП «АЦГПС», ТГУ, Томск), аналитик О.В. Бухарова.

По структурно-текстурным особенностям и характеру локализации выделяют два типа руд (рис. 2). Первый тип является наиболее ранним, формировался при кристаллизации расплава, обогащенного рудными компо-

нентами и представляет собой обильную сульфидную вкрапленность в интерстициях оливина. Второй тип – это сливные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, часто брекчированные руды, приуроченные к аподунитовым серпентинитам. Их образование, вероятно, происходило в тектонических зонах в процессе аллометасоматической серпентинизации, способствующей перераспределению рудного вещества.

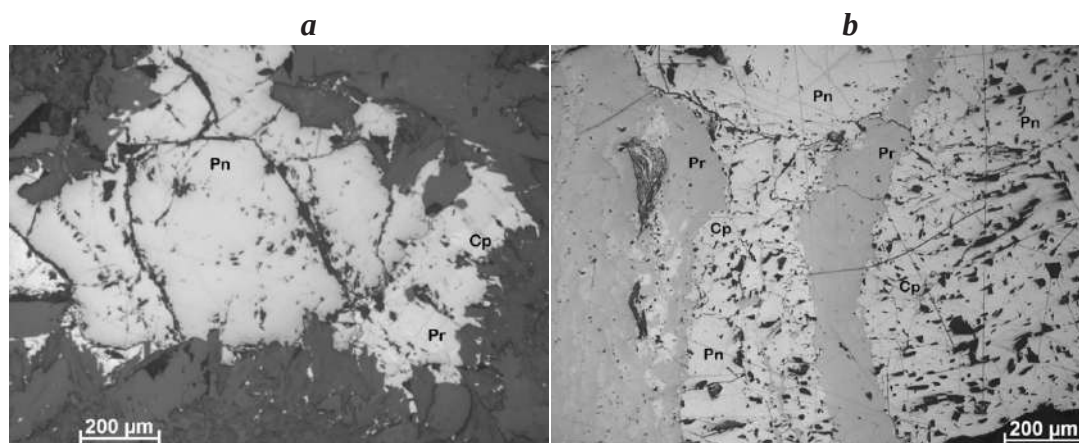


Рис. 2. Руды Кингашского массива. Изображения BSE.
а – I тип, вкрапленная (обр. С-42-51, 5) б – II тип, сливная (обр. С-37-135). Pn – пентландит, Pr – пирротин, Cp – халькопирит

Сульфидная минерализация в рудах обоих типов представлена, главным образом, пирротинном, пентландитом и, в меньшей степени, халькопиритом. В резко подчиненном количестве присутствуют: кубанит, маккиновит, халькозин, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит, маухерит, валлериит (Радомская, 2012, Юричев, 2014).

Пирротин в рудах I типа образует выделения преимущественно ксеноморфной формы, редко изометричной, размером от 0,02 до 0,3 мм. Он замещает зерна магнетита. Пирротин в рудах II типа образует сплошной зернистый агрегат, форма зерен ксеноморфная, иногда изометричная, размером от 0,05 до 0,1 мм. Во втором типе в пирротине наблюдаются пластинчатые выделения пентландита, которые, очевидно, являются продуктами распада твердого раствора. По границам зерен отмечается замещение пирротина халькопиритом. Среднее содержание Fe для руд I и II типов составляет соответственно 60,1 и 64,3 вес. %, S – 35,42 и 37,05 вес. %. Из примесей присутствует только Ni, содержание которого в I типе значительно выше (до 5,1 вес. %), чем во II типе (до 1,6 вес. %).

Пентландит в I типе представлен единичными обособлениями в пирротине размером 0,2 мм с отчетливыми границами. Во II типе пентландит образует выделения неправильной формы в пирротинном агрегате, либо прожилки, сложенные субизометричными зернами с размерами 0,045–0,1 мм. Он является более поздним по отношению к пирротину, так как нередко корродирует зерна

последнего. Пентландит в рудах разных типов отличается также по химическому составу. В I типе минерал более железистый и менее никелистый по сравнению со II типом. Среднее содержание Fe в рудах составляет 37,72 и 34,45 вес. %, соответственно для I и II типов, содержание Ni – 24,41 и 30,50 вес. %, соотношение Ni/Fe – 0,66 и 0,86. Отмечается присутствие Te (до ~7 вес. %) в пентландите II типа.

Халькопирит в I типе встречается в виде редких включений размером 0,015–0,03 мм. Во II типе халькопирит присутствует в более значительном количестве до 10 %. Он образует выделения ксеноморфной формы (размером от 0,03 до 0,2 мм), либо линзочки на границе пирротина и пентландита. По составу халькопириты в обоих типах руд не обнаруживают существенных различий, из элементов примесей присутствуют Ni (~2–4,5 вес. %), редко Zn (~1 вес. %).

Благороднометалльное оруденение в рудах обоих типов представлено редкими каплевидными включениями в пирротинном агрегате.

В рудах I типа минералы элементов платиновой группы представлены меренскитом (PdBi_2) и сперрилитом (PtAs_2). Для первого из них характерно небольшое содержание фрудитовой молекулы (PdTe_2), а также отмечаются примеси Ni, Cu, реже Ag и Au. В составе руд присутствуют также микровыделения (менее 2 мкм) поликомпонентных минеральных фаз Pt, Ir, Pd, Ru с примесью As, Bi, Cu, Ni (табл. 1).

Таблица 1 – Химический состав благороднометалльной минерализации, вес. %

№ пп	Тип руды	Co	Ni	Cu	As	Pd	Te	Ag	Bi	Os	Ir	Pt	Rh	Сумма
1	1	н.о.	н.о.	20,77	3,66	16,03	5,69	н.о.	39,12	н.о.	3,78	10,92	н.о.	100
2	1	н.о.	27,55	2,85	17,73	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	51,85	н.о.	100
3	1	н.о.	5,61	54,14	н.о.	н.о.	3,82	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34,72	н.о.	100
4	1	н.о.	н.о.	н.о.	44,53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	50,82	н.о.	100
5	1	н.о.	2,36	4,42	н.о.	26,73	7,27	н.о.	59,23	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
6	1	н.о.	2,58	5,22	н.о.	22,43	11,37	6,80	51,61	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
7	1	н.о.	1,89	8,40	н.о.	24,80	8,04	н.о.	56,89	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
8	1	н.о.	н.о.	19,01	24,71	н.о.	4,21	3,86	н.о.	н.о.	30,83	17,39	н.о.	100
9	2	0,75	н.о.	н.о.	31,28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	54,99	12,98	н.о.	100
10	2	21,97	12,98	н.о.	57,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2,22	н.о.	н.о.	4,95	100
11	2	н.о.	3,47	н.о.	54,38	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	40,16	н.о.	н.о.	н.о.	100
12	2	н.о.	48,07	н.о.	н.о.	6,55	15,83	16,58	12,98	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
13	2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	25,17	31,01	н.о.	43,82	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
14	2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	25,45	31,14	н.о.	43,42	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
15	2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	26,53	28,73	н.о.	44,74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
16	2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	25,74	27,99	н.о.	46,27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100

Примечание: анализы приведены в пересчете на 100%. Н.о. – элемент не обнаружен. 1–3, 8, 10–12 – поликомпонентная минеральная фаза; 4 – сперрилит $Pt_{0,88}As_2$; 5 – меренскиит $(Pd_{0,80}Cu_{0,13}Ni_{0,07})_{1,00}(Bi_{1,78}Te_{0,22})_{2,00}$; 6 – меренскиит $(Pd_{0,71}Ag_{0,22}Cu_{0,17}Ni_{0,08})_{1,18}(Bi_{1,64}Te_{0,36})_{2,00}$; 7 – меренскиит $(Pd_{0,76}Cu_{0,26}Ni_{0,06})_{1,08}(Bi_{1,75}Te_{0,25})_{2,00}$; 9 – ирарсит $(Ir_{0,73}Pt_{0,17})_{0,90}As_{1,06}S_{0,94}$; 13–15 – промежуточная фаза между ряда фрудит $(PdTe_2)$ – меренскиит $(PdBi_2)$: 13 – $Pd_{1,05}(Te_{1,07}Bi_{0,93})_2$; 14 – $Pd_{1,06}(Te_{1,08}Bi_{0,92})_2$; 15 – $Pd_{1,14}(Te_{1,03}Bi_{0,97})_2$; 16 – $Pd_{1,08}(Te_{1,00}Bi_{1,00})_2$.

В рудах второго типа благороднометалльная минерализация представлена другим набором минеральных фаз. Один из минеральных видов по своему химическому составу соответствуют промежуточной фазе между крайними членами ряда фрудит $(PdTe_2)$ – меренскиит $(PdBi_2)$. Другая фаза отвечает ирарситу $(Ir,Pt)AsS$. Существенным отличием руд II типа является наличие в них других поликомпонентных минеральных фаз Os и Rh с примесью Ni и Co.

Таким образом, распределение сульфидов и минералов элементов платиновой группы во вкрапленных и сливных медно-никелевых рудах, приурочено преимущественно к кумулятивным дунитам. Первый наиболее ранний тип руд – это обильная сульфидная вкрапленность в интерстициях. Второй тип представляет собой сливные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, нередко брекчированные руды. Состав руд в первом и во втором случае пирротин-пентландит-халькопиритовый, благороднометалльная минерализация различна. Такое распределение рудных ассоциаций, очевидно, связано с эволюцией их формирования, обусловленных процессами кристаллизации магматического расплава на небольших глубинах и последующими неоднократными преобразованиями.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Литература

1. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): автореф. диссер. ...канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 2012. 23 с.
2. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрогеохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия, 2010. № 2. С. 126–150.
3. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И. и др. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Том V. М.: ООО «Геоинформмарк». 2004. С. 152–175.
4. Чернышов А.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А. Роль метаморфизма в распределении благородных металлов в ультрамафитах Кингашского месторождения (СЗ Восточного Саяна) // Платина в геологических формациях Сибири, 2001. С. 131–134.
5. Юричев А.Н. Эволюция сульфидного расплава в процессе образования Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) Известия Томского политехнического университета. Т. 234, №1 2014. С. 56–63.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Д.В. Лычагин

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, lychagin@mail.tsu.ru

Данная работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках соглашения от 26.07.2021 № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012).

Метод дифракции отраженных электронов открывает новые возможности получения информации по ориентации кристаллов и дефектах кристаллического строения. В статье рассмотрено применение этого метода для исследования деформации и рекристаллизации минералов. Показана возможность использования этого метода для определения характеристик границ и двойников. Описаны возможности и ограничения по исследованию кристаллографической текстуры минералов и фазовому анализу.

Ключевые слова: дифракция отраженных электронов, сканирующая электронная микроскопия, границы, двойники, кристаллографическая ориентация

The electron backscatter diffraction method opens up new possibilities for obtaining information on the orientations of crystals and the crystal structure defects. The application of this method to study the deformation and recrystallization of minerals is considered. The possibility of using this method to determine the characteristics of individual boundaries and twins is shown. Possibilities and limitations of studying the crystallographic texture and phase analysis of minerals are described.

Keywords: electron backscatter diffraction, scanning electron microscopy, boundaries, twins, crystallographic orientation

Данные по кристаллографической текстуре дают возможность судить о рекристаллизации и характере деформации в минерале. Это позволяет анализировать кристаллографию скольжения, выделять роль двойникования, судить об уровне напряжения и температуре деформации. Наиболее широко распространенным методом исследования текстуры служил метод рентгеноструктурного анализа. Имея ряд достоинств, этот метод имеет ограничения. Он достаточно трудоемок, если не использована автоматизация съемки и обработки результатов. Кроме этого локальность метода определяется размером рентгеновского луча (минимальный диаметр 0,5 мм). С появлением приставок для дифракции отраженных электронов на растровых электронных микроскопах появилась возможность одновременно с анализом морфологии поверхности и химическим анализом минералов получать данные о кристаллографической ориентации зерен, внутренней дефектной структуре зерен, напряжениях и распределении выбранных фаз. Этот метод обладает высокой разрешающей способностью, предельный уровень которой определяется конструкцией электронного микроскопа. В частности, наиболее хорошие параметры дает растровый электронный микроскоп с катодом полевой эмиссии. В этом случае появляется возможность анализировать зерна диаметром 20 нм (шаг 5 нм). Угловое разрешение метода ограничено до $\sim 0,5^\circ$. Границы зерен можно достоверно диагностировать от 2° . Программное обеспечение позволяет проводить раз-

структуры и получать большой массив данных в короткие сроки. Ограничения метода обусловлены большим размером зерна, ограничивающим статистику по зернам или отсутствием картины кикучи линий, делающих невозможность применение метода. В настоящее время, этот метод применяется в различных областях, охватывающих область исследований от нанoeлектроники до геологических структур. С методикой применения этого метода и различными его приложениями можно ознакомиться в работах, указанных в списке литературы.

Для обработки и анализа результатов, полученных в режиме дифракции отраженных электронов, используют программы INCA Crystal и HKL Channel 5. В настоящее время, для индивидуально обработки результатов на персональном компьютере разработана программа AZtecCrystal (пробная версия AZtecTimed и лицензионная версия AZtecFlex). Версия AZtecCrystal более удобна для работы и имеет дополнительные возможности (представленные ниже результаты обработаны в этой программе).

Программное обеспечение дает возможность анализировать результаты дифракции отраженных электронов, картирования химического состава с использованием энергодисперсионного анализатора и снимков ориентационного контраста. В результате анализа детектором отраженных электронов можно получить карты ориентации кристаллитов, провести идентификацию и картирование фаз. Можно проводить анализ текстур, используя прямые и обратные

полюсные фигуры и функцию распределения ориентаций. При работе можно использовать модуль, предназначенный для анализа границ, выделяя малоугловые, большеугловые и специальные границы. Составной частью анализа является возможность определения кристаллографических индексов оси разориентации. Причем в программе AZtecCrystal

есть модуль для представления ориентации этих осей в виде прямых и обратных полюсных фигур. Это не полный перечень возможностей анализа.

Проиллюстрируем возможности применения этого метода на примере структуры жильного кварца Южно-Муйского блока Западного Забайкалья (Lychagin D.V. et. al., 2020) (рис. 1).

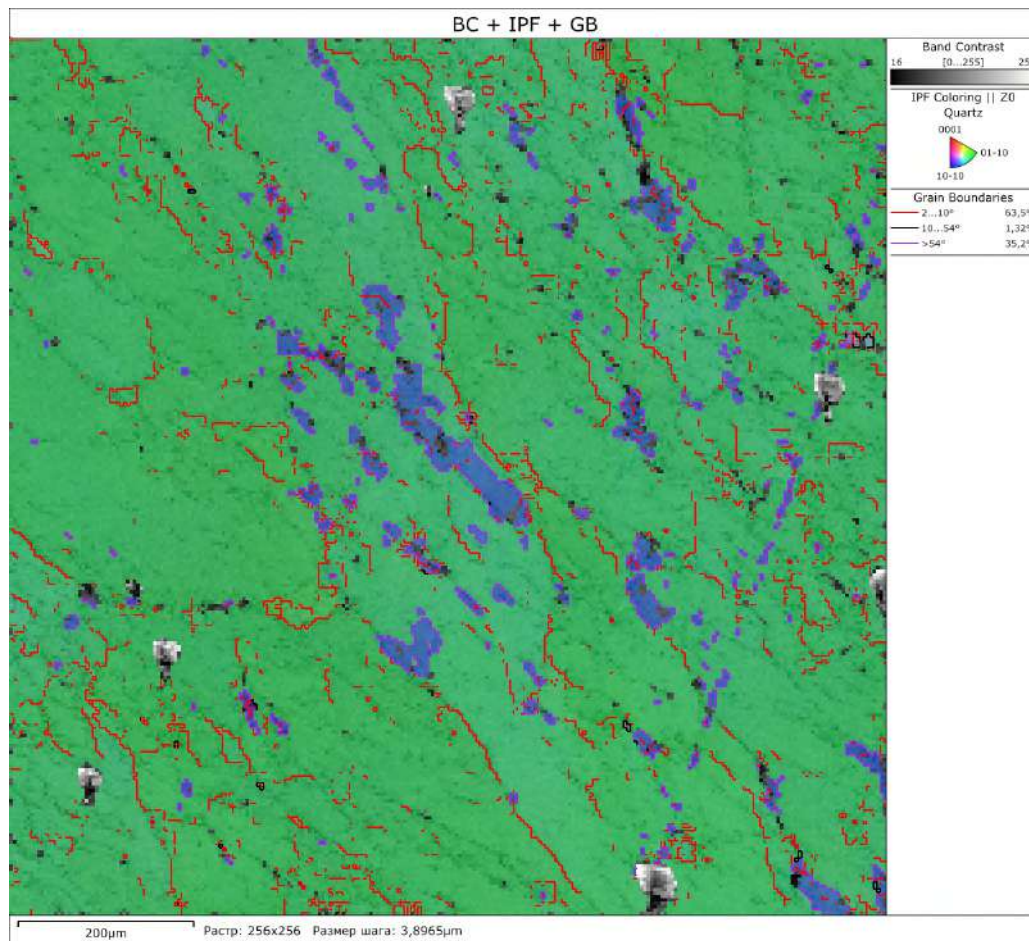


Рис. 1. Карта ориентаций жильного кварца в цветах обратной полюсной фигуры и границ разориентации (пояснения на вставке, результаты Кунгуловой Э.Н.)

Карта ориентаций кварца представлена двумя областями. Основная имеет ориентацию . Кроме этого можно выделить области, имеющую ориентацию . Эти области отделены друг от друга границами с разориентацией вблизи 60° . Для выбора оптимального диапазона углов для задания границ необходимо после очистки изображения от дефектов индирования рассмотреть распределение углов разориентации (рис. 2).

Будем рассматривать данные для соседних пар. На гистограмме хорошо выделяется область для малоугловых границ (менее 10°) и пик вблизи 60° . Первые границы образуют сетку в основном зерне (красный цвет). Вторые – ограничивают области с разной кристаллографической ориентацией и представляют собой двойниковые границы Дюфине. Кроме этого проявляют себя 30° границы. Однако, на карте разориентаций они имеют единичный точечный характер, что не позволя-

ет говорить о достоверности их определения.

Программа позволяет легко вывести прямые и обратные полюсные фигуры, функцию распределения ориентаций, а также осей разориентации. Данное представление практически не используется исследователями, между тем оно необходимо для детального кристаллографического анализа. Один из вариантов показан на рисунке 3.

На рисунке хорошо выделяется ориентация вблизи угла $[001]$, что соответствует оси разориентации при двойниковании.

Более сложный вариант для полного анализа представляет случай образцов с большим количеством структурных трещин и дополнительных плохо определяемых фаз (минералов). Такой случай может возникнуть при построении карт ориентации форстерита в дунитах (рис. 4).

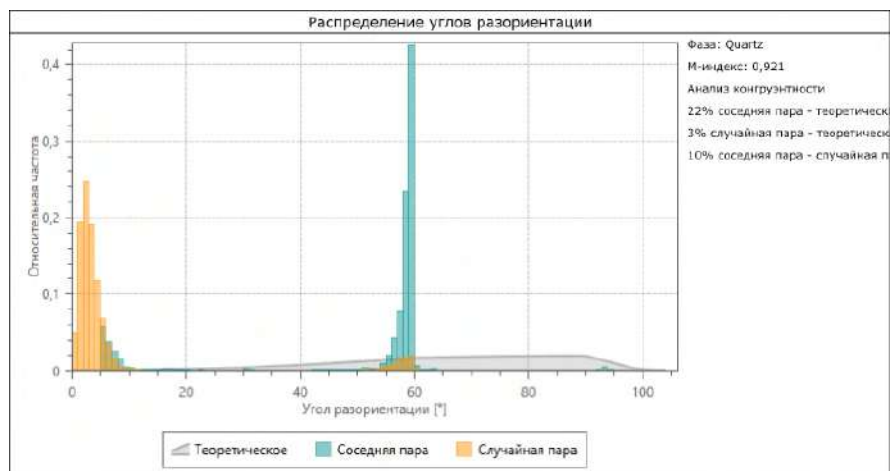


Рис. 2. Распределение углов разориентации в структуре жильного кварца

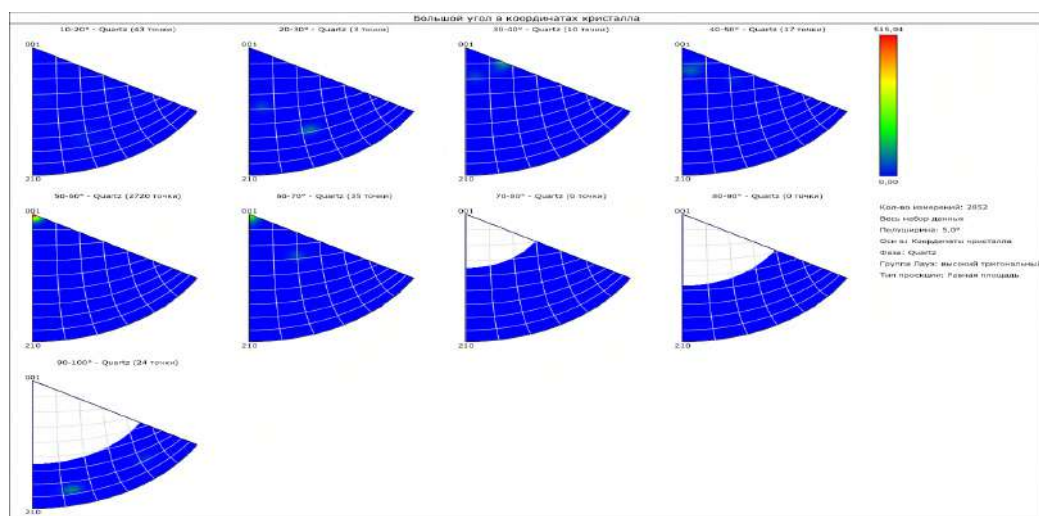


Рис. 3. Представление кристаллографической ориентации осей разориентации для больших углов в координатах кристалла

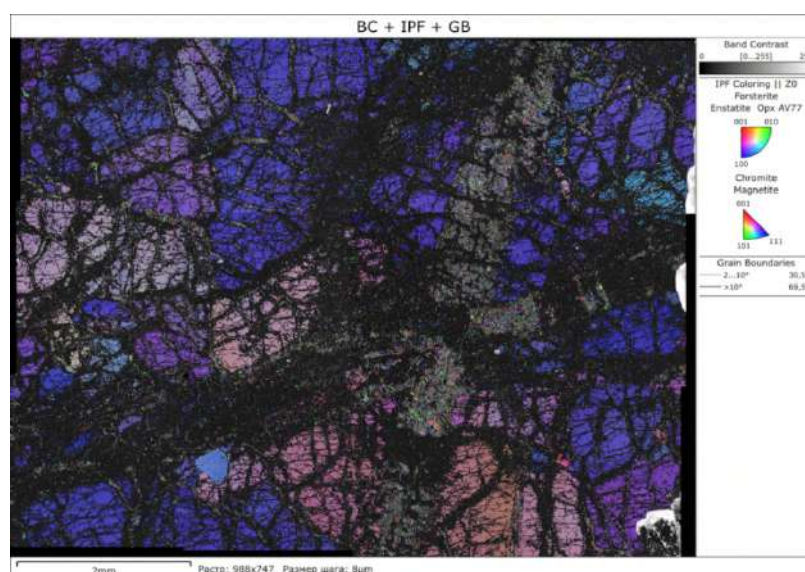


Рис. 4. Карта ориентации форстерита в дунитах (данные А.А. Пешкова)

Эффективность индирования по всему снимку составляет менее 30 %. Ростовая блочность форстерита

та хорошо прослеживается. Между тем, разориентация отдельных областей внутри данного крупного зерна носит условный характер, так как они отделены друг от друга или трещинами или другими непроиндцированными фазами. Для такого случая эффективность применения метода заметно снижется. Кроме этого, ограничение площади съемки 1 мм² не позволяет набрать статистику по текстуре для крупнозернистых агрегатов.

Таким образом, применение метода дифракции отраженных электронов весьма эффективно для микроанализа кристаллографических ориентировок (текстуры) и типа границ зерен минералов с учетом некоторых ограничений метода.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

Автор выражает благодарность Э.Н. Кунгуловой

и А.А. Пешкову, предоставившие результаты для иллюстрации метода, а также Е.Н. Москвичеву за финишную подготовку образцов и проведение съемки.

Литература

1. Engler O., Randle V. Introduction to texture analysis: microtexture, microtexture, and orientation mapping. Taylor and Francis Group, LLC, CRC Press, 2010. 488 p.
2. Lychagin D.V. et al. Microstructure of Vein Quartz Aggregates as an Indicator of Their Deformation History: An Example of Vein Systems from Western Transbaikalia (Russia) // Minerals. 2020. 10. 865.
3. Prior D.J. et al. EBSD in the Earth Sciences: Applications, Common Practice, and Challenges, Chapter 26 // Electron Backscatter Diffraction in Materials Science / A.J. Schwartz et al. Springer Science+Business Media, LLC, 2009, pp. 345–360.

УДК 549 + 550.42 (571.66)

ФУМАРОЛЬНЫЕ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК НА КАМЧАТКЕ – УНИКАЛЬНАЯ ПРИРОДНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

И.В. Пеков¹, Н.В. Зубкова¹, Н.Н. Кошлякова¹, Н.В. Щипалкина¹, Ф.Д. Сандалов¹, М.О. Булах¹,
А.А. Агаханов², В.О. Япаскурт¹, А.Г. Турчкова¹, Е.Г. Сидоров³

¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, igorpekov@mail.ru

²Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 19-17-00050.

Активные фумарольные поля вулкана Толбачик (Камчатка) – самый яркий в мире пример наземных эксгальационных минералообразующих систем окислительного типа. Здесь установлено более 360 минералов, в т.ч. 134 новых. Разнообразие и своеобразие этой минерализации обусловлены уникальным сочетанием физико-химических условий и механизмов формирования: это высокие температуры, атмосферное давление, очень высокая фугитивность кислорода, газовый транспорт многих компонентов, специфическая геохимия газов.

Ключевые слова. минералогия, геохимия, фумарола, окислительные условия, новый минерал, вулкан Толбачик, Камчатка

Active fumarole fields of the Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia) represent the world-brightest example of the terraneous oxidizing-type exhalative mineral-forming system. >360 minerals including 134 new species are identified there. Both originality and diversity of this mineralization are caused by a unique combination of physical and chemical conditions: there are high temperatures, atmospheric pressure, very high O₂ fugacity, gas transport of many elements, and specific geochemistry.

Keywords: mineralogy, geochemistry, fumarole, oxidizing conditions, new mineral, Tolbachik volcano, Kamchatka

Фумарольные поля, порожденные вулканом Толбачик, относящимся к Ключевской группе вулканов на Камчатке, привлекают пристальное внимание минералогов и геохимиков уже почти полвека. Их интенсивное изучение началось во время Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), происходившего в 1975–1976 годах (Набоко, Главатских, 1983; Боль-

шое..., 1984). Уже в первые пятнадцать лет после БТТИ в активных фумаролах Толбачика, принадлежащих к окислительному типу, было установлено, главным образом, научным коллективом под руководством Л.П. Вергасовой и С.К. Филатова, почти сто минералов, в том числе открыто десять новых минеральных видов (Вергасова, Филатов, 1993). За последующие двадцать

лет список минералов, зафиксированных в фумаролах Толбачика, превысил сотню видов, а количество новых минералов возросло до тридцати. Однако наиболее интенсивно минералогия фумарольных систем этого вулкана исследуется на протяжении последнего десятилетия, в том числе нашей исследовательской группой. Именно в результате работ этого периода стала определенно ясна значимость, масштаб этого объекта в научном отношении.

Фумарольные поля Толбачика уникальны как по своему минеральному разнообразию и своеобразию, так и в минералогенетическом и геохимическом аспектах. На сегодня в фумарольных системах этого вулкана достоверно установлены более 360 минералов, из которых три четверти относятся к редким, причем с преобладанием эндемиков фумарольной формации. Здесь открыто 134 новых минеральных вида (среди которых 79 – нашей исследовательской группой), утвержденных Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации. На сегодня это абсолютный мировой рекорд для одного геологического объекта: в начале 2020 года Толбачик опередил прежнего «чемпиона» – гигантский Хибинский щелочной массив на Кольском полуострове, где открыто 127 минералов. 104 из 134 новых минеральных видов открыты на Толбачике за последнее десятилетие, начиная с 2011 года: такой динамикой роста числа новых минералов не может похвастаться более ни один объект в мире за всю историю минералогии.

Своеобразие минералогии толбачинских фумарольных систем выражается в первую очередь в необычности химического состава и кристаллохимических особенностей не только новых, но и «старых» минералов. Так, здесь установлен 51 представитель химического класса арсенатов (включая 43 новых минерала, из которых 42 являются эндемиками фумарол Толбачика), и все они – безводородные: не содержат ни ОН-групп, ни молекул H_2O . Надо отметить, что из 390 известных в природе арсенатов только 77 являются безводородными, то есть на Толбачике сосредоточено две трети всего видового разнообразия таких минералов (Pekov et al., 2018a). Столь же своеобразны здесь ванадаты и селениты. На Толбачике впервые обнаружена и детально изучена нами богатая и разнообразная силикатная минерализация фумарольного генезиса, причем для большинства из более чем тридцати этих минералов, в основном относящихся к «обычным» группам (оливин, гранат, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, фельдшпатоиды), характерны значительные (до нескольких мас.%) изоморфные примеси «рудных» элементов: As, Cu, Zn, Sn, Mo, W (Shchipalkina et al., 2020a,б). Здесь впервые в природе обнаружены оксиды группы шпинели с высокими содержаниями меди, вплоть до Cu-доминантных минеральных видов (Pekov et al., 2018б). Крайне разнообразна и специфична здесь медная минерализация и в целом: 96 собственных минералов Cu^{2+} (72 из которых открыты в фумаролах

Толбачика), относящиеся к 80 структурным типам (Pekov et al., 2018в). Здесь найдены разновидности и других «обычных» минералов, аномально обогащенные нехарактерными для них в других обстановках примесями, например, форстерита (с As, P), гематита, рутила (с Sn), касситерита (с Ti, Sb), санидина, кальсилита, лейцита (с As), гаюина (с Mo, W), фторапатита (с V).

Активные фумаролы Толбачика – не имеющая аналогов природная лаборатория, где можно наблюдать эксгальационное минералообразование в окислительных условиях *in situ*, в течение компактных (с точки зрения продолжительности человеческой жизни) интервалов времени. Здесь, в том числе прослеживаются аналогии с некоторыми процессами, моделируемыми в лабораториях или происходящими на химических производствах. Отметим, в частности, что в фумарольных системах Толбачика в газотранспортные процессы вовлечены и такие элементы, с летучими соединениями которых химики как правило избегают работать при высоких температурах просто из соображений безопасности – мышьяк, селен, таллий. На Толбачике мы имеем уникальную возможность наблюдать не только результаты этих процессов – разнообразные минеральные ассоциации, но и изучать сами газы, несущие в значительных количествах эти и многие другие химические компоненты, включая целый набор редких элементов.

Уникальность толбачинских фумарольных полей в минералого-геохимическом отношении заключается в том числе в масштабах концентрации малораспространенных и редких элементов (Cu, Zn, Pb, As, V, Sn, Se, Te, Au, Cs, Tl и др.) – среди наземных эксгальационных систем у них аналогов в мире нет. Другой аспект – выдающееся многообразие и необычность ассоциаций химических элементов. Разнообразие и своеобразие минерализации фумарол Толбачика обусловлено уникальным для природных систем сочетанием физико-химических условий и механизмов ее формирования: это высокие температуры (до 800°C) в комбинации с атмосферным давлением, очень высокой фугитивностью кислорода (как результат смешения горячего вулканического газа с атмосферным воздухом на стадии, предшествующей фумарольному минералообразованию), газовым транспортом большинства компонентов и специфической геохимией газов, включая сильную обогащенность их щелочными и халькофильными («рудными») элементами. Существенными факторами, обуславливающими минералогическое своеобразие объекта, являются прямое осаждение многих высокотемпературных минералов из вулканического газа, широкое проявление газового метасоматоза (взаимодействие газов с породами, слагающими стенки фумарольных камер) и значительное развитие процессов «горячего гипергенеза» (минералообразование в верхних частях фумарольных систем при температурах 50–150°C в результате сложных взаимодействий между вулканическим газом, атмосферной водой или водяным паром и ранее

возникшими минералами). Не будет преувеличением сказать, что фумарольные поля вулкана Толбачик – самый яркий в мире пример наземных эксгаляционных минералообразующих систем окислительного типа. По минеральному разнообразию они превосходят сходные объекты на всех остальных вулканах мира, вместе взятых. Не вызывает сомнения, что Толбачик сегодня следует рассматривать как эталонный для данного геохимико-минералогического и генетического типов объект.

Фумарольные поля Толбачика – экстраординарный объект и с точки зрения минералогической изученности. Очень мало найдется в мире месторождений или проявлений, для которых выполнено столько детальных минералогических исследований «на единицу площади», особенно за такой короткий период – менее полувека. Отдельно хочется подчеркнуть значение фумарольных систем Толбачика для развития структурной минералогии и в целом кристаллохимии оксосолей и галогенидов. Подавляющее большинство новых и многие «старые» толбачинские минералы скрупулезно изучались в структурном аспекте, и целый ряд ранее неизвестных кристаллохимических закономерностей установлен в результате этих работ. Вот только один пример – кристаллохимия природных и синтетических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров, которая получила развитие во многом именно благодаря изучению толбачинских фумарольных минералов, в первую очередь медных (Krivovichev et al., 2013). Недавно в структурах арсенатов, открытых в одной из фумарол Толбачика, установлен принципиально новый тип полиоксометаллатных нанокластеров (Britvin et al., 2020).

В заключение отметим выдающийся научный потенциал, очевидную перспективность дальнейшего комплексного минералогического и геохимического изучения фумарольных систем Толбачика. Если слава многих знаменитых, классических минералогических объектов уже в основном в прошлом, и сейчас исследователь имеет доступ только к некогда собранным коллекциям, то фумаролы Толбачика активно поставляют интереснейший материал и сегодня. Важно и то, что здесь мы, в отличие от большинства геологических объектов, имеем дело с периодически обновляющимися минералообразующими системами. Так, во время извержения Плоского Толбачика в 2012–2013 гг (Толбачинское..., 2017) не только в большом количестве появились новые богато минерализованные фумаролы, но и можно было наблюдать на фумарольных полях БТТИ, находящихся более чем в 15 км от эпицентра этого извержения, подъем температуры газов и значительную интенсификацию хлоридного и селенитного минералообразования. Извержения здесь происходят с интервалом около сорока лет, и есть все основания надеяться, что деятельность уникальной природной минералого-геохимической лаборатории – фумарольных полей Толбачика будет успешно продолжаться.

Литература

1. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка) (ред. С.А. Федотов). М., Наука, 1984, 638 с.
2. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Минералы вулканических эксгаляций – особая генетическая группа (по материалам Толбачинского извержения 1975–1976 гг.) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1993. № 4. С. 68–76.
3. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование (Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. на Камчатке). М.: Наука, 1983, 165 с.
4. Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50) (ред. Е.И. Гордеев и Н.Л. Добрецов). Новосибирск, Издательство СО РАН, 2017, 421 с.
5. Britvin S.N., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Göttlicher J., Krivovichev S.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Polyoxometalate chemistry at volcanoes: discovery of a novel class of polyoxocuprate nanoclusters in fumarolic minerals // *Scientific Reports*, 2020, 10, paper 6345.
6. Krivovichev S.V., Mentre O., Siidra O.I., Colmont M., Filatov S.K. Anion-centered tetrahedra in inorganic compounds // *Chemical Reviews*, 2013, 113, pp. 6459–6535.
7. Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // *European Journal of Mineralogy*, 2018a, 30(2), pp. 305–322.
8. Pekov I.V., Sandalov F.D., Koshlyakova N.N., Vigasina M.F., Polekhovsky Y.S., Britvin S.N., Sidorov E.G., Turchkova A.G. Copper in natural oxide spinels: the new mineral thermaerogenite CuAl_2O_4 , cuprospinel and Cu-enriched varieties of other spinel-group members from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // *Minerals*, 2018b, 8(11), paper 498.
9. Pekov I.V., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu. Copper minerals from volcanic exhalations – a unique family of natural compounds: crystal chemical review // *Acta Crystallographica*, B74, 2018b, pp. 502–518.
10. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates // *Eur. J. Miner.*, 2020a, 32(1), pp. 101–119.
11. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 2: Tectosilicates // *Eur. J. Miner.*, 2020b, 32(1), pp. 121–136.

ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ ДУНГУРХИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.А. Пешков, Е.М. Асочакова, Н.С. Никуленкин

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, peshkov@ggf.tsu.ru

В работе рассмотрены типоморфные особенности породообразующих минералов (полевые шпаты, кварц и биотит) гранитоидов Дунгурхинского массива, который является одним из наиболее крупных в Западной Монголии. По результатам исследований определены параметры условий образования гранитоидов, которые соответствуют пониженной и нормальной щелочности среды минералообразования в условиях умеренных температур абиссальной фации глубинности.

Ключевые слова: типоморфизм, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, граниты, Дунгурхинский массив.

The paper considers the typomorphic features of rock-forming minerals (feldspars, quartz and biotite) of the granitoids of the Dungurkhinsky massif, which is one of the largest in Western Mongolia. According to the results of the research, the parameters of the conditions of formation of granitoids were determined, which correspond to the low and normal alkalinity of the mineral formation environment under conditions of moderate temperatures of the abyssal depth facies.

Keywords: typomorphism, potassium feldspar, quartz, biotite, granite, Dungurkhinsky massif.

Крупный Дунгурхинский плутон гранит-гранодиоритовой формации площадью до 2200 км² располагается на крайнем западе Монголии к северу от озера Хотон-Нур. Он прорывает терригенные отложения среднего-верхнего кембрия и имеет позднеордовикский возраст (Гаврилова, 1975). Массив состоит преимущественно из гранитов при подчиненной роли гранодиоритов, которые связаны взаимопереходами (Геология..., 1973). Вмещающими породами являются биотитовые и хлорит-биотитовые сланцы и роговики. Становление массива происходило в две фазы. Главная фаза представлена крупно-грубозернистыми двуслюдяными гранитами с турмалином, дополнительная – мусковитовыми гранитами, иногда с шерлом и акцессорным гранатом.

Для исследования типоморфных особенностей породообразующих минералов гранитоидов Дунгур-

хинского массива были выполнены следующие аналитические исследования: рентгеноструктурный анализ калиевого полевого шпата (аналитик Т.С. Небера), люминесцентный анализ кварца (аналитик Н.Н. Борозновская), рентгеноспектральный микроанализ биотита (аналитик К.В. Бестемьянова). Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ.

По результатам рентгеноструктурного анализа полевых шпатов первой фазы определено, что КППШ по степени упорядоченности отвечают максимальному микроклину. Значения триклинной упорядоченности ($\Delta\rho$) изменяются в интервале 0,890–0,975; степень моноклинности (ΔZ) колеблется от 0,916 до 1,00; распределение алюминия в первой позиции кремнекислородного тетраэдра находится в интервале 0,970–1,00. Содержание ортоклазовой молекулы (%Or) варьирует

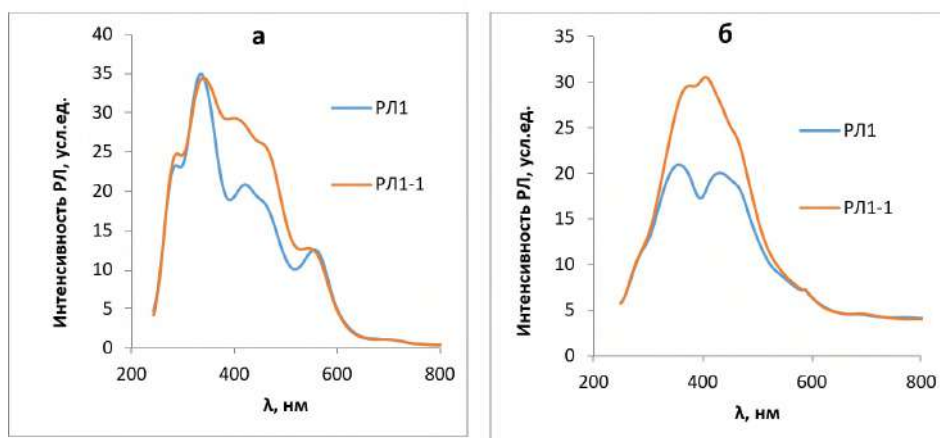


Рис. 1. Представительные спектры РЛ кварца из: а – гранитоиды I фазы (обр. 8-161Б); б – гранитоиды II фазы (обр. 8-167). РЛ1 – спектры исходных образцов; РЛ1-1 – спектры после повторного облучения.

от 87 до 95. Высокая упорядоченность калиевых полевых шпатов объясняется медленным охлаждением и высокой насыщенностью исходного расплава летучими компонентами, о чем свидетельствует обилие слюды и турмалина в гранитоидах. По методике Г. Ховиса (Hovis, 1977) в зависимости от величины моноклинной упорядоченности и равновесного сонахождения калиевых полевых шпата и альбита установлена температуры образования данных минералов в интервале 360–480°C.

Рентгенолюминесценция (РЛ) образцов кварца двух фаз гранитоидов Дунгурхинского массива показала отличия их спектров (рис. 1).

Для кварца I фазы гранитоидов характерны пики в 4-х диапазонах: 280–290 нм; 330–360 нм; 400–470 нм и 540–580 нм (рис. 1 а). Для кварца II фазы гранитоидов, главным образом – 2 диапазона: 330–360 нм и 400–470 нм (рис. 1 б). Диапазон значений интенсивности при 330–390 нм, как и 400–470 нм соответствуют Al/Na, Al/Li центрам люминесценции (Борозновская и др., 2015). Наличие ионов-компенсаторов Na^+ , Li^+ подтверждается по увеличению времени рентгенизации и возрастанию интенсивности РЛ в соответствующем диапазоне (спектры РЛ1-1). Характерные пики в диапазоне 280–290 нм и отчасти 540–580 нм указывают на присутствие вакансий кислорода. Характер спектров РЛ кварца в первой фазе гранитоидов указывает на непостоянство значений окислительно-восстановительного потенциала при кристаллизации пород.

Исследованиями типохимизма биотита гранитоидов Дунгурхинского массива, было установлено, что слюды характеризуются практически равными соотношениями антит-флогопитового минала при незначительном содержании сидерофиллитового минала. Магнезиально-железистые слюды весьма чутко реагируют на изменения физико-химических параметров гранитной системы, что проявляется в вариациях ос-

новного и примесного составов биотита пород (Бухарова, Коноваленко, 2009; Никуленкин, 2020).

С понижением активности щелочей при образовании гранитоидов железо-магнезиальные минералы (в том числе и биотит) могут служить чувствительными индикаторами кислотности-щелочности. На диаграмме кислотности-щелочности гранитоидов по глиноземистости (рис. 3) биотиты из гранитоидов Дунгурхинского массива располагаются во II и III группе щелочности, что соответствует условиям пониженной и нормальной щелочности минералообразующей среды.

На диаграмме (рис. 4) составы биотитов массива характеризуются значительными вариациями в показателях активности калия (щелочности расплава) и незначительными вариациями температуры кристаллизации при значениях глиноземистости (L = от 19,38 до 23,71) и железистости (F = от 48,12 до 57,75).

Содержание TiO_2 в биотитах гранитоидов также может служить в качестве показателя условий их формирования. Установлено, что содержание титана в биотитах связано с температурой их образования и зависит от глубины становления пород, давления, количества воды и других факторов (Бушляков, 1969). Содержание TiO_2 в биотитах гипабиссальных гранитоидов выше 3 вес. %, а для глубинных гранитоидов менее 3 вес. %. Содержания TiO_2 в биотитах гранитоидов Дунгурхинского массива варьирует от 1,84 до 3,0 вес. %, что дает возможность предполагать их абиссальные условия формирования.

Согласно исследованиям (Ферштатер, Бородина, 1975) биотит может выступать как геотермометр и геобарометр и по соотношению Al_2O_3 и TiO_2 в минерале. Результатом данных исследований является вывод, что оптимальными условиями для появления рассматриваемых гранитоидов являются абиссальные фации глубинности (рис. 5).

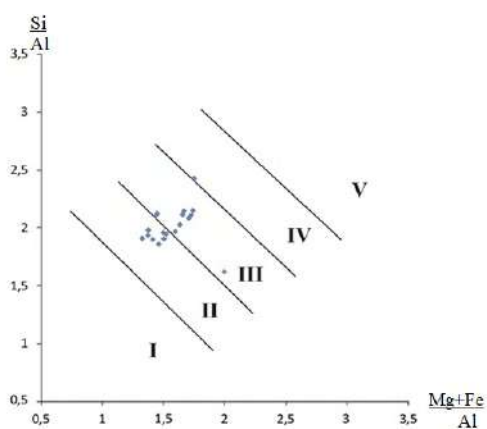


Рис. 3. Диаграмма оценки режима кислотности-щелочности кристаллизации гранитоидов по глиноземистости биотитов (по Маракушеву, 1965) Дунгурхинского массива. Примечание. Щелочность гранитоидов: I – низкая, II – пониженная, III – нормальная, IV – повышенная, V – высокая

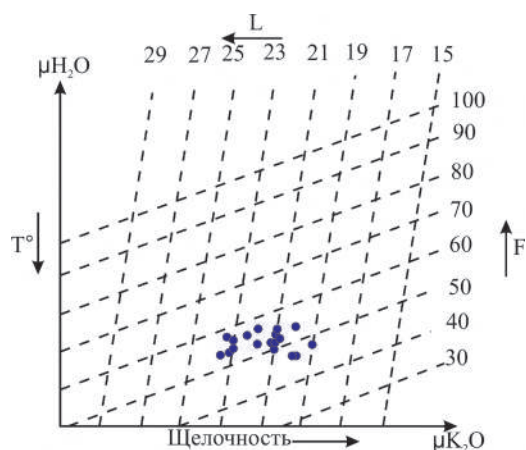


Рис. 4. Диаграмма соотношения активности воды (температура кристаллизации) и калия (щелочности) в кристаллизующихся расплавах (по Иванову, 1970)

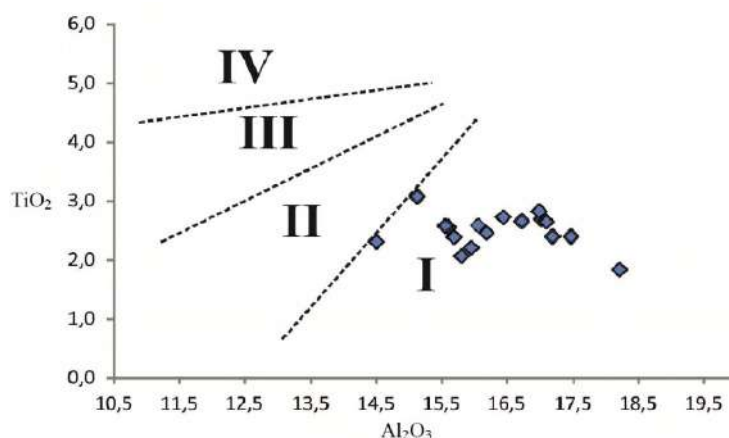


Рис. 5. Диаграмма соотношения Al_2O_3 и TiO_2 в биотитах гранитоидов Дунгурхинского массива. I–IV – поля фаций глубинности (по Ферштатер, Бородина, 1975): I – абиссальной, II – мезоабиссальной, III – гипабиссальной, IV – субвулканической.

Таким образом, типоморфные признаки минералов, составляющие гранитоиды Дунгурхинского массива, позволяют судить о физико-химических условиях их формирования. По результатам исследований определены параметры условий образования гранитоидов, которые соответствуют пониженной и нормальной щелочности среды минералообразования в условиях умеренных температур абиссальной фации глубинности.

Работа выполнена с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ

Литература

1. Борозновская Н.Н., Быдтаева Н.Г., Корнева А.П. Люминесцентный анализ качества кварцевого сырья. Томск: ЦНТИ, 2015. 101 с.
2. Бухарова О.В., Коноваленко С.И. Типохимизм биотита пород гранит-лейкогранитовой формации как критерий оценки потенциальной хрусталеносности массивов // Вестник Томского государственного университета. 2009. № 324. С. 384–389.
3. Бушляков И.Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах их гранитоидов как показатель условий их формирования // Доклады АН СССР. 1969. Т. 186. №4. С. 1154–1157.
4. Гаврилова С.П. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии.

М.: Наука, 1975. С. 102–105.

5. Геология Монгольской Народной Республики. Том 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника / Р.А. Хасин, Ю.А. Борзаковский, Л.П. Зоненшайн. М.: Недра, 1973. 752 с.
6. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1970. № 7. С. 20–30.
7. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. СО РАН. Геол. сер. 1965. № 3. С. 20–37.
8. Никуленкин Н.С. Типоморфизм биотита гранитоидов Дунгурхинского массива (Западная Монголия) // Проблемы геологии и освоения недр. Труды XXIV Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных, посвященного 75-летию Победы в Великой Отечественной войне. Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 2020. С. 100–101
9. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
10. Hovis G.L. Unit –cell dimensions and molar volumes for a sanidine analbite ion exchange series // Amer. Miner. 1977. V. 62. No 7. pp. 672–679.

СТРУКТУРЫ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛЬДА

Я.В. Тихонравова

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск; tikh-jana@yandex.ru

Работа проведена в рамках ГЗ ИМЗ СО РАН № АААА-А20-120111690012-6.

Сведения о структуре природного льда часто используют для решения палеогеографических задач. Петрографический анализ подземного льда полезен не только для описательных целей, но, как и изучение криоструктур, помогает сделать вывод о процессах и условиях его образования. Различные типы льда имеют собственные характерные особенности, которые могут помочь в определении генезиса льда. Определение происхождения подземного льда является сложной задачей для геоэкологии, поскольку различные типы льда трудно различить, основываясь только на визуальных исследованиях.

Ключевые слова: структура льда, петрографический метод, подземный лед

Information of ground-ice texture is often used for solving paleogeographic issues. The petrography analysis of ground ice is not only useful for descriptive purposes but, like the study of cryostructures, helps to infer growth processes and conditions. Different ice types have own specific features that can help us to determine ice genesis. Identification of the origin of ground ice is a complicated task for geocryology because it is difficult to distinguish different types of ice based on only visual explorations.

Keywords: ice texture, petrography method, ground ice

Лед – это мономинеральная горная порода. Раздел гляциологии, который изучает лед как горную породу – петрография льда, которая изучает текстуры (внешний облик, который видно невооруженным глазом) и структуры (внутреннее строение, проявляющееся при помощи специальных средств, как например, поляризованный свет), состав и закономерности распространения, происхождения и преобразования под воздействием температурных градиентов, воды и напряжений. В петрографии льда ведущую роль играет структурно-генетическое направление, цель которого состоит в установлении механизмов и условий образования разных генетических типов льда.

Петрографический анализ грунтового льда полезен не только для описательных целей, но, как и изучение криоструктур, помогает сделать вывод о процессах и механизме его роста. Размер кристаллов, форма, граничные характеристики и ориентация оси напрямую связаны с направлением и скоростью процесса замерзания. Кристаллы льда обычно растут под прямым углом к фронту замерзания, размер кристаллов изменяется обратно пропорционально скорости замерзания. Строение льда может указывать на механизм его образования и, соответственно, тип льда, а также сопутствующие процессы и внешние условия, воздействующие на него. Но реальность такова, что для каждого типа льда существует диапазон структурных рисунков. Потому, без комплексного подхода к исследованию и хорошо о кристаллографического контроля, данные только о структуре льда не позволяют однозначно идентифицировать тип льда. Однако, различные генетические типы льда имеют характерные для них кристаллографические особенности.

Льды водных объектов характеризуются слоистостью, демонстрирующей различные стадии их формирования (Савельев, 1980). Образование ледяного покрова происходит за счет охлаждения и оттока тепла с поверхности воды. На строение льда влияют температура замерзания, нерастворимые включения и минерализация, газы в воде и движение воды. В структуре льда наблюдается постепенное увеличение площади кристаллов от верхних слоев к нижним (рис. 1 а), что обусловлено увеличением толщины льда, снижением скорости отвода тепла при кристаллизации и, соответственно, замедлением скорости роста кристаллов. Льды водоемов также характеризуются выклиниванием кристаллов.

Захоронение льда часто встречается в Арктике. Наряду с ледником и льдом водоемов (озеро, река, море) в склоновых отложениях может быть захоронен и сохрнен снежник, что в дальнейшем может ввести в заблуждение исследователей. Снежник характеризуется молочным цветом из-за высокой концентрации мелких пузырьков воздуха. Структура свежего снежника представлена мелкими равноразмерными кристаллами (рис. 1 б). Необходимо отметить, что строение всех типов льда может измениться после захоронения. Чем дольше лед был погребен, тем больше шансов на его перекристаллизацию.

Сегрегационный лед образуется из слабо связанной внутрigrунтовой воды, мигрирующей к фронту промерзания (Шумский, 1964) и формирующей различные криогенные текстуры, в т.ч. массивную или лед-цемент (Рогов, 2009). Сегрегационный лёд часто бывает прозрачным и чистым. Во льду также могут быть взвешенные минеральные частицы. Сегрегационный лед часто

характеризуется слоением кристаллов. Петрографические характеристики сегрегационного льда тесно связаны со слоистостью вмещающих отложений (Polard,

1990; рис. 1 в). Размеры кристаллов напрямую зависят от количества внутригрунтовой воды и скорости замерзания (рис. 1 г).

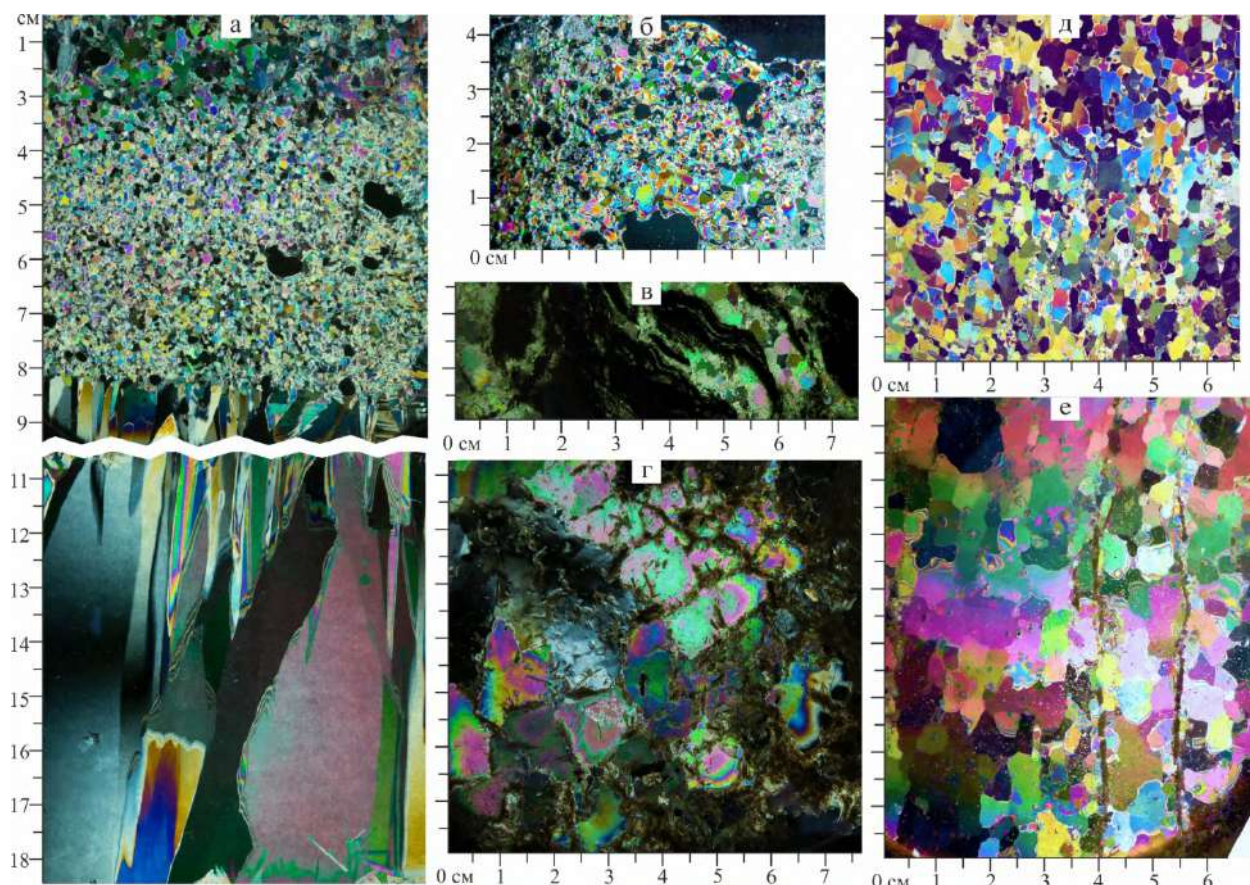


Рис. 1. Структуры: речного льда (а), снежника (б), сегрегационного льда в супесчаных (в) и торфяных отложениях (г), полигонально-жилыного льда голоценового (д) и сартанского возраста (е)

Полигонально-жилыные льды формируются за счет морозобойного растрескивания зимой, заполнения этой морозобойной трещины в основном талой снеговой водой (Lachenbruch, 1962) весной и быстрого замерзания воды в трещине в виде элементарной жилки льда (Leffingwell, 1915). Эти элементарные жилки и слагают крупную ледяную жилу (рис. 1 д). Специфической особенностью элементарной жилки является вертикальный осевой шов и мелкие кристаллы, ориентированные горизонтально от стенок трещин навстречу друг другу. Осевой шов часто подчеркнут пузырьками воздуха и органо-минеральными включениями, защемленными при столкновении кристаллов льда (Шумский, 1964). Если полигонально-жилыный лед находится в слое ежегодных отрицательных колебаний температуры в течение длительного времени, лед жилы перекристаллизовывается (Шумский, 1964): старые кристаллы льда жилы увеличиваются в размерах и округляются, но осевые швы остаются неизменными (рис. 1 е).

Определение происхождения и природы подземного льда является сложной задачей для геокриологии.

Понимание того, как формируются наиболее распространенные типы ледяных структур, помогает в интерпретации петрографических данных. Основные особенности состава и строения льда контролируются, в основном, механизмом его формирования, в то время как условия сохранения льда контролируются характеристикой вмещающих отложений или способом захоронения. Структура льда может изменяться в пределах залежи. Это может произойти из-за дополнительных напряжений (например, давления отложений, растрескивания и ползучести), изменения температуры грунта и затопления. В результате лед может подвергнуться перекристаллизации и/или развитию вторичной структуры, мало похожей на исходную. Это затрудняет определение происхождения льда. Наличие разломов, трещин, неровностей границ зерен, а также субструктуры (Rothschild, 1985) в структуре льда могут быть индикаторами трансформации. Поэтому важно продолжать изучение льда с использованием методов петрографии и сбора характеристик различных генетических типов льда.

Литература

1. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2009. 203 с.
2. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ. 1980. 280 с.
3. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 492 с.
4. Lachenbruch A.H. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost // Geological Society of America Special Papers, 1962. V. 70, pp. 69.
5. Leffingwell E.K. Ground Ice-Wedge – the Dominant Form of Ground Ice on the North Coast of Alaska // J. Geol., 1915. V. 23. No. 7, pp. 635–654.
6. Pollard W.H. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory // Fifth Canadian Permafrost Conference. 1990. Vl. 54, pp. 23–30.
7. Rothschild A. Ground Ice Petrography, Sand Hills Moraine, Southern Banks Island, N.W.T // PhD thesis, University of Ottawa. 1985.