

**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**



**Сборник статей X Всероссийской
молодёжной конференции**



ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сборник статей X Всероссийской молодёжной
конференции

Уфа 2022

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43
Г36

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43
Г36

Г36 **ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ. Сборник статей всероссийской молодёжной конференции.** – М.: Издательство «Перо», 2022. — 6,2 Мб. [Электронное издание].

ISBN 978-5-00204-633-1

Сборник материалов и докладов X Всероссийской молодёжной конференции “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий” содержит работы 115 авторов из 25 научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Сыктывкара, Новосибирска, Апатитов, Миасса, Иркутска, Краснодара, Челябинска, Казани, Оренбурга (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения); Гомеля (Республика Беларусь).

Представлены тезисы докладов о состоянии и перспективах минерально-сырьевой базы и геологической науки Урала и сопредельных территорий.

Материалы будут интересны для широкого круга специалистов, занятых в различных областях геологии, стратиграфии, минералогии, геофизики, геоэкологии, геохимии.

Конференция организуется в рамках Десятилетия науки и технологий в России (2022–2031), Международного года фундаментальных наук (The International Year of Basic Sciences for Sustainable Development) (2022–2023) и Международного года карста и пещер (International Year of Caves and Karst) (2022–2023).

Материалы публикуются в авторской редакции.

Программный комитет

Ковалёв Сергей Григорьевич, докт. геол.-мин. наук (ИГ УФИЦ РАН), председатель
Маслов Андрей Викторович, член-корреспондент РАН (ГИН РАН)
Мустафин Сабир Кабирович, академик РАЕН (БашГУ)
Савельев Дмитрий Евгеньевич, докт. геол.-мин. наук (ИГ УФИЦ РАН)
Грицук Алексей Николаевич, канд. геол.-мин. наук (Башнедра)
Сначёв Александр Владимирович, канд. геол.-мин. наук (ИГ УФИЦ РАН)
Хотылев Алексей Олегович, канд. геол.-мин. наук (МГУ)

Организационный комитет

Дьякова Светлана Андреевна, председатель
Рахимов Ильдар Рашитович
Дурнаева Вера Николаевна
Сагдеева Нурия Сабировна
Парфирьев Никита Петрович
Тагариева Резеда Чулпановна

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43

ISBN 978-5-00204-633-1

© ИГ УФИЦ РАН, 2022
© Коллектив авторов, 2022

Содержание

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА	9
Г.Я. Атангулов ТЕКТОНИКА УФИМСКОГО ПОЛУОСТРОВА	9
Е.А. Володина, Ал.В. Тевелев ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ	12
Н.Р. Галимов, А.В. Кочергин, К.А. Мельников, А.Е. Сошникова СЦЕНАРИИ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ (ОПЫТ ООО «УГГА» И НЕ ТОЛЬКО)	15
А.А. Гилязов, Л.Г. Хайруллина, Д.И. Юмагулова, К.А. Мельников ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НЕФЕЛИН-ПОЛЕВОШПАТОВОГО СЫРЬЯ ВИШНЕВОГОРСКОГО МАССИВА (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	19
А.А. Еремина, С.В. Липкина, О.В. Дудкин АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ РАЗРАБОТКИ ДУЛИСЬМИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С УЧЕТОМ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ	23
И. Х. Кадырбаков ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗАЛЕЖЕЙ ПЛИТЧАТОГО КАМНЯ УРАЛТАУСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ	29
И.Х. Кадырбаков, А.А. Хафизов, А.В. Исинбаев, Р.Р. Зубаиров, И.А. Блинов, Н.Р. Галимов ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОВЫЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ КАОЛИНОВ (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)	33
Н.С. Калинина НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ТЕРРИТОРИИ БАШКОРТОСТАНА	36
М.А. Максимова НЕОТЕКТОНИКА И ЕЁ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН	40
Т.А. Мележ РОЛЬ СЛАБЫХ ГРУНТОВ В ОЦЕНКЕ ИНЖЕНЕРНО–ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ МНОГОКВАРТИРНОГО ЖИЛОГО ДОМА В Г. ХОЙНИКИ ГОМЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)	43
Т.А. Мележ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ, КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ОСНОВАНИЯ ПОД ИНЖЕНЕРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ	46
М.А. Мкртчян, Г.А. Мкртчян., Р.К. Карапетян, А.Г. Сехпосян, Б.В. Саакян ГЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА	50
А.О. Оганесян, А.М. Аветисян, А.Г. Авдалян КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	53
А.Ю. Паньков ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	58

Н.П. Парфирьев ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ФРАГМЕНТА АШИНСКОЙ СЕРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ – БАСИНСКАЯ ИЛИ ЗИГАНСКАЯ СВИТА?	63
Е.А. Симонова ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-ТУРНЕЙСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА БЫМСКО-КУНГУРСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ	68
В.А Ямалов ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА	70
2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕНТОЛОГИЯ	73
Д.О. Александров ПРОИСХОЖДЕНИЕ «ВАЛУНОВ» В ВЕНДСКИХ ДИАМИКТИТАХ ВОСТОЧНОГО ПРИСАЯНЬЯ: ЛЕДНИКОВЫЙ РАЗНОС ИЛИ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ?	73
Д.О. Александров «ВРЕЗАННАЯ ДОЛИНА» И «ДИАМИКТИТЫ» В ВЕНДЕ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ – ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ, НО НИКАК НЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ	77
В.Д. Десяткин ПАЛЕОПАСЦИХНИДЫ - НОВЫЙ ОБЪЕКТ В БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ	81
А.В. Колесников ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА	83
А.В. Колесников, В.Д. Десяткин, В.А. Терехова, В.Н. Паньков, А.С. Колесников ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ОСОБЕННОСТИ СОХРАННОСТИ ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ БИОТЫ ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА	85
А.В. Колесников, И.В. Латышева, А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов, А.С. Колесников ОТКРЫТИЕ БИОТЫ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ	87
А.С. Колесников, А.В. Колесников, В.Д. Десяткин, В.Н. Паньков НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ УГЛЕФИЦИРОВАННЫХ ОСТАТКОВ ИЗ ПЕРЕВАЛОКСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО УРАЛА	89
А.С. Комаров, Д.В. Польских ИЖБЕРДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГЛИН ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ	92
Д.М. Михненко, З.А. Толоконникова ЗАЩИТНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИУРАЛЬСКИХ МШАНОК (РАННЯЯ ПЕРМЬ) ИЗ СТЕРЛИТАМАКСКИХ ШИХАНОВ, РОССИЯ	95
А.И. Накарякова, О.Е. Кочнева ЛИТОГЕНЕЗ ТАНОПЧИНСКОЙ СВИТЫ АРКАЯХСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	100
Б.М. Попов НОВЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ОСТРАКОДАМ СРЕДНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА	104
Н.С. Сагдеева ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ ГОРЫ КУШТАУ	107
М.А. Темизсой, О.Е. Кочнева ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	110

В. А. Терехова ИХНОФОССИЛИИ ИЗ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА.....	113
А.Ф. Фасхиева ПАЛЕОПОЧВЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО ПРИКАМЬЯ.....	116
Э.Р. Шарафутдинова ПАЛЕОПОЧВЫ УРЖУМСКОГО ЯРУСА РАЗРЕЗА ГРЕБЕНИ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ.....	121
А.Р. Шарипова МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭОГНАТИД В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРАЖСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА.....	125
3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ	129
Н.А. Антонишин, Г.Ю. Шардакова МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УЧАСТКА БАРОБИНСКИЙ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)	129
Р.Р. Ахмедова., С.В. Мичурин, А.М. Карамова, Г.М. Казбулатова КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛОМИТОВ НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ МИНЬЯРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (Д. ТОЛПАРОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	132
Е.А. Васюкова ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ НЕРСИНСКОГО БАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)	136
Р.А. Гатауллин МОРФОЛОГИЯ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА	140
А.П. Даньшина, В.А. Харин СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕФТЕЙ ПЛАСТА Т1 ПАШКИНСКОГО И ВОСТОЧНО-КЛЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.....	144
Е.Л. Кунаккузин, Е.С. Борисенко, Л.И. Нерович, Т.Б. Баянова, Т.В. Каулина, Е.Н. Стешенко НЕОАРХЕЙСКИЕ ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ДИОРИТЫ ЗОНЫ КОНТАКТА МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОХИМИЯ И SM-ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ	148
С.Г. Панышев ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-ТУРНЕЙСКОГО КАРБОНАТНОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА	150
Г.А. Пономарева ВОЗМОЖНОСТИ АТОМНО-АБСОРБЦИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ.....	152
Г.А. Пономарева ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УГЛЕВОДОРОДОВ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.....	156
П.П. Попов ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИНФРАКРАСНЫХ СПЕКТРОВ БИТУМОИДОВ ПОРОД ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-КОЛЬЧУМСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ В СВЯЗИ С ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ.....	161

И.Р. Рахимов, А.А. Самизуллин РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ФЁДОРОВСКОГО РАЙОНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ БАШКИРИЯ)	163
А.О. Симанкова, Е.В. Пушкарев КРУПНЫЙ РОЙ ДОЛЕРИТОВЫХ ДАЕК В ХАБАРНИНСКОМ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ	166
А.В. Сначёв, А.В. Коломоец, М.А. Рассомахин, М.С. Глухов ЗОЛОТОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙКАЛ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	170
М.А. Смакова, Е.О. Шиянова ФТОРАПАТИТ В ОБРАЗЦАХ ШЛАМА ДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ	175
Н.С. Уляшева, О.В. Удуратина, А.С. Шуйский ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД РУЧ. ПЕРИДОТИТОВОГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).....	180
И.И. Шишкова ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БРАГИНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МАССИВА	184
4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	189
А.В. Карамышев НЕЙРОСЕТЕВЫЕ МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ В ЗАДАЧАХ КАРТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА	189
К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян ОСОБЕННОСТИ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫХ ФУНКЦИЙ ПРИ ОБРАБОТКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	194
Д.Д. Кожанов, М.А. Большакова РЕАЛИЗОВАННОСТЬ НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ И ИХ ВКЛАД В НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПОРОД КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА НА ОСНОВЕ БАССЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	199
С.К. Мустафин НЕУГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЫРЬЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РЕШЕНИЯ	204
Д.В. Польских, В.А. Москалёв БИОВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ОТВАЛОВ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	213
5. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ	216
А.Н. Вихоть НОРМИРОВАНИЕ КРИТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВИБРАЦИОННОГО ПОЛЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ В УСЛОВИЯХ КРИОГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ	216
А.Р. Галиуллина, В.Н. Дурнаева СУЛЬФАТНЫЙ КАРСТ В ГИС ПРОЕКТЕ «КАРСТ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ»	222

Д.Р. Епифанова СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ *КАРСТОВЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОВАЛОВ НА ТЕРРИТОРИИ УФИМСКОГО "ПОЛУОСТРОВА"	224
Г.М. Казбулатова, С.В. Мичурин, А.М. Карамова ГЕОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД АВЗЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	230
Г.А. Мкртчян ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛОТИНЫ ЕГВАРДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (АРМЕНИЯ) ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ	234
Д.И. Мустафин МИГРАЦИЯ В ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТЫХ ПОРОДАХ. МОДЕЛИ МИГРАЦИОННОГО ПРОЦЕССА В ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТЫХ ПОРОДАХ	239
Г.А. Салихов ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНАХ. ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО И ПОСТЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ПЕРИОДОВ НА ПРИМЕРЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАРЬЕРНЫХ ВОД НА КОВДОРСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	243
А.З. Чилингарян, К.А. Карапетян, Г.А. Мкртчян РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ТРАССЫ КУМАЙРИСКОГО ТОННЕЛЯ МЕТОДОМ ЗАРЯДА	248
6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ	252
Ф.Р. Ардисламов ГЕОПАРК "ТОРАТАУ" - ПОЛИГОН ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ УЧЕБНЫХ ПРАКТИК	252
Е.П. Васина ГАГАТ – ПОДЕЛОЧНЫЙ КАМЕНЬ КОПЕЙСКИХ ТЕРРИКОНОВ	256
С.А. Дьякова, Р.Ч. Тагариева, Е.Ю. Башлыкова ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАРШРУТ ПО РАЗРЕЗАМ АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА, ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И КАРБОНА ГЕОПАРКА «ТОРАТАУ»	258
Р.Ф. Кадырова ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА ШИХАНА КУШТАУ	263
Р.Н. Калимуллин ИССЛЕДОВАНИЕ И СПЕЛЕОТОПОСЪЁМКА ОРЛОВСКИХ ПЕЩЕР	265
Ю.В. Соколов СПЕЛЕОЛОГИЯ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН	270

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

ТЕКТОНИКА УФИМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Г.Я. Атангулов

Башкирский государственный университет, г. Уфа

e-mail: Atangulov13@mail.ru

Уфимский полуостров расположен на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы в пределах крупной Камско - Бельской депрессии, в её структурном элементе Благовещенской впадине непосредственное влияние на рельеф полуострова оказывают структуры кунгурских гипсов и ангидритов.

Через территорию г. Уфы – Черкасско-Стерлибашевский вал. Структура имеет простирание с северо- и северо-востока на юго- юго-запад. Состоит из системы линейно вытянутых значительно приподнятых брахиантиклиналей – широких куполовидных складок. В местах развития этих складок кунгурские породы приближаются к поверхности.

В южной части Бельско-Уфимского междуречья выделяется Глумилинская структура, осложненная на юге Сутолокской синклиналью (депрессия палеозойского ложа), в последствие чего распадается на две антиклинали: Бельско-Сутолокскую и Уфимско-Сутолокскую, соответствующие междуречьям Белой и Уфы.

Синклинальная структура осложнена серией мелких куполообразных поднятий и погружений, образование которых обусловлено гидратацией ангидритов. Пермские породы сильно трещиноваты. Структуры были сформированы в эпоху герцинской складчатости.

Пермские гипсы в связи со складчатостью то поднимаются над урезом воды в реках, то погружаются ниже его.

В правом склоне долины р. Уфа поверхность гипсов располагается на высоте 50-60 м. У Каменного перевоза гипсы вовсе отсутствуют в обнажении правого склона. У последней излучины начинают слагать нижнюю его часть, а в Лысой горе поверхность гипсов поднимается над уровнем воды на 50 м.

Местами реки подрезают брахиантиклинали, это ясно можно обнаружить из-за наклона пластов в разные стороны, т.е. их антиклинальное залегание.

Образование складок связывают с различными процессами. Главную роль в их формировании сыграли неравномерные поднятия и опускания земной коры и боковое сжатие. Основной рост структур происходил в предкунгурское и послекунгурское время, что было связано с резким усилением вздымания земной коры и горообразовательными движениями на Урале. В этот период в связи с давлением с востока сформировалась структура Черкасско-Стерлибашевского вала вместе с осложняющими его прогибами и поднятиями.

В пределах впадины кристаллический фундамент ступенчато погружается на восток на глубину (по данным геофизики) до 8-20 км. В додевонское время территория подверглась сильному и длительному размыву, в результате которого палеозойский комплекс лежит несогласно на поверхности рифейско-ведского комплекса. В формировании палеозойского структурного этажа территории наиболее активно участвовали герцинские и альпийские циклы тектогенеза. Герцинский цикл характерен тем, что весь период его действия в палеозойском комплексе платформы шла перестройка территории. В мезозое она имела признаки морфоструктурного строения, а к концу герцинского цикла приобрела структурный облик, схожий с современными очертаниями. В альпийский (неотектонический) цикл глыбовые перемещения по разломам, вызванные

тангенциальными сжатиями, завершили оформление её структур, доведя в неогеновое время их тектоническую выраженность до современного вида.

Плато, заключенное между р. Уфой и Белой, в основном своем геологическом строении и характере рельефа определяется сутолокской депрессией. Установлено, что пласты пермских пород падают к осевой части этой депрессии, как с запада от р. Белой, так и с востока от р. Уфы. Таким образом это нарушение имеют форму синклинали. Ось этой складки подымается в северном направлении.

Изучаемая территория приурочена северо - восточному склону куполовидного поднятия Уфимско-Сутолокского вала.

При анализе архивных материалов, в результате наземных сейсмических исследований методом отраженных волн МОВ был изучен глубинный сейсмогеологический разрез, который по динамическим и кинематическим свойствам поля отраженных волн характеризуют структурно-тектоническое строение изучаемого массива пород, его физическое состояние до глубины 100м.

Литолого-стратиграфическая увязка основных отражающих границ не вызывает затруднений. Границы основных стратиграфических комплексов пород вполне уверенно прослеживаются на сейсмогеологических разрезах. Внутри основных горизонтов пород волновые поля имеют неоднородное, достаточно сложное и отличное между профилями строение. Отличия в рельефе свидетельствуют об относительно сложном структурном строении массива пород по площади исследований.

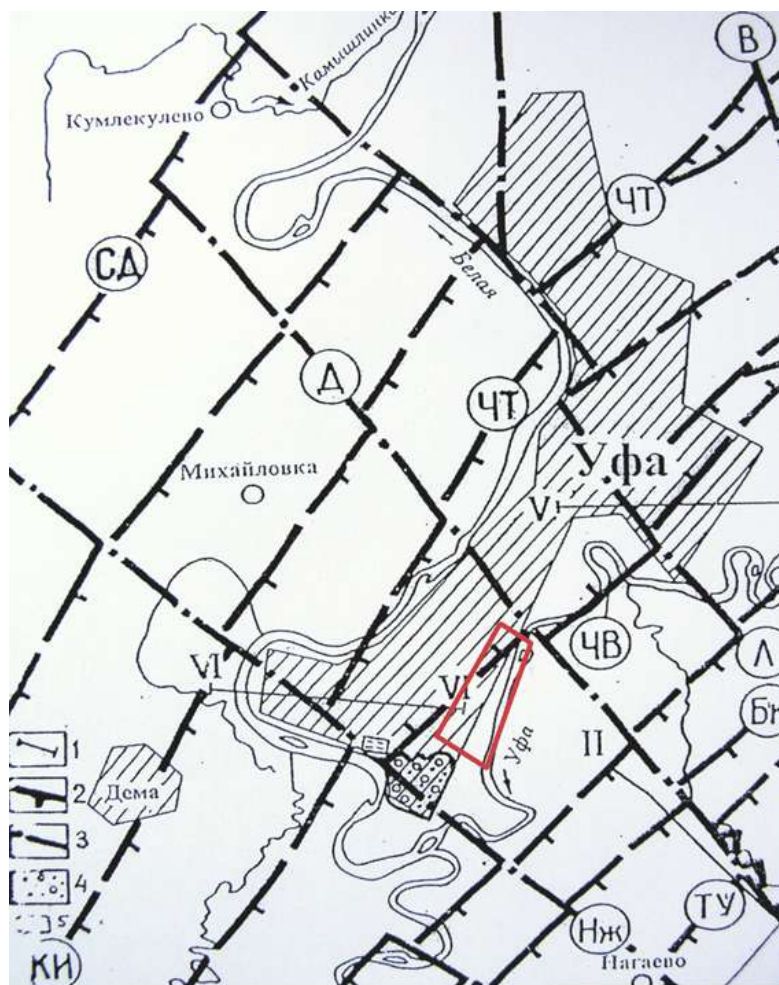


Рис. 1. Схема размещения разрывных нарушений в районе г. Уфы. 1 – линии геологических разрезов; 2 – надвиги (СД – Сергеевско-Дымский-Киевско-Искандеровский, ЧТ – Четырмановско-Турбаслинский, ЧВ – Четырмановский встречный,

Бк – Бекетовский, ТУ – Тавтиманово-Уршакский); 3 – сдвиги (Д – Дудкинский, Нж – Нижегородский, Л – Лихачёвский); 4 – зона развития карста [1].

Наиболее сложное структурное строение на всех профилях исследований отмечается в интервале залегания пород шешминского горизонта. По свойствам волнового поля для данного интервала разреза наблюдаются признаки углового несогласного залегания отдельных слоев пород, выклинивания, замещения, в отдельных интервалах линзовидный характер залегания, резкое изменение рельефа границ слоев в виде прогибов, смещений.

Остальная часть пород шешминского горизонта характеризуется достаточно выдержанной динамикой волнового поля. В структурно-тектоническом плане для массива пород шешминского горизонта характерно достаточно сложное строение. На всех профилях исследований отмечаются признаки структурного несогласного залегания отдельных слоев, выклинивания, расщепления на отдельные мелкие слои.

В общем структурном плане слои пород соликамского горизонта имеют согласное между собой залегание. На отдельных участках разрезов отмечаются признаки структурного нарушения залегания слоев.

Подстилающие соликамский горизонт слои гипсов иренского горизонта по динамике волнового поля имеют неравномерно выветренное, трещиноватое состояние. По динамике волнового поля, трещиноватость имеет субвертикальный, наклонный характер. Наибольшая степень трещиноватости увязывается с участками структурного нарушения. Структурные нарушения вероятнее всего связаны с зонами повышенной трещиноватости, характерные для контакта соликамских и иренских пород. Эти зоны наиболее подвержены карстовым процессам и образованию полостей. Закарстованность выражена в виде различной степени трещиноватости массива гипсов иренского горизонта.

Список литературы

1. Казанцев Ю.В. Государственный доклад «О состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2009 г.». Уфа: ГУ «Центр госсанэпиднадзора в г. Уфе и Уфимском районе РБ», 2010 г;
2. Казанцев Ю. В. Сейсмогенез и структура центрального Башкортастана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 72 с.
3. Казанцев Ю.В. Отчет по теме «Изучение характера микросейсмичности в районе ЛПДС Черкассы ОАО «Уралтранснефтепродукт». Уфа, 2002.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Е.А. Володина, Ал.В. Тевелев

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
e-mail: ekaterina.volodina2015@yandex.ru*

Предуральский прогиб является классическим краевым прогибом – это вытянутая протяжённая область погруженной земной коры с асимметричным строением, заполненная молассой. Однако, привнос материала может происходить и с платформы. Предуральский прогиб делится поперечными поднятиями на ряд впадин. В ходе полевых работ были изучены позднепалеозойские отложения восточного борта прогиба в южной его части - в Симской и Юрюзано-Сылвенской впадинах - от посёлка Кропачёво (Челябинская область) на юге до города Михайловск (Свердловская область) на севере.

Также выраженной чертой строения Предуральского прогиба является поперечная фациальная зональность, которая доказана уже давно - с востока на запад размерность материала постепенно уменьшается и возрастает роль карбонатов. Однако, благодаря детальным литологическим исследованиям с построением корреляционных колонок, было выяснено, что существует и продольная зональность отложений позднего палеозоя, связанная с влиянием побочных источников сноса [1].

Формирование и заполнение прогиба происходит одновременно с процессом коллизии. При анализе вышеупомянутых корреляционных колонок стало ясно, что этот тектонический процесс не был непрерывным, а происходил в несколько этапов. Как это выражено: среди отложений есть неоднородность литологических и структурных характеристик слагающих его пород. В некоторых комплексах отмечается обилие грубообломочного материала и преобладание терригенных пород, а в разрезах имеются многочисленные складки, олистостромы, крутые углы падения. В других преобладает материал мелкой размерности, а залегание пород пологое. Также возрастает роль карбонатов. Предполагается, что снизу вверх по разрезу такое чередование литологических и структурных особенностей является закономерным и приурочено к определённым тектоническим событиям в истории формирования Уральского орогена. Принцип выделения отдельных периодов активизации - резкая смена размерности материала на более крупную, смена состава и структурные особенности разрезов.

Первый этап активизации (315-310 млн лет) фиксируется с московского века. Наибольшая мощность и наибольшая размерность отложений наблюдается в пределах Кусинского района. В остальных районах мощность постепенно становится меньше, а валунные конгломераты встречаются относительно редко (в основном, присутствуют мелкогалечные). Такое различие связано с удалённостью тех или иных районов от источника сноса, который вкратце рассмотрен далее.

Начало первого этапа совпадает с завершением закрытия Палеоуральского океана, началом коллизии и формирования южной части Предуральского прогиба. Начал разрушаться главный источник сноса – Тараташский выступ и его западное обрамление, что доказывается родством материала [3]. В позднем палеозое Тараташский блок работал как индентор в условиях сжатия. В результате этого образовался очень крутой склон, по которому был активный снос осадков.

Другие этапы активизации, кроме первого, сложно связать с крупными тектоническими событиями. Они приурочены к последовательным стадиям воздымания Уральского орогена при коллизии. Однако, можно связать временные промежутки активизации сноса с этапами метаморфизма, а также с внедрением интрузивных массивов в соседних с востока зонах, так как, чаще всего, внедрение плутонов в этих мегазонах связано с этапами транспрессии. С первым этапом совпадает по времени внедрение

гранитов Варшавского (314 млн лет) и Ларинского (310 млн лет) массивов Восточно-Уральской мегазоны.

Помимо трёх главных этапов активизации есть ещё 2 второстепенных, которые проявлены локально. Один из них отмечается в касимовском веке верхнего карбона (307-303 млн лет). В это время в Магнитогорской мегазоне произошло внедрение массивов карагайского плутонического комплекса: Уйскоборского, Карагайского (304 млн лет) и Ахуновского (306 млн лет). Примерно тот же возраст имеет первая фаза динамотермального метаморфизма куртинской серии Уфалейского блока (308-305 млн лет). Другой второстепенный этап фиксируется в первой половине ассельского века ранней перми (298-295 млн лет). В это время происходит внедрение пермской части Челябинского массива (299-289 млн лет). Эти второстепенные этапы по времени идут после первого, и видимо отражают несколько толчков, импульсов самого сильного этапа, потому что он не затихает сразу.

Второй этап активизации приходится на середину сакмарского века (295–290 млн лет). Наибольшая мощность грубообломочных отложений наблюдается в Кусинском и Нязепетровском районах, а также в самом южном Симском районе. Такая ситуация объясняется тем, что кроме Тараташского блока, начинает функционировать ещё один источник сноса, влияние которого проявлено на юге исследуемой территории. Это Каратау-Сулеймановский блок, который, по новым данным [4] рассматривается в качестве единого. В это время в Магнитогорской мегазоне происходит внедрение гранитоидных массивов балканского плутонического комплекса: Новобуранного (294 млн лет) и Урузбаевского (293 млн лет) [2]. Примерно тот же возраст имеет вторая фаза динамотермального метаморфизма куртинской серии Уфалейского блока (296–293 млн лет).

Третий этап (287–282 млн лет) фиксируется с середины артинского века ранней перми. Во всех изученных районах в указанное время формируются валунные конгломераты, олистостромовые толщи, что свидетельствует о сильной тектонической активности. Снос материала осуществляется всё с тех же источников. Во время третьего этапа активизации в Восточно-Уральской мегазоне на Южном Урале формируются массивы степнинского комплекса (283 млн лет), а на Среднем Урале – осинового (285 млн лет).

Между периодами активизации наблюдаются периоды затишья – гидродинамика постепенно становится более спокойной, и в бассейне накапливаются отложения, преимущественно, терригенных, а также карбонатных турбидитов с ритмичной градационной слоистостью. Они связаны со схождением мутьевых потоков по склону. Также имеют место фоновые пелагические и гемипелагические известняки.

Таким образом, было выделено 5 этапов активизации сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины – 3 основных и 2 второстепенных. Начало первого этапа совпадает с началом коллизии и формирования южной части Предуральяского прогиба. Остальные связаны с последовательными стадиями роста Уральского орогена. При переходе с одного этапа на другой происходит смена или появление дополнительных источников сноса, а также проявляется преобладание того или иного источника.

Наиболее верное определение источников возможно благодаря более точному методу - U-Pb датированию детритовых цирконов. Лучше всего для этого метода подходят образцы песчаников с карбонатным цементом. Подобных пород чрезвычайно много в позднепалеозойских комплексах изучаемой территории. В ходе полевых работ автором были отобраны пробы для датирования, результаты по которым будут получены в ближайшее время. Благодаря этому можно будет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, намеченные при анализе распределения литотипов на карте и в разрезах.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ № 19-55-26009 Чехия «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

Список литературы

1. Володина Е.А. Фациальная зональность позднепалеозойских отложений восточного борта Предуральяского прогиба/ Володина Е.А.// Научный журнал «Вестник». 2020 г. №1(97). 40 с.
2. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
3. Tevelev A.I.V., Tevelev Ark.V., Fedorchuk V.A., Khotylev A.O., Kosheleva I.A. The Taratash Indenter and its Role in the Geological Structure of the Urals. 2017, published in Vestnik Moskovskogo Universiteta, Seriya 4: Geologiya, 2017, No. 2, pp. 3–12.
4. Tevelev A.I.V., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V., Khotylev A.O., Volodina E.A. A Kinematic Model of the Formation of the Sim Trough of the Cis-Uralian Foredeep, 2018, published in Vestnik Moskovskogo Universiteta, Seriya 4: Geologiya, 2018, No. 2, pp. 23–32.

СЦЕНАРИИ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ (ОПЫТ ООО «УГГА» И НЕ ТОЛЬКО)

Н.Р. Галимов, А.В. Кочергин, К.А. Мельников, А.Е. Сошникова

ООО «Уральское горно-геологическое агентство»

avtgkav@yandex.ru

Анализ опыта последних десятилетия показывает, что в практике геологоразведочных работ оформились несколько сценариев подготовки новых месторождений:

- в результате изучения проявлений, выявленных и положительно оцененных региональными и прогнозно-тематическими работами прошлых лет в известных рудных районах;
- в результате изучения месторождений и проявлений, отнесенных ранее к выработанным или отрицательно оцененным;
- как результат переоценки с принципиально новых позиций обогащения;
- «случайные» открытия за счет более глубокого изучения вещественного состава геологических тел;
- за счет расширения спектра полезных ископаемых на известном месторождении;
- при переоценке известных формаций и объектов на «новые» виды полезных ископаемых, неизвестных ранее;
- в результате реализации теоретического прогноза.

Приведенная здесь фрагментизация довольно условна. Как правило на одном объекте мы найдем сочетания по крайней мере двух категорий. Но, на наш взгляд, они имеют значение для осмысления процесса открытия и подготовки месторождений.

Месторождения, полученные в результате **изучения проявлений, выявленных и положительно оцененных региональными и прогнозно-тематическими работами прошлых лет** наиболее многочисленны. Этот путь наиболее очевиден и понятен.

Пример – открытие Университетского золоторудного месторождения, Петровского медно-золоторудного месторождения колчеданного типа (АО «Башкиргеология, приписанное себе АО «Росгеологией»), Казаковского облицовочных гранитов (ООО «Уралгео», Колесников А.Н., Магдеева З.У., золоторудного месторождения «Горный Прииск»).

Университетское месторождение открыто группой Ф.Ф. Латыпова и И.Р. Бергазова (ООО «Башкиргеология») при изучении одноименного проявления. Положительная оценка сделана ими же ранее, при проведении прогнозно-поисковых работ. Проведенными буровыми работами вскрыто и околонтурена золоторудная залежь, с суммарными запасами около 2 тонн золота.

Золоторудное месторождение Горный Прииск получено группой А.Г Боброва- В.Н. Никонова (БГРЭ) в 2018 г, хотя известно оно еще с дореволюционных времен. Несмотря на попытки изучения в 20-40 е, 80 е годы XX столетия, его промышленное значение оставалось недоказанным. Настоящими работами подготовлены запасы объеме около 1 т, пригодные для кучного выщелачивания.

Необходимо отметить, что положительный итог реализации объектов предшественников не гарантирован. Примером может служить Айское проявление железных руд, изученное ООО «УГГА» в 2020- 2021 гг. Проявление локализовано в зоне контакта гранитоидов и габброидов Кузино-Копанского комплекса и карбонатно-терригенных отложений саткинской свиты. Выявлено в конце 80х годов сотрудниками Златоустовской ГРЭ. Выполненными нами горными работами с применением экспресс методов магниторазведки тела железных руд вскрыты и опробованы на протяжении 1500

м. Однако, магнетитовое оруденение локализовано в маленьких гнездах, приуроченных к локальной прерывистой маломощной зоне скарнирования. Предварительные расчеты показывают крайне малые запасы при высоком коэффициенте вскрыши. Условия эксплуатации осложняются сильной обводненностью залежей уже на глубинах от 4 м. Проявление очень интересно в геологическом смысле, отличается весьма своеобразным составом, но не имеет промышленного значения.

Примеры месторождений полученных в результате изучения месторождений и проявлений, отнесенных ранее к выработанным или отрицательно оцененным многочисленны. К этому типу можно отнести большинство мелких месторождений золота, подготовленных группой А.Г. Боброва – В.Н. Никонова (БГРЭ): золоторудных месторождений Горный Прииск и Клят-Бураган, Улу-Телякского марганцовистых известняков и гипса, а также Мало-Каранского месторождения коренного золота (ООО «БЗДК»), Канакайского железных руд, Тимашевского стекольных песков.

Показательно открытие Канакайского месторождения железных руд. Одноименное проявление известно с начала XX века. В советское время многократно изучалось и оценивалось отрицательно, вследствие незначительной мощности и крутого залегания тела магнетитовых руд в скарноидах на контакте габброидов утыкташского массива и известняков улутаусской свиты. В новых условиях дефицита железных руд главным геологом Учалинского филиала АО «Башкиргеология» В.А. Крылатовым перспективы объекта были оценены положительно. Основа положительного решения - магнетитовый состав руд с возможностью получения товарного кускового продукта без обогащения при близости к потребителя (АО «ММК»). В результате проведенных геологоразведочных работ с опытной эксплуатацией было подготовлено мелкое железорудное месторождение. Месторождение выработано в течении 4 лет на 70 %.

При иллюстрации **открытия при переоценки с принципиально новых позиций обогащения** нам хотелось упомянуть работу выполненную группой А.Г. Боброва- В.Н. Никонова (БГРЭ) при участии группы Мичурина С.Н. (Институт геологии УФИЦ РАН) по изучению проявления Улюк-Бар. Проявление (месторождение) известно по крайней мере с конца XIX века, эпизодически кустарно разрабатывалось. Попытки подготовки запасов предпринимались периодически в 30х, 40х, 80х годах XX века. Все они были неоднозначны. Промышленные перспективы оставались сомнительными. И только в 2019-2022 г группе Никонова-Боброва, за счет использования крупнообъемного опробования и организации целой минифабрики пробоподготовки удалось установить особенности вещественного состава и доказать промышленные перспективы участка, посчитать запасы и представить их на утверждение.

«Случайные» открытия за счет более глубокого изучения вещественного состава.

Здесь мы не можем не упомянуть замечательное открытие, сделанное сотрудником Института геологии УФИЦ РАН И.Р. Рахимовым. Речь идет об открытии Сабантуйского хромитового россыпепроявления, локализованного в песчаниках казанского яруса верхней перми Федоровского района РБ. Здесь еще далеко до месторождения, но само открытие уже заставляет переосмыслить перспективы территории.

К этому типу мы относим и открытие Н.Н. Ларионовым Суранского месторождения флюоритов (вернее открытие тогда еще проявления). Эти достижения сделаны на, казалось бы, изученных территориях и вроде бы случайны, но обусловлены высоким профессионализмом их авторов.

В качестве примера **открытия за счет расширения спектра полезных ископаемых на объекте** хотелось привести пример Вишневогорского месторождения нефелин-полевошпатового сырья Челябинской области. В 30-40х годах XX века здесь было открыто месторождение ниобиевых руд пироклорового типа (пироклоровая минерализация в фенитах и карбонатитах Вишневогорского миаскитового массива). В этот же период начались попытки добычи полевошпатового сырья, однако в качестве

источников добычи рассматривались исключительно мелкие тела гранитных пегматитов. Изначально, согласно господствовавшим тогда представлениям, миаскиты не рассматривались в качестве сырья для керамической промышленности. В 1957 г технологом ниобиевого комбината Жуковским Г.В. был поставлен вопрос о целесообразности использования хвостов обогащения ниобиевых руд и уже в 1959 г комбинат начать попутное извлечение полевошпатового сырья, продолжавшиеся до 1995 г.

В этот период выполнен ряд технологических исследований, показавших возможность глубокого обогащения с получением Гостовских концентратов. Более того, присутствие нефелина оказалось благоприятным фактором для ряда потребителей. В 1995 г добыча ниобиевых руд на подземном руднике Вишневогорского ГОКа полностью прекратилась и комбинат, благодаря наличию «запасного варианта», полностью перешел на производство полевошпатового концентрата. За 1995 -2019 гг на флангах ниобиевого месторождения (в пустых с точки зрения ниобия и редких земель) миаскитах был подготовлено крупнейшее на сегодняшний день Вишневогорское месторождение нефелин-полевошпатового сырья. Комбинат сегодня является крупнейшим поставщиком полевошпатовой продукции в СССР.

В качестве примером переоценки **известных формаций и объектов на «новые» виды полезных ископаемых** может рассматриваться Буйдинское месторождение камня для кровельной посыпки, открытое нами и подготовленное в 2017-2020 гг. Кровельная посыпка для мягкой кровли используется в качестве декоративно-защитного слоя битумной черепицы. В мире эта технология эволюционирует с 20 х годов XX века. На отечественном рынке битумная черепица появилась только в 90х годах XX века. В 2013 г в г Учалы компанией ТехноНиколь построен цех по производству цветной кровельной посыпки, производимой по авторской технологии горячего окрашивания минерального носителя. В качестве минерального носителя используются однородные относительно тяжелые горные пород, не пропускающие ультрафиолетовое излучение, стойкие к термическому воздействию в процессе технологического передела, к воздействию погодных факторов, окислению, способные давать относительно однородные изометричные гранулы размером 0,5-2 мм. Такими свойствами преимущественно обладают магматические породы базитового ряда. Учалинский рудный район, логистически близкий к производству, сложен преимущественно базальтоидами и казалось, что проблем не будет. Однако широкое развитие рудно-метасоматических процессов, обеспечившие рудоносность района, в данном случае являлись неблагоприятным фактором, определившим широкое развития в породах сульфидной, кварцевой и кальцитовой минерализации. Основные усилия, при работе свелись к поиску участков развития базальтоидов наименее проработанных метасоматическими процессами. Такие участки были найдены. На них подготовлены запасы базальтоидов для кровельной посыпки в объеме более 3 млн м³.

Реализация теоретического прогноза - наиболее сложный рискованный и профессиональный процесс. К данному типу относятся открытие Белорецкой тальконосной провинции, осуществленное нашей компанией в 2014-2015 гг. А также может быть отнесено открытие Тарабердинского месторождения керамзитовых глин.

Возможность открытия в Белорецком метаморфическом комплексе месторождений маложелезистых апокарбонатных тальцитов спрогнозирована нами в 1999-2010 гг. Первые мысли о возможности открытия таких месторождений были высказаны П.Н. Швецовым, проводившим ГДП 50 в обрамлении Белорецкого комплекса. Однако при ГДП 50 , охвативших территорию в 70хи 80х годах эти рекомендации были полностью забыты. Наш прогноз базировался на теоретических предпосылках: наличии карбонатных комплексов магниезиальной специализации в существенно кремнеземистых метаморфитах Белорецкого метаморфического комплекса и зоны его обрамления, наличии благоприятных тектонических структур, а также на находках тальковой минерализации в

телах магнезитов. Поисками с применением большого объема горных и буровых работ нами были открыты два проявления кондиционных апокарбонатных талькистов: Аболовской, Азналкинское, и одно апокварцитовых - Матинское, соответствующие трем тальконосным районам. Прогнозные ресурсы оцениваются в 12 млн тонн талькистов. Промышленная тальконосность провинции доказана. Необходимо отметить, что выявленные тела локализованы в обстановках, отличающихся от эталонных. В полном объеме перекрыты рыхлыми отложениями и выявляются только горными выработками и скважинами.

Тарабердинское месторождение керамзитовых глин открыто нами в 2017 г. Прогноз базировался на аналогии с обстановками локализации объектов-аналогов с наиболее качественным сырьем, а вернее, на сочетании этих обстановок. Открытое месторождение характеризуется исключительно высоким качеством сырья (средний коэффициент вспучивания 5,2 ед. (на других объектах региона коэффициент вспучивания глин не превышает 2,4 ед).

Таким образом, открытие месторождения есть реализации нескольких сценариев и является сочетанием работы системы геологического изучения и реализации личностных и профессиональных качеств специалистов-геологов. Открытия невозможны как без работы «системы», так и без роли Специалиста-геолога.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НЕФЕЛИН-ПОЛЕВОШПАТОВОГО СЫРЬЯ ВИШНЕВОГОРСКОГО МАССИВА (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.А. Гилязов¹, Л.Г. Хайруллина², Д.И. Юмагулова², К.А. Мельников¹

¹ ООО «Уральское горно-геологическое агентство»,

² Кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, БашГУ г. Уфа
avtggkav@yandex.ru

Вишневогорский щелочной массив сегодня является основным источником нефелин-полевошпатового сырья в РФ (рис.). В будущем его роль только усилится. Связано это с его составом, позволяющем при обогащении получить концентрат с наиболее высокой долей щелочей, при высоких содержаниях алюминия и практически полном отсутствии свободного кремнезема (кварца) [3].

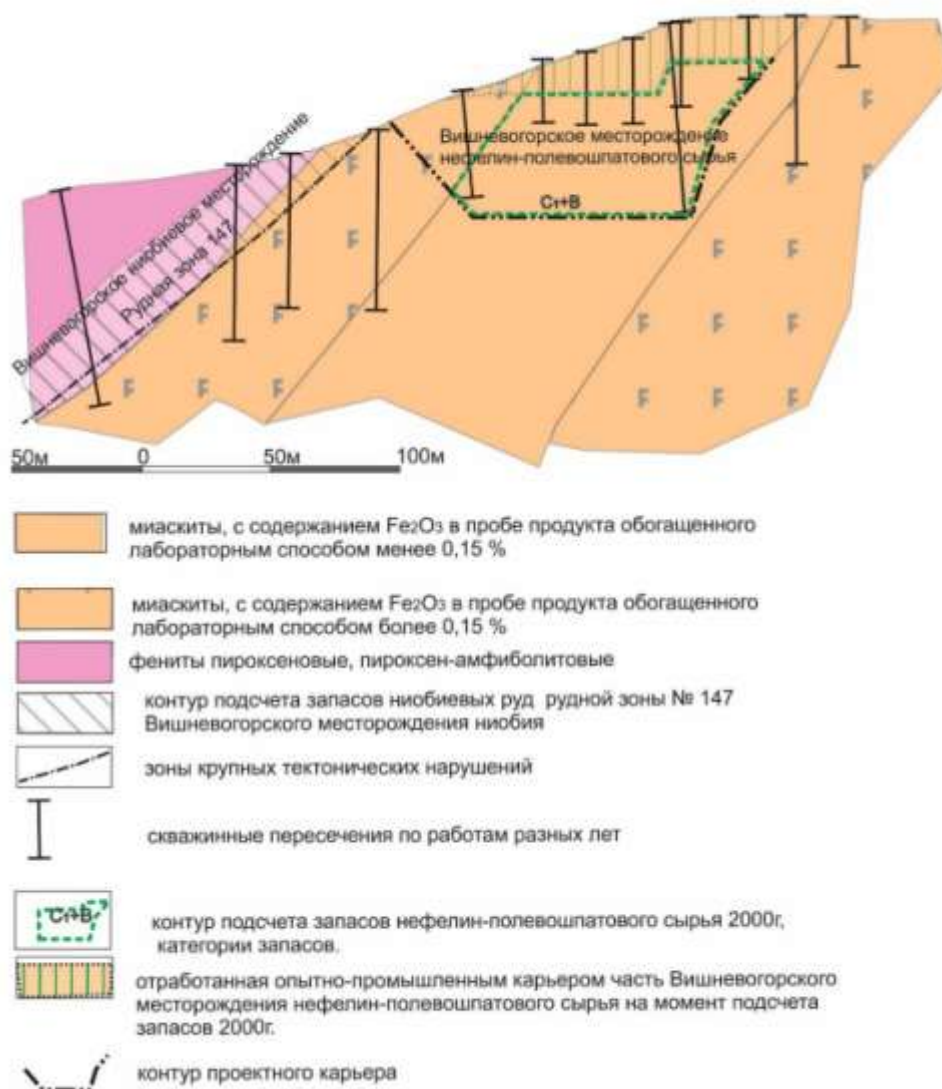


Рис. Разрез Вишневогорского месторождения нефелин-полевошпатового сырья по профилю 53 (по Ахлюстину В.Е., Ярину В.Н.) Масштаб: 1: 2000

Сегодня в пределах массива подготовлено крупное (запасы более 180 млн т)

Вишневогорское месторождение нефелин-полевошпатового сырья, разрабатываемое АО «Вишневогорский ГОК» с получением кондиционного нефелин-полевошпатового концентрата.

В настоящее время в центральной и южной части массива, в рамках соответствующей лицензии по геологическому изучению Потанинской площади подготовку еще одного крупного месторождения по заказу ООО «Пласт-Рифей» ведет наше предприятие.

Центральный Вишневогорский массив Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса расположен в ядре Вишневогорской антиклинали Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, на стыке структур Южного и Среднего Урала. Антиклиналь имеет веерообразную форму, которая опрокинута на восток.

Месторождение нефелин-полевошпатового сырья представляется включает несколько пластообразных крутозалегающих залежей кондиционных миасцитов, ориентированных субмеридионально, разделенных телами некондиционных миасцитов.

К кондиционным телам относятся тела миасцитов, включающие маломощные тела миасцитовых пегматитов, биотитовых фенитов, карбонатитов и в целом обеспечивающих получение из них полевошпатового концентрата, отвечающего требованиям государственных стандартов: к полевошпатовым материалам, при выходе обогащенного полевошпатового концентрата не менее 48 % от исходного объема породы.

К некондиционным относятся миаскиты, включающие фениты, пегматиты карбонатиты в объемах не позволяющих получить из них кондиционный полевошпатовый концентрат в указанных объемах

В пределах массива картируются две пачки (залежи), сложенные преимущественно миаскитами: Восточная и Западная.

В сложении Восточной и Западной залежей основная роль принадлежит миаскитам (

Под миаскитами мы понимаем породы, описываемыми петрографами, как собственно миаскиты, миаскитовые мигматиты, миаскитовые гнейсы). Характернейшей чертой массива является расслоенность. Для миасцитов характерны полосчатые псевдослоистые текстуры. Полосчатость обусловлена линейным распределением темноцветных минералов, прежде всего лепидолита, и имеет отчетливо магматогенную природу. По содержанию темноцветных миасцитов миаскиты принято разделять на лейкократовые, меланократовые, мезократовые. Разности, содержащие лепидомелана более 50 % отнесены к слюдитам.

Помимо расслоенности, типичной чертой миасцитов участка является пегматоидность. Типичные пегматиты встречаются редко. Это небольшие тела, как правило с постепенными, редко (при резкой разнице вещественного состава) четкими контактами с вмещающими породами. Мощность тел – десятки сантиметров - первые метры, редко до 10 метров. Состав пегматитов изменчив, но в целом соответствует минеральному составу миасцитов: альбит, КППШ, нефелин, лепидомелан. Но также: канкринит, содалит, а также акцессорные: циркон, ильменит, пироксид (весьма редко). Если объем пегматитов сравнительно невелик, то признаками пегматоидности охвачено не менее трети объема миасцитов. Пегматоидность заключается в увеличении размерности и порфиоровидности главным образом КППШ и нефелина. Переходы пегматоидных разностей в непегматоидные постепенные.

Крайне широко развиты метасоматические образования. Предшественниками в пределах Вишневогорского комплекса отчетливо выделялось два метасоматических этапа преобразования, разделенных по времени и пространству и накладывающиеся друг на друга: фенитовый и либнеритовый [1, 2].

Ранний фенитовый этап проявлен весьма широко. Его типовыми минералами является кальцит и альбит, а также щелочные амфиболы (эгирин, рибекит), содалит и канкринит, сопровождающиеся акцессорной и рудной минерализацией: ильменитовой, редкоземельно-ниобиевой, ториево-циркониевой. Появление и содержание кальция

является основным индикатором метасоматического процесса. Метасоматические образования фенитового ряда тесно ассоциируют с пегматитами. Всеми исследователями, вслед за Роненсоном процесс рассматривался как постмагматический, а время проявления - непосредственно по завершению магматического процесса (возможно и одновременно).

Предшественниками выделяются следующие последовательные стадии этого процесса: 1 - альбитовая с цирконом и пироксеном, 2 - первая карбонатная с апатитом, пирротинитом, ильменитом, магнетитом, реже с пироксеном и цирконом, 3 - вторая карбонатная с зернистым бурящим карбонатом и крупными кристаллами ильменита, 4 - цеолитовая с цеолитами и молочно-белым поздним кальцитом.

На Вишневогорском месторождении предшественниками выделяется поздний «либнеритовый» этап метасоматоза. Под либнеритом понимаются агрегаты тонкочешуйчатого (0,5-3,0 мм) мусковита бесцветного или зеленоватого цвета, развивающиеся по нефелину.

Пачки (залежи) миаскитов перемежаются с пачками сланцев вишневогорской толщи, сложенных переслаивающимися кварц-плагиоклаз-биотитовыми, рибекит-плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми гнейсовидными сланцами.

Среди миаскитов картируется небольшие тела амазонитовых гранитов. Граниты отличаются от миаскитов и сланцев гранитовой текстурой, присутствием ксеноморфных зерен кварца (5-15 %) и крупнозернистых выделений зеленого амазонитового микроклина.

Вишневогорский комплекс подвержен складчатости. Характер складчатости: узкие запрокинутые складки с крутыми углами падения. Складки запрокинуты в западном направлении, что определяет преобладание западного падения полосчатости.

Структурному плану комплекса подчинена и морфология тел пегматитов. Обычно пегматитовые тела субсогласны с полосчатостью вмещающих образований. Фрагментами пегматиты секут полосчатость мигматитов, но только на локальных участках. Типичная ситуация, когда распространение пегматитов контролируется «прослоями» слюдитов, имея явные признаки «экранирования» пегматитовых тел. Пегматиты тесно ассоциируют с зонами карбонатизации и жилами карбонатитов. Пегматитовые тела встречаются по всему объему миаскитовой залежи, но основная их масса тяготеет к контакту со сланцами и гнейсами вишневогорской свиты. Встречаются они и в самих сланцах и гнейсах.

Складчатое строение миаскитовых залежей осложнено дизъюнктивными нарушениями. Большая часть нарушений ориентирована субсогласно с простиранием залежей и складок и представляет собой послойные сбросы и сдвиги.

Несмотря на складчатую структуру, пачки (залежи) уверенно картируются в субмеридиональном направлении. Прослеживаются и зоны с повышенным содержанием нефелина, что говорит о их первичной (магматической) природе.

Внутренне строение залежей неоднородно. Наблюдается чередование миаскитов с различным соотношением в системе: нефелин - альбит - КПШ- лепидомелан. Строение залежей осложняется зонами метасоматической проработки и пегматитизации, что связано с развитием в зонах метасоматической проработки кальцита, слюд типа мусковита, повышенных концентраций лепидомелана, акцессорной и рудной минерализации.

Именно со степенью вторичной метасоматической проработки коррелирует наличие зон некондиционных миаскитов, характеризующиеся повышенным содержанием оксидов железа, карбонатов, лепидолита и мусковита.

Зоны некондиционных миаскитов внутри продуктивной толщи не прослеживаются в полной мере по нескольким скважинам по профилям вкрест простирания и по простиранию и не могут быть увязаны с достаточной долей достоверности.

Таким образом основной особенностью строения Вишневогорского массива являются: первичная магматогенная расслоенность, обуславливающая линейность залежей, широкое развитие наложенных метасоматических процессов осложняющих строение залежей и обуславливающих наличие некондиционных пород.

Список литературы

1. Левин В.Я. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997, Уралгеолком, 274 с.
2. Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. Геология месторождений редких элементов. 1966, вып. 28, с. 40.
3. Тохтасьев В. С. Минеральное сырье. Сырье полевошпатовое. Справочник, М, 1998, 46 с.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ РАЗРАБОТКИ ДУЛИСЬМИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С УЧЕТОМ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

А.А. Еремина, С.В. Липкина, О.В. Дудкин

*Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Иркутский государственный университет», г. Иркутск
e-mail: eremina_a_a_erema@mail.ru*

Работа подготовлена на основе материалов о геологическом строении Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) и анализе строения месторождений нефти и газа.

Актуальность работы обосновывается необходимостью развития топливно-энергетического потенциала Восточной Сибири.

Основными задачами исследования являлись выявление особенностей геологического строения и анализ современного состояния разработки Дулисьминского НГКМ.

Научная новизна: обобщение всех имеющихся в настоящее время данных по геологическому строению и нефтегазоносности, а также материалов по разработке Дулисьминского НГКМ.

18 марта 1962 г. в кембрийских отложениях вблизи села Верхнемарково при бурении опорной скважины был вскрыт нефтегазоносный пласт, который дал мощный фонтан светлой нефти и горючего газа. Это стало началом развития нефтегазовой отрасли Восточной Сибири.

Дулисьминское НГКМ расположено в Киренском и Катангском районах Иркутской области в междуречье рек Непы и Нижней Тунгуски.

На Дулисьминском НГКМ выделено два эксплуатационных объекта: нефтегазоконденсатный ярактинский (пласты I, II, I+II) и нефтяной усть-кутский (пласты Б3 и Б5).

Системы разработки:

- ярактинский (нефтяная часть) – блоковая система разработки с расстоянием между скважинами 750 м.
- ярактинский (газоконденсатная часть) – режим разработки на истощении.
- усть-кутский – рядная система разработки горизонтальными скважинами с расстоянием между рядами 800 м.

В частности обратим особое внимание на ярактинский эксплуатационный объект. Верхний продуктивный песчаный пласт (пласт I) ярактинского горизонта по сравнению с нижним (пласт II) имеет большую площадь распространения и характеризуется лучшими фильтрационно-емкостными свойствами и меньшей глинистостью.

Основная залежь пласта I – пластовая, с запада, севера и востока литологически и стратиграфически экранированная, с юга подпирается подошвенной водой. По характеру насыщения залежь можно охарактеризовать как нефтяную с газоконденсатной шапкой (рис. 1).

Свободный газ в залежи непосредственно контактирует с нефтью, занимающей пониженную часть структуры в виде оторочки. При этом объем нефтеносной части залежи значительно меньше объема ее газовой шапки. При близких средних толщинах - средняя нефтенасыщенная толщина составляет 6,2 м, средняя газонасыщенная толщина - 6,5 м, площадь газоносности основной залежи почти в два раза превышает площадь нефтеносности.

В залежи выделяется несколько зон с разной насыщенностью. Кроме нефтяной и газовой зон отмечается наличие водонефтяной, газоводонефтяной и газонефтяной зоны.

Весь объем запасов нефти и газа газовой шапки месторождения по категории С1 приурочен к основной залежи пласта I-яр. Запасы нефти заключены, в основном, в газонефтяной и водонефтяной зоне. Нефть подстилается водой на 37 % площади ее распространения. Все запасы нефти распределены в залежи следующим образом - в подгазовой зоне сосредоточено 64,1% запасов нефти залежи, 33,3% содержится в водонефтяной зоне и совсем небольшой объем запасов в чисто нефтяной зоне – 2,6 %.

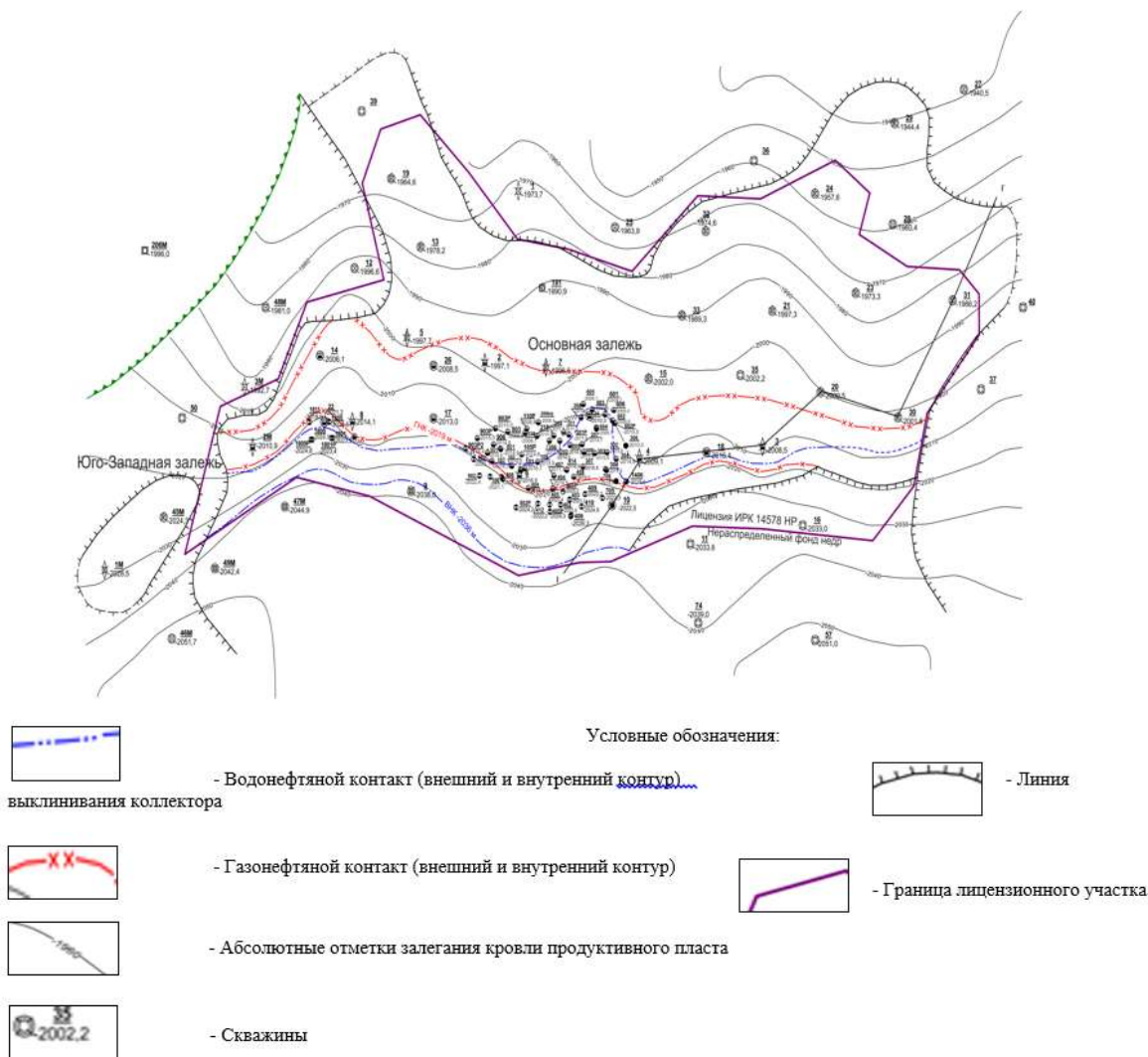


Рис. 1. Схема нефтегазоносности пласта I ярактинского горизонта [3]

Поскольку объектом эксплуатации являются нефтенасыщенные интервалы, а добыча газа и, следовательно, конденсата, осуществляется дополнительно в результате прорыва газа из газовой шапки, то его отборы заметно меньше отборов нефти. Согласно последнему проектному документу ввод в эксплуатацию газовой шапки запланирован на 2023 год.

Для извлечения максимального количества нефти из пласта с газовой шапкой следует стремиться отбирать большую ее часть за счет вытеснения водой, а не газом. Такое условие выполняется, если в течение всего времени разработки газонефтяной контакт не будет изменять свое положение [4].

Неподвижность газонефтяного контакта может быть достигнута двумя путями: либо нагнетанием воды в зону отбора нефти при поддержании в ней первоначального давления, либо созданием равновесия пластового давления в зоне отбора и в газовой шапке. Последнее условие соблюдается при отборе газа в объеме, на который расширилась бы

газовая шапка. По такой схеме энергия газовой шапки скорее не будет использоваться для добычи нефти, тем не менее, лучшие условия эксплуатации скважин при вытеснении нефти водой обеспечат более высокую нефтеотдачу. В разработке Дулисьминского НГКМ, изначально именно первый метод увеличения нефтеотдачи был и остается востребован. Заводнение для поддержания пластового давления производится как внутриконтурное (используя линейную систему разработки, разрезающую на блоки ярактинский горизонт) так и приконтурное и барьерное. Вместе с тем для ужесточения режима работы ярактинского объекта используются элементы площадной системы разработки, а именно в результате выбытия скважин из добывающего фонда организуется перевод скважины в фонд нагнетательный. Повышение нефтеотдачи пласта приведенным способом подтвердило свою актуальность на Дулисьминском НГКМ, что дает возможность, при равных условиях применять на перспективу на вновь открытых месторождениях.

Ярактинский горизонт характеризуется сложным строением, высокой неоднородностью слагающих его отложений, значительной изменчивостью толщин (от 0 до 60 м). Горизонт сложен песчаниками средне - мелкозернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, с тонкими прослойками аргиллитов серо-зеленых, степень отсортированности - средняя. В структуре отложений горизонта характерны частые и достаточно резкие фациальные замещения. Степень галитизации и глинизации ярактинского горизонта определяет фильтрационно-емкостные свойства пород. Пористость колеблется в пределах 8-12 %, проницаемость - от 0,1 до $600 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$, с преобладанием значений $(10-100) \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. Покрышкой служат глинистые отложения непской свиты.

Дулисьминское НГКМ расположено в южной части Приленской плоской возвышенности и представляет собой сильно залесенную полого-волнистую равнину, расчлененную речными долинами. Абсолютная высота: максимальная 673 м и минимальная 360 м. Территория района покрыта растительностью, характерной для зоны тайги и относится к области развития многолетнемерзлых пород островного типа (глубина промерзания грунта достигает 3 м). Климат района резко континентальный [5].

Дулисьминское месторождение в тектоническом плане расположено в юго-восточной части Сибирской платформы на южной переклинали Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 3). В соответствии со схемой фациального районирования, Дулисьминское месторождение находится в пределах Приленско-Непской зоны [1].

Тектоническое строение района характеризуется несоответствием структурных планов подсолевого, соленосного и надсолевого комплексов, проявлениями траппового магматизма, галокинеза и надвиговой тектоники, влиянием палеорельефа фундамента на распределение толщин базальных отложений, процессами выщелачивания солей инфильтрационными водами и т.д. [1].

В пределах рассматриваемого участка осадочный чехол представлен отложениями верхнерифейский эротеми и вендской, кембрийской, юрской, ордовикской и четвертичной системами, залегающих на протерозойском кристаллическом фундаменте. Отложения осадочного комплекса вскрыты общей мощностью около 3200 м.

Породы фундамента сложены гранитами, гранито-гнейсами, реже граносиенитами и долеритами. Мощность коры выветривания изменяются на площади месторождения от 0 до 15 м. Вскрытая мощность фундамента 2-55 м. В верхнепротерозойских отложениях внутренних районов Сибирской платформы выделяются следующие региональные стратиграфические горизонты комплексного обоснования: непский, тирский, даниловский (рис.2).

В объеме песчаников непской свиты – Vпер на площади выделен ярактинский продуктивный горизонт. Мощность ярактинского горизонта на площади изменяется от 0 до 50-60 м.

Тэтэрская свита - V- $\epsilon 1t$ представлена двумя пластами массивных доломитов, разделенных глинистыми доломитами и ангидритами. В объеме этих пластов выделяется усть-кутский (УК) продуктивный горизонт. Существенную роль в строении верхней части разреза занимают водорослевые образования, являющиеся в ряде случаев основными породобразующими элементами.

Дулисьминское нефтегазоконденсатное месторождение входит в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции [3].

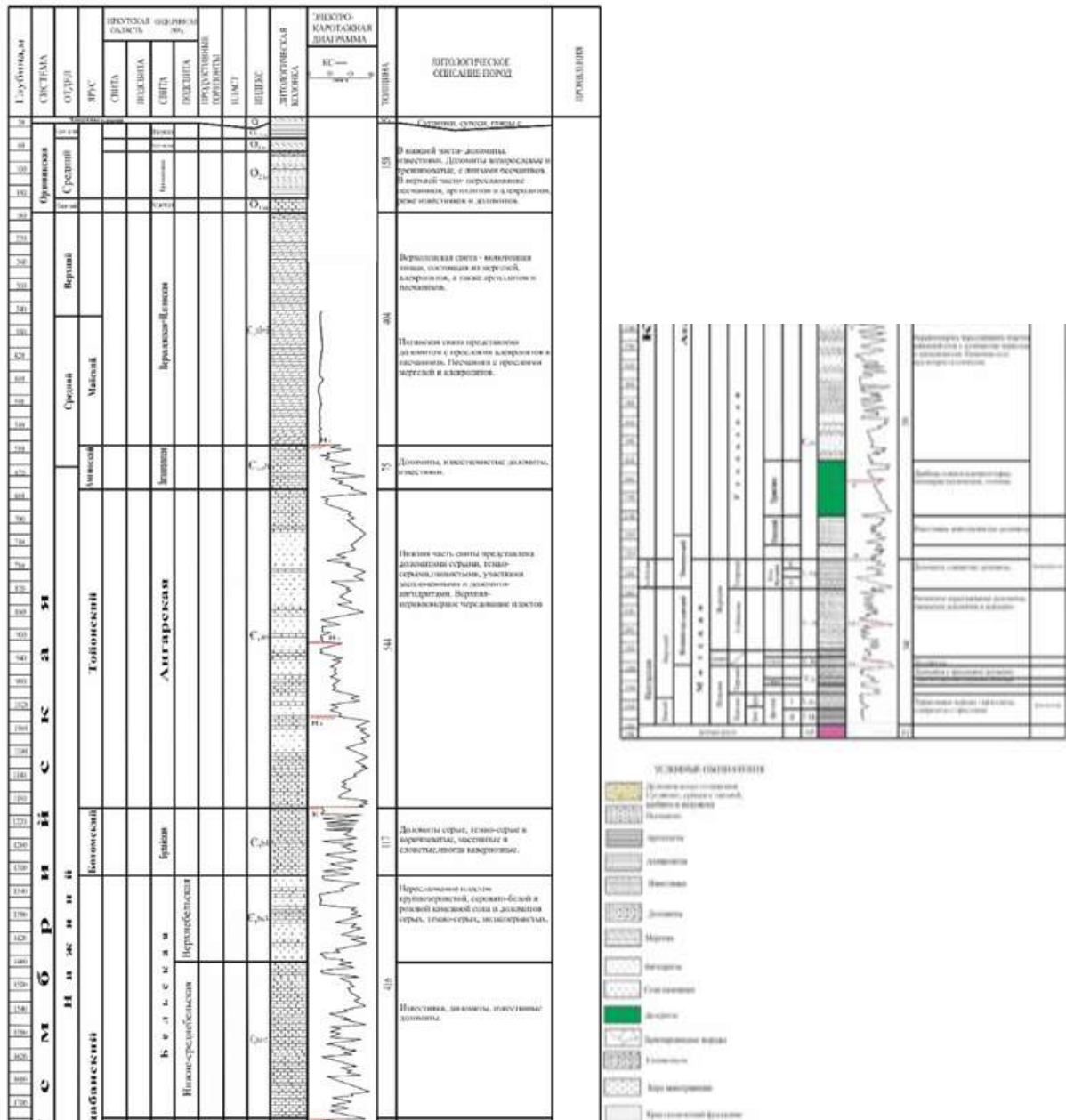


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка [5]

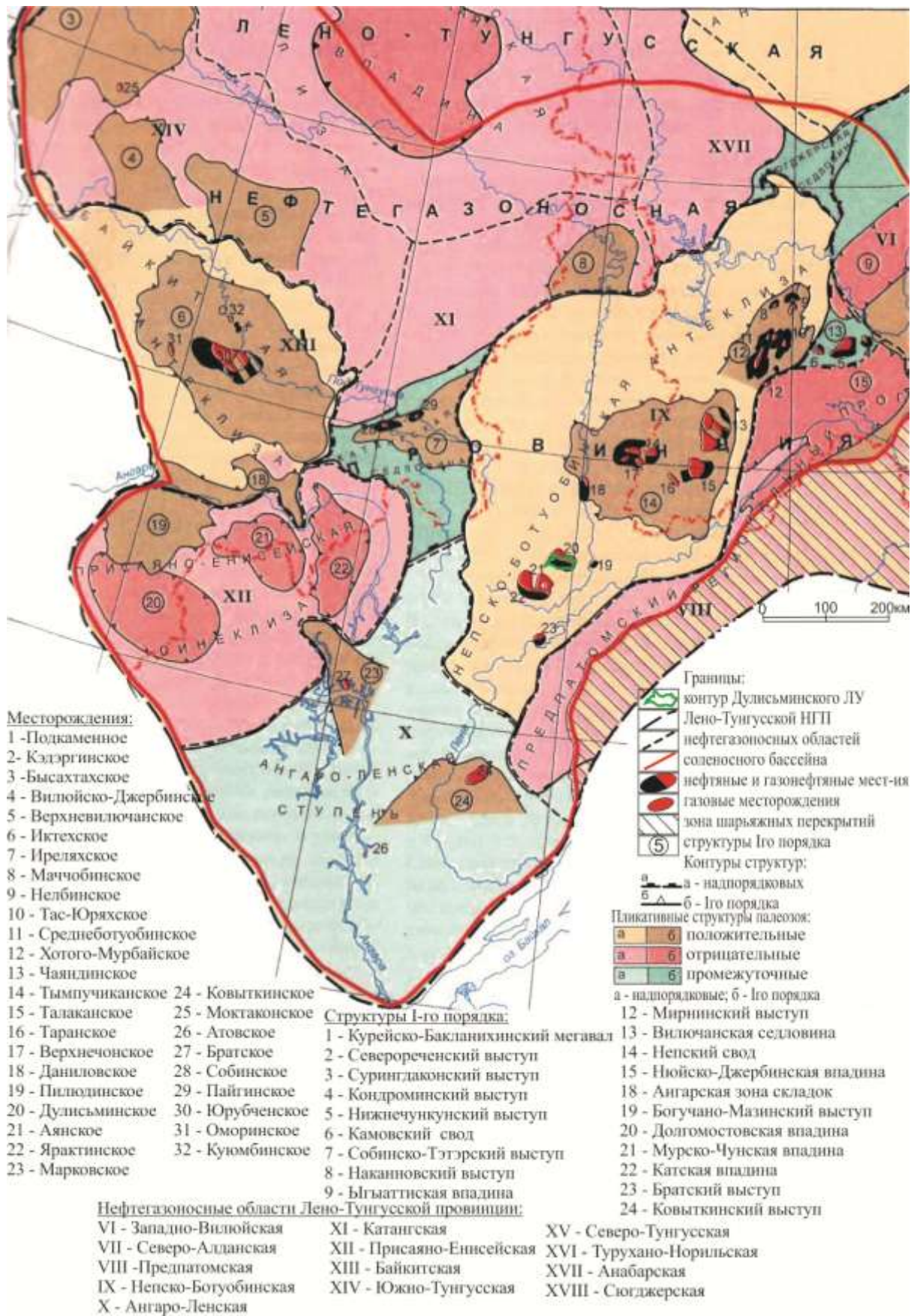


Рис. 3. Фрагмент тектонической карты нефтегазоносных провинций Сибирской платформы (по Старосельцеву В.С. 2005 г.) [1]

Список литературы

1. Евдакимова Е. А. Особенности поиска и разведки месторождений нефти и газа на Непско-Ботуобинской антеклизе // Студент и научно-технический прогресс. Геология: Материалы XLVI Международной науч. студенческой конф. Новосибирск, 2008. 16-17 стр.
2. Конторович А. Э. Непско – Ботуобинская антеклиза. Новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР [Текст] / А. Э. Конторович; ред.: В. С. Сурков, А. А. Трофимчук; Академия наук СССР, Сиб. Оделение, Ин-т геологии и геофизики, М-во геологии СССР, СНИИГГиМС; Новосибирск, 1986. 245 с.;
3. Манухин С.В., Новиков Д.В. и др. « Отчет: дополнение к технологической схеме разработки Дулисьминского месторождения». 2019 г. Книга 1 – текст, 290 стр.
4. Непско - Ботуобинская антеклиза. Новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР [Текст]/ Академия наук СССР, Сиб. Оделение, Институт геологии и геофизике, М-во геологии СССР, СНИ ИГГиМС; ред: А.Э. Конторовича, В.С, Сурков, А.А. Трофимчук-Новосибирск: Наука Сиб. Отделение. 1986 г. 245 с.; ил; 27 см.+ 2 отд.л. схем. 245 с.
5. Шемин Г.Г. Гигантское поле нефтенакпления в преобразенском карбонатном горизонте венда Непско-Ботуобинской антеклизы (Лено-Тунгусская нефтегазовая провинция) / Г.Г. Шемин // Геология и геофизика. 1999. т. 40, № 8. С. 1170-1181.

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗАЛЕЖЕЙ ПЛИТЧАТОГО КАМНЯ УРАЛТАУСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

И. Х. Кадырбаков

*ООО «Уральское горно-геологическое агентство»,
Кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, БашГУ, г. Уфа
e-mail: ilgam-kadyrbakov@mail.ru*

Ценность породы как строительного плитчатого камня определяется способностью раскалываться на плитки толщиной 1-5 см, площадью не менее 15x15 см и его декоративностью.

В процессе поисковых работ по Восточно-Уралтауской площади нами установлены основные факторы локализации залежей плитчатого камня:

- стратиграфический;
- литологический (литологическая неоднородность исходных пород);
- метаморфический;
- тектонический (кливаж, складчатость, разрывные нарушения);
- гипергенный («попадание в зону коры выветривания»).

На основе данных факторов выработаны критерии прогнозирования месторождений плитчатого камня в пределах других площадей Уралтауской мегазоны.

Ниже приводится описание факторов локализации.

Стратиграфический фактор. В силу глубоко метаморфизованного характера продуктивных образований стратиграфическая привязка продуктивных образований условна. Ряд авторов считает возраст субстрата рифейским и сопоставляет разрез максютовской серии с разрезом среднего-верхнего рифея Башкирского поднятия [4]. Ряд авторов рассматривают эти образования как нижне-среднерифейские. Мы, на основе имеющихся конодонтовых датировок и общей ситуации локализации максютовского комплекса, считаем, что эти образования формировались в диапазоне от позднего ордовика до нижнего девона [3].

Литологический фактор. Несмотря на то, что полезным ископаемым являются метаморфические породы, их свойства в значительной степени предопределяются литологическими особенностями первичных материнских пород [1].

Характер слоистости материнских осадочных комплексов предопределяет способность породы раскалываться на кондиционные плитки, а также ее декоративные свойства.

Способность раскалываться в значительной степени обусловлена переслаиванием в слюдистых кварцитах с тонкими прослоями кварцевых слюдитов.

На лицо ритмичный характер переслаивания, обусловленный ритмичным характером строения материнской толщи, подвергнутой впоследствии метаморфизму.

Ритмичная слоистость обусловлена специфической генетической обстановкой формирования осадка с ритмичным поступлением материала в область седиментации.

Метаморфический фактор. Заключается в зависимости от степени метаморфизма пород и наличием плитчатого камня. Данный фактор в настоящей ситуации имеет только региональное значение. Весь объем Максютовского комплекса метаморфизован в полном объеме [5].

В пределах площади корреляции между степенью метаморфизма и наличием плитчатого камня не наблюдается.

Тектонический фактор. К данному фактору относятся — кливаж течения, приуроченность к элементам складчатых структур, разрывные нарушения. Приуроченность к элементам складчатых структур является определяющим фактором для данного вида полезного ископаемого. Самым крупной структурой на изучаемой площади

являются складки первого порядка. Эти структуры осложнены складками второго и третьего порядков (рис. 1).

Складки первого порядка картируются крупными фрагментами, охватывающими их крылья. Удалось проследить эти структуры на расстоянии более 10 километров. Замковая часть, вследствие тектонической раздробленности, обнажена крайне плохо. Линейный характер этих структур определяет линейное расположение продуктивных залежей в их пределах.

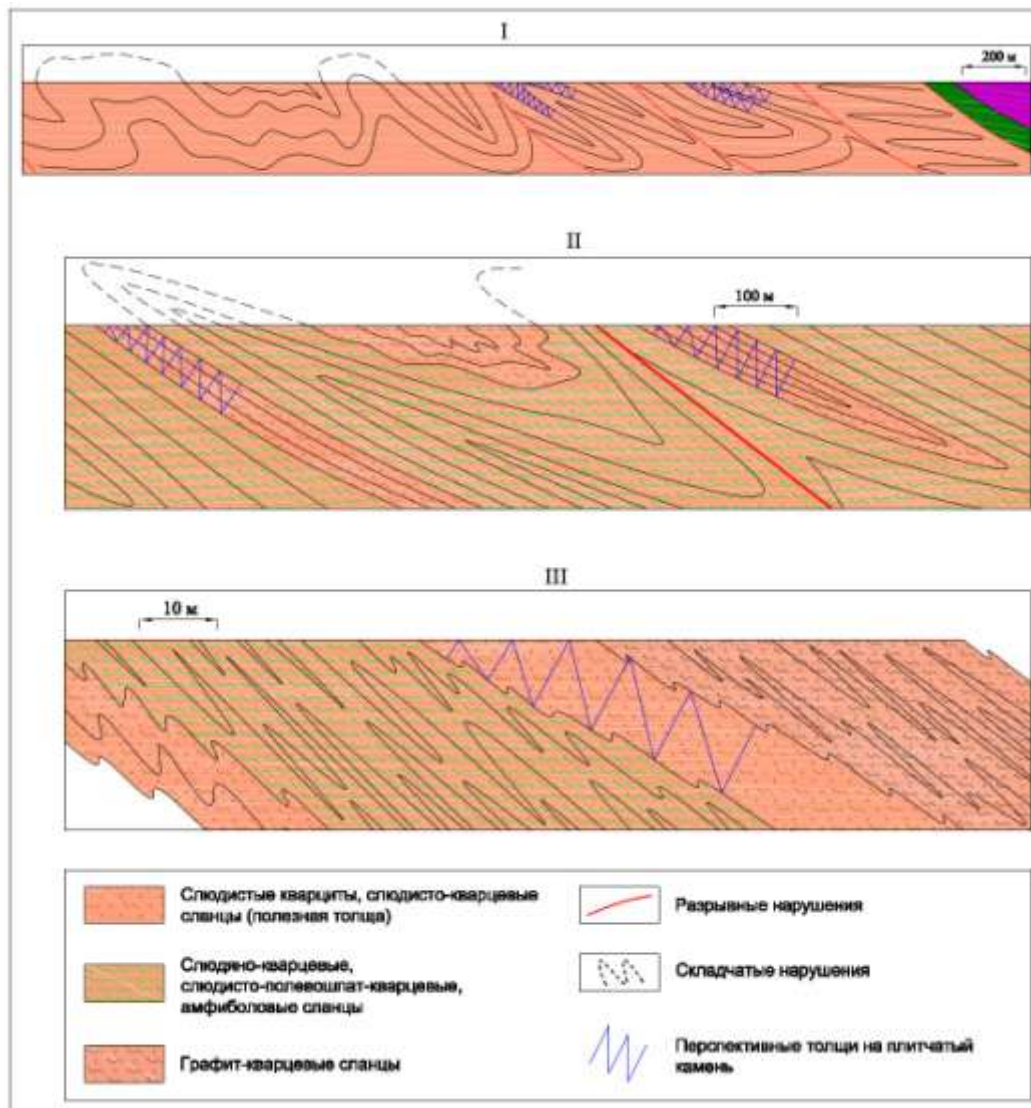


Рис. 1. Характер складчатости Восточно-Уралтауской поисковой площади и положение продуктивных и перспективных залежей

Складки второго порядка имеют длину осевой поверхности от сотен метров до нескольких километров, амплитуду от 100 до 500 м. Морфологически это асимметрические реже изоклиналильные, наклонные или опрокинутые складки с волнистой осевой поверхностью [2]. Нами определенно установлено, что продуктивные залежи плитчатого камня приурочены исключительно к крыльям этих структур. В замковой части складок наблюдаем сильную раздробленность продуктивных образований.

Складки третьего порядка (микроскладки) прослежены во всех, без исключения, толщах и породах (рис. 1, нижний разрез). Их размер и частота повторяемости зависит от

состава пород. В породах полезной толщи с содержанием кварца 80 % и более, длина и высота складок составляет первые метры.

В более пластичных породах, с содержанием кварца 50 % и менее, широкое распространение получили складки волочения (рис. 1, нижний разрез). К таким породам чаще всего относятся слюдяно-кварцевые сланцы, графит-кварцевые сланцы, слюдиты (фото 515). В замковых частях таких пород часто образованы линзовидные кварцевые жилы и гнезда, или реже окварцованные ядра клиновидной формы.

Кливаж течения характерен для Максютковского метаморфического комплекса. Его развитие определяет в решающей степени способность породы раскалываться на плитки. Благоприятным является ситуация, когда кливаж совпадает или образует острый угол с первичной «слоистостью» пород, что мы закономерно наблюдаем на крыльях пологих складчатых структур. В замковой части кливаж сечет первичную слоистость, что предопределяет раздробленность и не кондиционность полезного ископаемого. В этом отношении, фактор кливажа тесно связан с фактором складчатости.

Разрывные нарушения являются отрицательным фактором. Попадание в зону сместителя потенциально продуктивных образований приводит к их раздробленности до милонитов и катаклазитов.



Рис. 2. Микроскладка в слюдистых кварцитах (фотография Кадырбакова И. Х.)

Гипергенный фактор. Гипергенный фактор выступают как благоприятный для локализации плитчатого камня.

Влияние фактора двухзначное: с одной стороны, способствует развитию отдельности (на глубине свежие разности тех же пород раскалываются с трудом или не раскалываются вовсе), с другой стороны, под влиянием гипергенеза усиливаются декоративность за счет окисления сульфидов и формирования яркой пестрой золотисто-красной окраски плиток, особо востребованный потребителями.

Таким образом, на основе выделенных факторов локализации нами выработаны следующие критерии прогнозирования залежей строительного плитчатого камня в пределах Уралтауской мегазоны:

- толщи ритмичного переслаивания слюдисто-кварцевых сланцев, в составе максютковского метаморфического комплекса;
- приуроченность к крыльям складчатых структур второго порядка вне зон влияния крупных дизъюнктивных нарушений;

– приуроченность к высоким поверхностям выравнивания (педиментам).

Список литературы

1. Волошин В.Л. и др. Геологическое строение верхнего течения реки Сакмары. Отчет Иткуловской поисково-съёмочной партии за 1957-58 г. г., 1:50 000, Уфа, ВГФ 1959 г.
2. Захаров О.А., Пучков В. Н. О тектонической природе Максютковского комплекса Уралтау /Доклады Президиуму Уфимского научного Центра Российской Академии Наук Уфа, 1994 г.
3. Князев Ю.Г., О. Ю. Князева, Л. С. Быкова. «Отчет о выполнении работ по объекту «ГДП – 200 листа N-40-XXVIII (Бурзянская площадь)». В двух книгах и одной папке. Книга 1 (текст) - 259 стр.
4. Монтин С.А. Отчет «О геологическом доизучении площадей масштаба 1:200 000 и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Южно-Уральская серия) листов N-40-XXIX (Сибай), N-40-XXXV (Баймак) в 1995-2008 гг.». Объект № 339, 2008 г.
5. Ожиганов Д.Г. Метаморфические толщи хр. Урал-Тау. // Геология СССР. Том XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Часть I. Геологическое описание. / М.: Недра, 1964, с. 78-98.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОВЫЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ КАОЛИНОВ (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*И.Х. Кадырбаков*², *А.А. Хафизов*¹, *А.В. Исинбаев*³, *Р.Р. Зубаиров*⁴, *И.А. Блинов*⁴, *Н.Р. Галимов*³

¹ ООО «ЛБ Минералс Светлое»,

² Кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, БашГУ г. Уфа,

³ ООО «Уральское горно-геологические агентство»,

⁴ Институт Минералогии УРНЦ РАН г Миасс,

ilgam-kadyrbakov@mail.ru

Ковыльное проявление элювиальных каолинов выявлено ОАО «Компания Вотемиро» (Ю.В. Кинаш) в 2003-2006 г.г. в результате поисково-оценочные работы на элювиальные каолины в восточной части Восточно-Уральского поднятия. Прогнозные ресурсы проявления оценивались по категориям P_1+P_2 в количестве 76,3 млн.т.,

В 2007-2009 гг. ОАО «Компания Вотемиро» на проявлении проведены оценочные работы, которые велись за счет средств федерального бюджета, в результате чего были подсчитаны запасы элювиальных каолинов по категории C_1 в количестве 3,1 млн.т и C_2 в количестве 33,5 млн.т.

В 2021 г месторождение лицензировано ООО «ЛБ Минералс Светлое» и на объекте начаты работы по разведке месторождения.

Ковыльное месторождение расположено в пределах Мугоджарской каолиноносной субпровинции Урало-Мугоджарская провинции. Перспективы крупнейшей на территории РФ Урало-Мугоджарской каолиноносной провинций обусловлены наличием мощных полей развития кор выветривания, сохранившихся в пределах крупных реликтов мезозойского пенеплена,

В пределах субпровинции специалистами выделяется ряд структурно-формационных зон. Ковыльное месторождение локализовано в пределах Облыккольской подзоне Текельдытаусской структурно-формационной зоны, слагающей восточную часть Восточно-Уральского поднятия. Характерной особенностью строения зоны является присутствие гнейсо-мигматитовых куполов.

Залежи элювиальных каолинов локализованы в каолиновых корах выветривания по гранитоидных и гнейсовым образованиям.

Строение субстрата. В качестве субстрата для каолинообразования на объекте выступают три геологических тела: крыклинский гнейсовый комплекс, джабыгасайский диорит-плагиогранитовый комплекс и шалкарский гранитовый комплекс.

Крыклинский метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый комплекс ($v'O_3k_1$) слагает многочисленные мелкие блоки разной формы с заливистыми контактами и со сложным внутренним строением. Преобладают гнейсовидные плагиограниты (68%), гнейсо-диориты (20%), кварцевые гнейсо-диориты (9%), апогаббровые амфиболиты (3%). Породы комплекса на участке прорваны более молодыми интрузиями шалкарского и джабыгасайского комплексов. Контакты пород крыклинского комплекса с вмещающими толщами неровные, заливистые, в основном согласные.

Джабыгасайский диорит-плагиогранитовый комплекс (D_3d) представлен многочисленными интрузиями разных размеров и форм. Формирование этих интрузий происходило в четыре фазы: первая (γD_3d_4) – габбро, габбро-диориты, дайки габбро; вторая ($\gamma \delta D_3d_3$) – диориты, кварцевые диориты, дайки диоритов микродиориты; третья (δD_3d_2) – гранодиориты, танолиты, дайки гранодиоритов, третья и четвертая – плагиограниты и гранодиориты нерасчлененные, березиты, кварцевые жилы, четвертая ($v D_3d_1$) – плагиограниты, лейкограниты, дайки гранитов, плагиогранит-порфиров,

плагиигранитов. По химическому составу породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии с нормальной калинатровой щелочностью.

Интрузии Шалкарского гранитового комплекса ($\gamma P_{1\check{2}}$) Контакты ее очень неровные, залиvistые. В составе интрузии преобладают лейкократовые биотитовые, реже двуслюдяные граниты, средне- и крупнозернистые с массивной и гнейсовидной текстурой.

Вмещающие породы – силиманит-гранат-биотит-плагноклазовые гнейсы Бескряковской толщи,

В качестве продуктивных рассматриваются все три интрузивных комплекса. Однако, в силу преобладания лейкократовых разностей наиболее благоприятны для формирования каолинов гранитоиды Шалкарского комплекса, менее перспективны образования Джабыгасайского комплекса, еще менее - Крыклинского комплекса. Гнейсы Бескряковской толщи в коре выветривания не дают залежей продуктивных каолинов.

Строение кор выветривания. Площадные и линейно площадные коры выветривания весьма широко развиты на территории. Наблюдается тесная связь вещественного состава с составом корообразующего субстрата.

Коры выветривания по ультраосновным составом характеризуются наличием четкого минералогического профиля, вскрываемого в карьерах крупного Буруктальского месторождения силикатного никеля, расположенных в 4 км восточнее Ковыльного месторождения. Здесь наблюдается следующая зональность:

- зона дезинтегрированных серпентинитов;
- зона нотронитовых глин (с преобладание железистого нонтронита);
- зона охр (тонкодисперсные гетитовые породы с реликтами нонтронита);
- зона плотных бурых железняков.

Кора выветривания по гранитоидам и плагноклазовым гнейсам не столь контрастна. Здесь по сути выделяется две зоны:

- зона дезинтеграции;
- зона структурных каолинов.

Переходы к зоне дезинтеграции постепенные и, по сути, она является частью зоны структурных каолинов.

Коры выветривания по гнейсам и сланцам близки таковых по гранитоидам, отличаясь широким развитием реликтовых слюд, большей долей пестроцветных разностей, присутствием иллита.

Глубины развития кор выветривания непостоянны, но в целом редко превышают 40 м. Нижняя граница развития кор выветривания заливообразная с резкими перепадами. Предшественниками перепады связываются с неравномерными неотектоническими движениями. Однако данный тезис приводится бездоказательно. Имеющиеся фактические данные скорее говорят об отсутствии мелкоблоковых подвижек в кайнозойе.

Внутренне строение каолиновой зоны неоднородно. Каолины содержат зоны развития пестроокрашенных разностей. Пестрые (желто-бурые, редко красно-бурые) разности встречаются по всей мощности каолинов, но статистически их доля несравненно больше в основании разреза (близ зоны дезинтеграции) и в кровле залежей (как правило под площадями развития тугопластичных высокожелезистых глин верхнего неогена). В основании разреза они связываются с неполным выносом железа в процессе корообразования, а в кровле – с привносом железа из вышележащих отложений.

Необходимо отметить, что в данном районе отсутствуют силицитовые и магнезиальные типы профилей коры выветривания, широко развитые западнее, в районе Халиловской группы месторождений силикатного никеля.

Особенности перекрывающих образований.

Коры выветривания перекрыты покровными неогеновыми и неоген-червертичными отложениями.

Часть площади перекрыта маломощными т=красноцветными тугопластичными суглинами, содержащими конкреции гипса. По текстурным особенностям они сопоставляются с желандинской свитой верхнего неогена. Также развиты покровные не слоистые лесовидные суглинки. В ходе разведочных работ нами отмечена связь между присутствием желандинских глин и наложенной железистостью нижележащих элювиальных каолинов.

Строение залежей. Кондиционные каолины в разрезе коры выветривания не имеют видимых литологических границ и их оконтуривание в плане и разрезе возможны только по данным опробования.

Кондиционные каолины на Ковыльном месторождении локализуются в трех залежах на 3-х участках: Западном, Центральном, Восточный

По морфологии залежи могут рассматриваться как линзообразные и карманообразные с раздувами, выклиниваниями и расщеплениями.

Мощности первичных каолинов в пределах залежи подвержены резким колебаниям.

На Западном участке залежь-1 имеет длину 1500 м и ширину до 850 м, на Центральном участке залежь-2, с учетом апофиз, имеет длину до 1500 м и ширину от 250 до 1200 м. Залежь-3 имеет длину до 1600 м, при ширине от 400 до 1000 м (рис.3.1).

Особенности вещественного состава

Проведенными минералогическими исследованиями, выполненными в Институте Минералогии УРНЦ РАН (г Миасс) и Институте геологии УНЦ РАН (г Уфа) установлено, что каолинит является основным минералом каолиновых глин месторождения Ковыльное. Каолин хорошо окристаллизованный, преимущественно гексагонального облика, слагает пакеты размерностью десятки мкм. Особенностью каолинов месторождения является постоянное присутствие минералов иллита до 5 %. Возможно присутствие галлуазит в примесных количествах. Также в аксессуарных количествах присутствуют (минералы).

Каолины Ковыльного месторождения характеризуются наиболее высокой степенью кристалличности структуры по отношению к каолинам других объектов Уральского региона (индекс кристалличности Хинкли составляет 1,40 – 1,42 единиц). По этому показателю они близки к каолинам эталонного Просьяновского месторождения Украины.

Данный факт может рассматриваться как положительный при производстве керамических изделий. Как известно (ссылка на литр) степень кристалличности положительно коррелирует со спекаемостью.

Наличие иллита с повышенными содержаниями оксида калия также может рассматриваться как положительный фактор, так как его присутствие способствует снижения температур остеклования (обжига) и ведет к экономии теплоносителя.

Несколько повышенное содержания лейкоксена и рутила имеет двоякое влияние. Снижает белизну сырых каолинов и вызывает образование мушки в керамических изделиях, но может повышать белизну метакаолина.

Таким образом, по сложности геологического строения Ковыльное месторождение соответствует 2-й группе «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» (каолин), к которой относятся месторождения, представленные пластообразными и линзообразными залежами, невыдержанными по строению, мощности и качеству полезного ископаемого, с прослойками некондиционных каолинов.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ТЕРРИТОРИИ БАШКОРТОСТАНА

Н.С. Калинина

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
e-mail: kalinina-tysia@yandex.ru*

Территория Башкортостана является одним из старейших нефтедобывающих районов в нашей стране, именно поэтому цель данной работы - изучить связь между новейшей тектоникой и нефтегазоносностью платформенной части региона.

Область расположена на Восточно-Европейской платформе, фундамент которой сложен глубоко метаморфизованными архейско-раннепротерозойскими породами. Осадочные отложения представлены рифейским комплексом, принадлежащим авлакогенной структуре, и венд-палеозойским комплексом, формирующим осадочный чехол. Мощност образований увеличивается с запада на восток [1].

На рассматриваемой территории установлены многочисленные тектонические проявления, в том числе разломы разной ориентировки (в основном сбросы), куполовидные и горстообразные поднятия, грабенообразные опускания, котловины, купола, мульды, брахиформы, флексуры и другие. Наиболее интенсивные из них связаны с соляным диапиризмом.

Область входит в Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. Согласно цифровому каталогу Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского на исследуемом участке выделяются 79 месторождений: 76 – нефтяных и 3 газовых. Возраст коллекторов соответствует интервалу от среднего девона до ранней перми. Основной нефтепродуктивный горизонт – песчаники верхнего девона. При этом месторождения газа расположены обособлено, следовательно, они формируются в несколько других условиях с точки зрения неотектоники, чем нефтяные. Именно поэтому они не рассматривались в рамках данной работы.

Для достижения поставленной цели в первую очередь использовался структурно-геоморфологический метод, который заключается в анализе современного рельефа и выявлении блоков, имеющих разную амплитуду поднятия. Границами таких блоков служат «слабые зоны» - это зоны тектонического воздействия, в том числе области трещиноватости, дробления пород и разрывы. Их выявление производилось с помощью анализа гидросети и рельефа территории по ряду известных признаков. Например, разнообразные преломления, разветвления речных долин могут указывать на наличие «слабых зон». Также деформации могут влиять на характер меандрирования реки.

Дополнительно на карте было околонтурено восемь региональных поднятий - Краснохолмское, Благовещенское, Иглинское, Красноусольское, Ишимбайское, Юго-западное, Стерлитамакское и Белебейское, в пределах которых также выделены более мелкие локальные поднятия (рис. 1).

Для уточнения выделенных вручную «слабых зон» использовалась программа LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis). Она производит автоматический поиск линейных элементов. С помощью технологии LESSA были построены штрихи, линеаменты, линии вытянутости, розы-диаграммы и т.д. Полученные карты наглядно демонстрируют участки смены ориентировки эрозионной сети, а именно на них проходят границы новейших структур. Программа не только подтвердила положение выделенных вручную «слабых зон», но и помогла дополнить построения для получения более точных результатов.

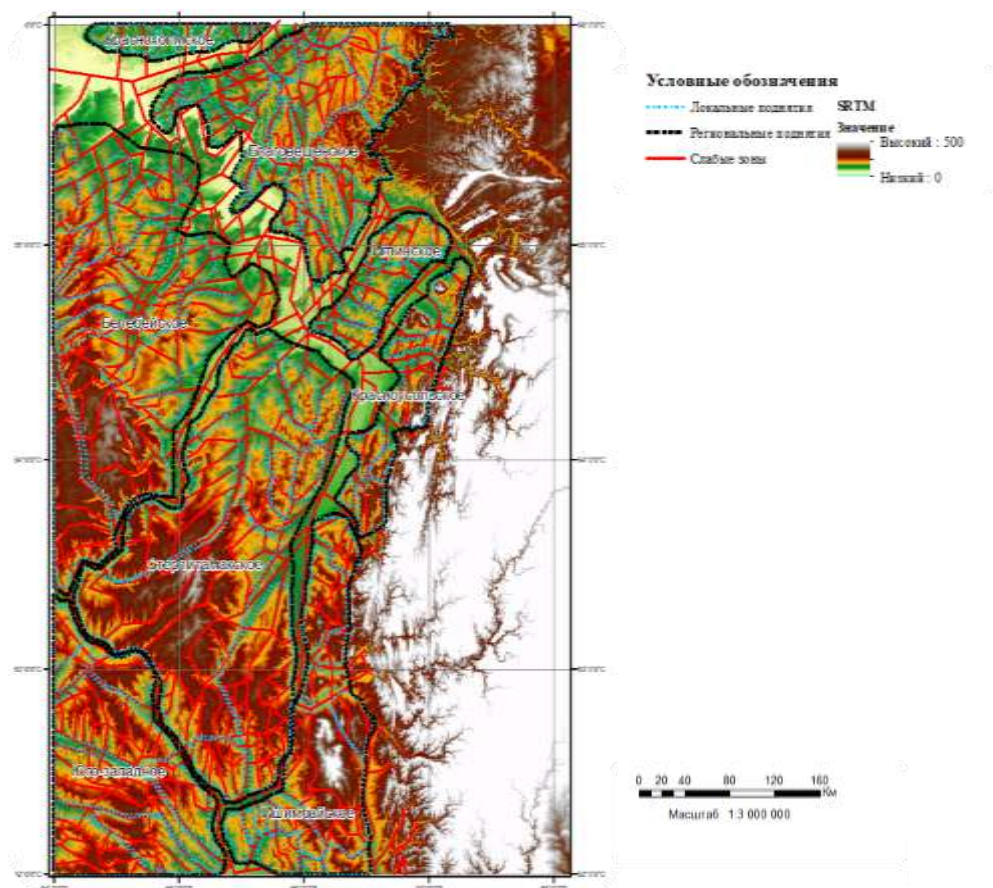


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта

Далее был применен морфометрический метод, который дает оценку степени активности новейших движений. Он основан на количественной характеристике высот рельефа, углов наклона склонов, глубины, густоты расчленения местности и других параметров. Была изучена степень расчлененности современного рельефа эрозионной сетью. В первую очередь построена карта плотности эрозионной сети, показывающая степень горизонтального расчленения рельефа. Оказалось, что наиболее нарушенными областями являются зоны Белейбейского и Стерлитамакского поднятий, средние значения – Юго-Западное, Ишимбайское, Красноустьинское, наименьшие – Иглинское, Благовещенское, Краснохолмское.

Затем был проведен анализ вертикального расчленения территории. Наибольшие величины вреза долин характерны для Красноустьинского и Ишимбайского поднятий, расположенных вдоль Уральского горного сооружения.

На основе выделенных «слабых зон» были посчитаны средние значения их плотности на каждом из поднятий. Наибольшая плотность характерна для Благовещенского, Иглинского и Юго-Западного поднятий, меньшая для Стерлитамакского, Белейбейского и минимальная для Красноустьинского, Ишимбайского и Краснохолмского.

Кроме того, для каждого из региональных поднятий был посчитан процент площади, занимаемый месторождениями. Оказалось, что вдоль Уральского горного сооружения протягиваются площади с минимальным количеством месторождений. Среднее содержание отмечается в пределах Иглинского и Стерлитамакского поднятий, а наибольшее количество приходится на Белейбейское поднятие. Следовательно, эта область наиболее благоприятна для формирования нефтяных месторождений.

В результате проделанной работы был получен ряд параметров для каждого из региональных поднятий. Анализ данных показал, что процентное содержание месторождений на поднятиях обратно пропорционально остальным параметрами. Посчитанные величины коэффициентов корреляции отрицательны и достаточно велики (~

-0,7). Это подтверждает наличие зависимости между показателями. Отрицательный знак указывает на обратную взаимосвязь, то есть объем нефтяных месторождений увеличивается при уменьшении выделенных параметров.

Таким образом, наиболее благоприятными областями для обнаружения месторождений являются области с минимальными параметрами неотектонической активности. Можно предположить, что исследуемые месторождения чувствительны к неотектоническим перемещениям, при возникновении которых покрывка залежи становится неэффективной и залежи углеводородов разрушаются.

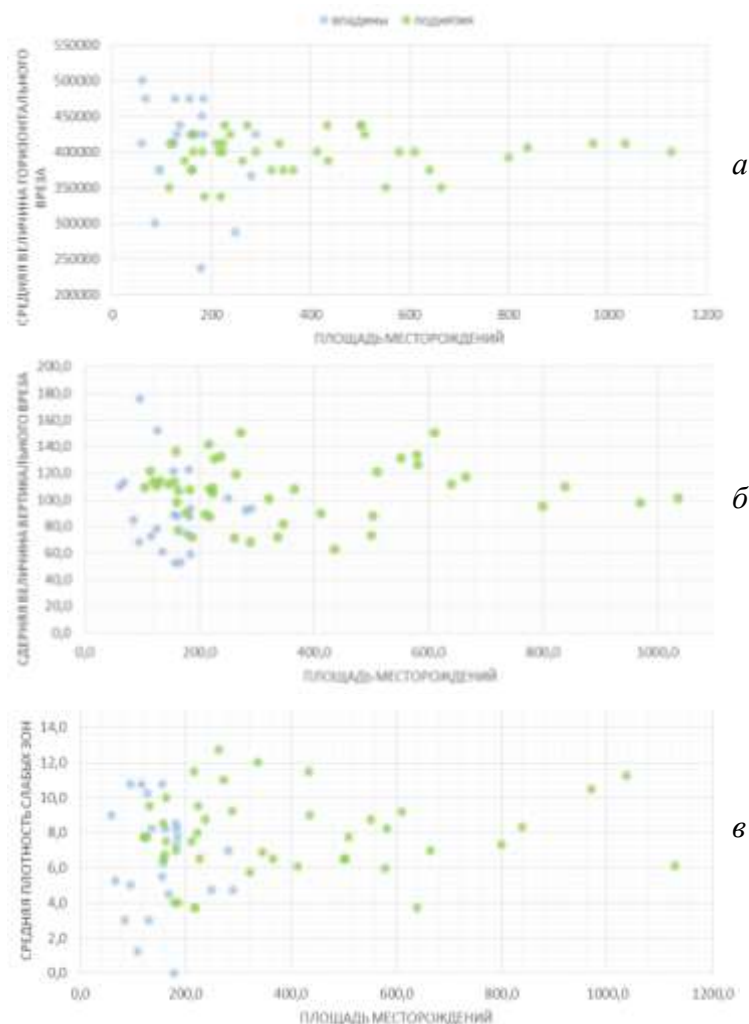


Рис. 2. Зависимость неотектонических параметров от площади месторождений, расположенных на поднятиях и во впадинах

Был построен ряд графиков зависимости площади от определенного неотектонического параметра, полученного ранее, а именно средней величины горизонтальных врезов (рис. 2а), вертикальных врезов (рис. 2б) и плотности слабых зон (рис. 2в). На всех из них прослеживается два тренда. Первый представляет обратную зависимость, характерную для меньших площадей. Второй – слабая прямая зависимость. Следовательно, на территории Башкортостана нефтяные месторождения делятся на две группы, которые имеют разные соотношения с неотектоническими движениями.

Был проведен подбор различных признаков, в том числе возраст коллекторов, глубина залегания, ориентировка вытянутости месторождений и другие. Однако оказалось, что первая группа месторождений приурочена к различным понижениям рельефа – долинам рек, впадинам. Вторая группа расположена на водоразделах, поднятиях.

На рисунке 2 голубым цветом показаны месторождения, приуроченные к областям прогибания. Они обладают относительно небольшими площадями и имеют обратную зависимость с неотектоническими параметрами – чем больше величина горизонтального вреза, вертикального вреза или плотности слабых зон, тем меньше площадь месторождения. Зеленым цветом обозначены месторождения, приуроченные к поднятиям в рельефе. Они не имеют ярко выраженного тренда. Зависимость явно прямая, однако очень незначительная, то есть площадь таких месторождений практически не зависит от неотектонических движений.

Для определения наиболее благоприятных участков для формирования месторождений на территории Башкортостана, были выделены области с наименьшими значениями каждого неотектонического параметра. Далее были выбраны участки их пересечения. Таким образом, была получена карта потенциальных участков для поиска месторождений нефти (рис. 3). При сопоставлении ее с картой нефтегазоносности видно, что многие выделенные области совпадают с уже известными месторождениями, что подтверждает полученные в работе выводы. Однако есть и свободные участки, возможно, именно они являются перспективными областями для нахождения новых, еще не открытых месторождений.

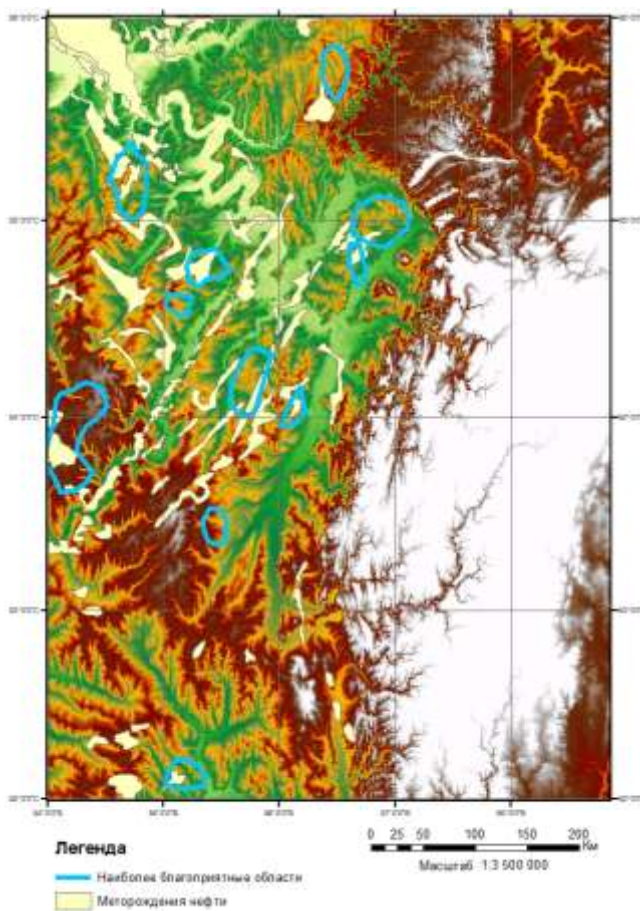


Рис. 3. Карта потенциальных участков для поиска месторождений

Список литературы

1. Пучков В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Башкирии // Геологический сборник № 11, 2014 г. 14 с.

НЕОТЕКТОНИКА И ЕЁ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

М.А. Максимова

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва
e-mail: Margarita.a.maksimova@yandex.ru*

Республика Татарстан - одна из богатейших территорий в России по добыче нефти и газа. Более 50-ти лет здесь идет успешная разведка углеводородов. Однако с начала 21-го века темпы роста добычи заметно сократились, что невозможно игнорировать в условиях роста потребностей человечества [1].

Сегодня в республике Татарстан разведано 127 месторождений, уже добыто свыше 3 млрд тонн нефти, а запасы оценены более чем в 1 млрд тонн. На территории Татарстана находится уникальное месторождение Ромашкинское, ресурсы которого уже более 50 лет удовлетворяют потребности нескольких регионов страны [2].

Сегодня как никогда актуален вопрос активной доразведки нефтегазоносных регионов Российской Федерации, что связано с заметным сокращением уровня добычи нефти и газа в последние годы.

Одним из направлений исследования является поиск корреляции между неотектоническими поднятиями и опусканиями и концентрацией крупных месторождений.

Исследования в сфере новейшей тектоники используют различные методы: структурно-геоморфологический, дешифрирование аэрофотоснимков и морфометрический. С помощью данных методов выделяют слабые зоны и поднятия, строят карты базисных поверхностей, теплового потока, вертикального и горизонтального расчленения рельефа. В сумме эти методы дают максимально полную картину о нынешнем состоянии и перспективах поиска новых месторождений в регионах.

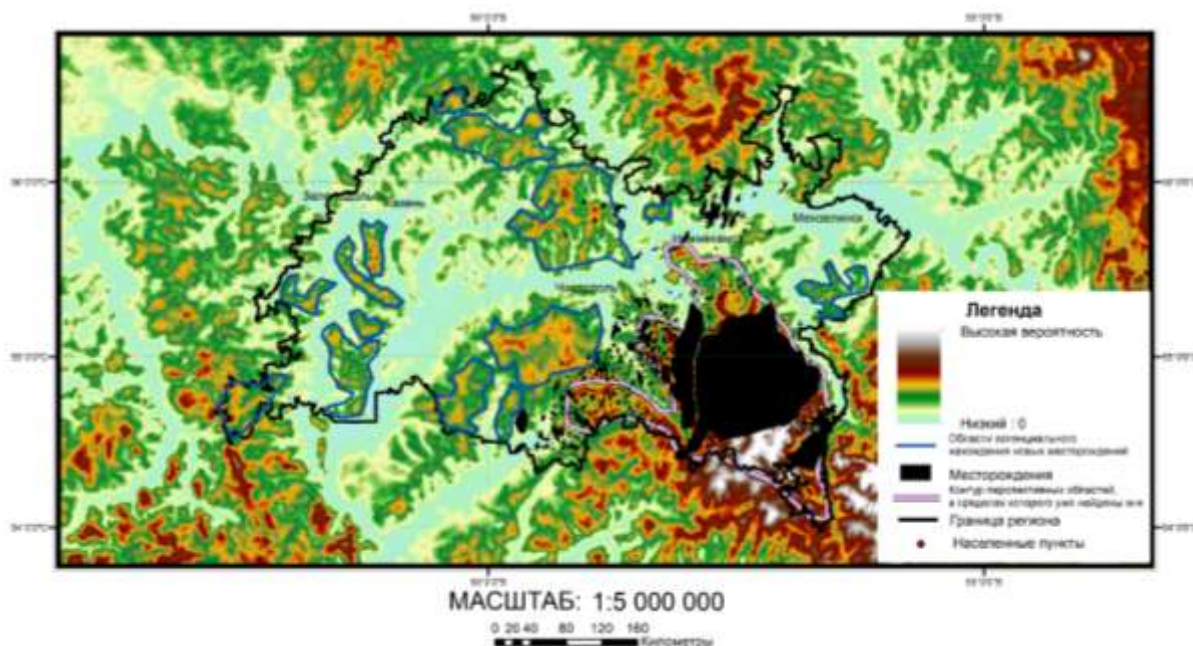


Рис.1. Схема распределения вероятности обнаружения месторождений углеводородов в р. Татарстан. Выделены (синим) области потенциального скопления углеводородов, розовым – уже разведанные месторождения

В результаты исследования была выявлена связь поднятий в рельефе и высокой концентрации месторождений нефти и газа. Данные области оказались приурочены к южной части Татарстана. Не исключается возможность миграции углеводородов, что объясняет необходимость поиска новых месторождений вокруг уже существующих. Дополнительно выделены участки с минимальной вероятностью обнаружения месторождений (рис.1). Выявленная связь между поднятиями в регионе и размерами уже известных месторождений подтверждает эту гипотезу.

Рассмотрим степень корреляции по Пирсону мелких и средних (до 60 км²) и крупных и гигантских (более 60 км²) месторождений (табл. 1).

Таблица 1

Корреляция площади месторождений и тектонических параметров

	Мелкие и средние м-я	Крупные и гигантские м-я
Базисная поверхность третьего порядка	0,079	0,116
Базисная поверхность четвертого порядка	-0,06	0,552
Базисная поверхность пятого порядка	0,033	0,553
Базисная поверхность шестого порядка	-0,034	0,12
Базисная поверхность седьмого порядка	-0,04	0,589
Базисная поверхность восьмого порядка	-0,026	0,449
Глубина горизонтального вреза	0,04	0,119
Глубина вертикального вреза	0,06	0,332
Древние разломы	0,062	0,007
Современные разломы	0,31	0,018.
Тепловое поле	-0,05	0,356.

Месторождения республики Татарстан коррелируют с разными параметрами: древними и современными разломами, «слабыми зонами», базисными поверхностями разных порядков, вертикальным и горизонтальным расчленениями. Максимальные значения корреляции соответствует базисной поверхности 7-го порядка: 0,589. Месторождения в регионе тяготеют к зонам антиклиналей соответствующих поверхностей. Также, можно отметить, что средние и мелкие месторождения слабо

тяготеют к зонам новейшей трещиноватости.

Была прослежена прямая корреляция площадей месторождений и поднятий базисных поверхностей четвертого (0,552), пятого (0,553), седьмого (0,589) и восьмого (0,449). Отмечена слабая корреляция крупных и гигантских месторождений с глубиной вертикального вреза (0,332) и тепловым полем (0,356). Мелкие и средние месторождения прямо коррелируются с областями распространения современных разломов (0,31).

Для более полного и детального отбора перспективных для поиска новых месторождений мест рекомендуется использовать дополнительные методы исследования территорий: геофизические, бурение скважин.

Список литературы

1. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. 402 с./ Главный редактор Б.В. Буров, Ответственные редакторы: Н.К. Есаулова, В.С. Губарева.

2. Колодяжный С.Ю., Некрасов А.И. Структурные и динамические закономерности размещения месторождений нефти в центральной части Волго-Уральской антеклизы // GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS, 2019. 123-140 с.

РОЛЬ СЛАБЫХ ГРУНТОВ В ОЦЕНКЕ ИНЖЕНЕРНО–ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ МНОГОКВАРТИРНОГО ЖИЛОГО ДОМА В Г. ХОЙНИКИ ГОМЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Т.А. Мележ

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, г. Гомель,
Республика Беларусь
e-mail: tatyana.melezh@mail.ru

Согласно ГОСТ Р 54476-2011 *слабые грунты* – связные грунты, имеющие прочность на сдвиг в условиях природного залегания менее 0,075 МПа (при испытании приборами вращательного среза) или модуль осадки более 50 мм/м при нагрузке 0,25 МПа (модуль деформации ниже 5 МПа).

Согласно СТБ 943-2007 «Грунты. Классификация» к слабым грунтам относятся (таблица 1):

Таблица 1

Разновидности глинистых грунтов по результатам зондирования (составлено по данным [1])

Тип, подгруппа (генезис) глинистых грунтов	Удельное сопротивление грунта под конусом зонда q_c , Мпа	Условное динамическое сопротивление грунта ρ_d , Мпа
Супесь, суглинок, глина (моренные)	$q_c < 1$	$< 1,2$
Супесь, суглинок, глина (кроме моренных)	$q_c < 1$	–

Слабыми принято называть молодые (в геологическом понимании) наносы различного состава и генезиса, которые не получили в естественных условиях достаточного уплотнения.

Понятие слабый грунт в современной технической литературе трактуется довольно широко. По условиям образования и залегания эти грунты можно разбить на три группы: морские и озерные отложения образующие слоистые толщи (пески, супеси, суглинки, глины, органогенные и минеральные илы); покровные отложения, залегающие на плоских участках, на склонах и под склонами (торфяники, глинистый элювий коренных пород, размоченный лёсс, делювиальные отложения склонов, пролювий конусов выноса); техногенные отложения, залегающие в форме бугров, терриконов или во впадинах рельефа, в оврагах, карьерах в форме карманов (городская свалка, культурные слои старых городов, отвалы промышленных отходов, накопления хвостохранилищ и т. П.).

Слабые глинистые грунты – глины, суглинки, супеси, имеют высокую влажность ($\omega > 0,5$), большую пористость ($e > 1$), модуль деформации примерно 1–10 Мпа, низкую водопроницаемость. При воздействии вибрации прочность этих грунтов понижается, т. Е. проявляются тиксотропные свойства. Осадки зданий, возведенных на таких грунтах, развиваются в течение десятков лет и достигают больших величин.

Эти грунты имеют характерную (ленточную) текстуру; т. Е. состоят из большого числа тонких слоев песчаного и глинистого материала, ритмично сменяющих друг друга, поэтому водопроницаемость грунта по вертикали (поперек слоистости) значительно меньше, чем по горизонтали.

Строительная площадка расположена в г. Хойники. Участок изысканий приурочен к плоской озерно-аллювиальной равнине, поозерского возраста. Поверхность пологая.

В геологическом строении участка изысканий до разведанной глубины 15,00 м принимают участие [2]: озерно-аллювиальные отложения (*laIIIpz*) поозерского горизонта: представлены песками пылеватыми, суглинками, супесями; моренные отложения (*gIIId*) днепровского горизонта: представлены супесями; флювиогляциальные межморенные отложения (*flbr-Iid*): представлены песками средними, мелкими.

Анализ результатов исследований с учётом возраста, происхождения, номенклатурного вида и состояния грунтов в сочетании с результатами зондирования позволяют выделить в пределах участка проектируемого строительства 8 инженерно-геологических элементов (ИГЭ) [2]:

Озерно-аллювиальные отложения поозерского горизонта – *laIIIpz*

ИГЭ – 2 Песок пылеватый прочный

ИГЭ – 3 Песок пылеватый водонасыщенный прочный

ИГЭ – 4 Супесь средней прочности

ИГЭ – 5 Суглинок средней прочности

Моренные отложения днепровского горизонта – *gIIId*

ИГЭ – 6 Супесь моренная средней прочности

ИГЭ – 7 Супесь моренная прочная

Флювиогляциальные межморенные отложения – *flbr-Iid*

ИГЭ – 8 Песок средний средней прочности

ИГЭ – 9 Песок мелкий прочный

Среди выделенных инженерно-геологических элементов, в пределах ИГЭ – 4, 5 имеются грунты с низкими прочностными и деформационными характеристиками (таблица 2):

–ИГЭ – 4 *Супесь средней прочности*, залегает в виде слоя мощностью 0,40 – 0,50 м в интервале глубин от 4,60 до 5,20 м. В естественных условиях имеет пластичную консистенцию с показателем текучести – 0,44. Коэффициент пористости по данным лабораторных исследований колеблется в пределах 0,70 – 0,73 ($e = 0,71$) [2].

–ИГЭ – 5 *Суглинок средней прочности*, залегает повсеместно в виде слоя мощностью 0,30 – 2,20 м в интервале глубин от 4,90 до 7,30. В естественных условиях имеет мягкопластичную консистенцию с показателем текучести – 0,53. Коэффициент пористости по данным лабораторных исследований колеблется в пределах 0,67 – 0,70 ($e = 0,69$) [2].

Таблица 2
Физико-механические свойства слабых грунтов, ИГЭ–4, ИГЭ–5 (составлено по данным [1, 2])

Наименование грунта / ИГЭ	Показатель текучести, I_L	Влажность, ω , %	Коэффициент пористости, e	Модуль деформации, МПа	Удельное сопротивление грунта под конусом зонда q_c , МПа
супесь пластичная средней прочности / ИГЭ–4	0,50	21,90	0,73	7,12	1,20
суглинок пластичный средней прочности / ИГЭ–5	0,54	27,20	0,68	7,29	0,90

Из таблицы 2 видно, что, супесь пластичная средней прочности в естественных условиях имеет пластичную консистенцию с показателем текучести равен 0,50; суглинок пластичный средней прочности в естественных условиях имеет мягкопластичную консистенцию с показателем текучести – 0,53, соответственно.

Таким образом, основания зданий и сооружений в составе которых имеются слабые грунты, с малой несущей способностью и высокой деформативностью во многих случаях являются причиной повреждения зданий. Слабыми грунтами оснований фундаментов могут быть различные типы и виды грунтов, например, глинистые водонасыщенные грунты с мягкой или текучей консистенцией, или органометные и биогенные породы (торфы, илы, сапрпели и другие). Такие грунты, способные быстро деформироваться и давать большую осадку. С точки зрения механизма деформации эти грунты характеризуются малым углом распространения давления в стороны. Типичными представителями неустойчивых грунтов являются рыхлые пески, лёссы, рыхлые насыпные грунты.

Список литературы

1. СТБ 943-2007 «Грунты. Классификация». Минск: Госстандарт, 2007. 24 с.
2. Технический отчёт об инженерно-геологических изысканиях по объекту 40/17 «Многоквартирный жилой дом в г. Хойники по ул. Жукова». Гомель: ОАО «Институт «Гомельоблстройпроект», 2017. 13 с.

ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ, КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ОСНОВАНИЯ ПОД ИНЖЕНЕРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Т.А. Мележ

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины,

г. Гомель, Республика Беларусь

e-mail: tatyana.melezh@mail.ru

Согласно ГОСТ 25100-2000 «Грунты. Классификация» [1] к органо-минеральным грунтам относится грунт, масса органического вещества в котором составляет от 10 % до 50 % от массы сухого грунта. Своим происхождением они обязаны водной среде и располагаются в речных долинах, озер, в пониженных частях рельефа, на территориях с высоким положением грунтовых вод. Это высокопористые и водонасыщенные массы. В составе этих грунтов содержатся: 1) песчаные, пылеватые и глинистые частицы, 2) органический материал в виде гумуса и частично остатков растений и 3) вода, которой в ряде случаев бывает больше, чем минеральной и органической частей.

При проведении инженерно-геологических изысканий в районах сложенных органо-минеральными грунтами помимо общепринятых исследований грунтовых условий территории прибегают, в частности, к детальному изучению:

- 1) рельефа минерального дна болот и свойств слагающих его отложений;
- 2) изменчивости деформационно-прочностных характеристик по глубине и при динамических воздействиях;
- 3) консолидационных и реологических характеристик грунтов.

Согласно СНБ 1.02.01-96 «Инженерные изыскания для строительства» изыскания на территориях распространения слабых грунтов (к слабым следует относить грунты различного возраста, происхождения (генетических типов отложений) и вещественного состава, слаболитифицированные, малопрочные и сильносжимаемые с низкими значениями сопротивления зондированию: ил, сапрпель, торф, грунты заторфованные, текучепластичные и текучие пылевато-глинистые, карбонатные) должны выполняться с учетом их специфических состава, состояния и свойств [2]:

- высокой пористости и влажности;
- малой прочности, сильной сжимаемости, длительной консолидации при уплотнении и падения прочности при ползучести;
- часто значительной изменчивости состава, состояния и свойств по площади и глубине при анизотропии прочностных, деформационных и фильтрационных характеристик и существенном их изменении при нарушении природного сложения, в процессе консолидации основания и при высыхании (осушении);
- усадки с образованием трещин при высыхании (осушении);
- чувствительности к динамическим воздействиям;
- неустойчивости органического вещества в зоне аэрации;
- часто повышенной коррозионной агрессивности грунтов и подземных вод к бетонам и металлам.

Согласно ГОСТ 25100-2000 «Грунты. Классификация» по относительному содержанию и степени заторфованности (I_r) с учетом типа органического вещества по ГОСТ 23470, грунты с примесью органического вещества, органо-минеральные подразделяют следующим образом [1, 3]:

- 1 с низким содержанием органического вещества (слабозаторфованные, относительное содержание органического вещества $0,10 < I_r \leq 0,25$);
- 2 со средним содержанием органического вещества (среднезаторфованные, относительное содержание органического вещества $0,25 < I_r \leq 0,40$);

3 с высоким содержанием органического вещества (сильзаторфованные, относительное содержание органического вещества $0,40 < I_r < 0,50$).

При изысканиях для проекта инженерно-геологическую съемку следует выполнять в масштабах 1:2000-1:1000 со стационарными наблюдениями, при необходимости, за осадками существующих зданий и сооружений в аналогичных (подобных) инженерно-геологических условиях; изменением прочностных, деформационных и фильтрационных свойств слабых грунтов в процессе их уплотнения насыпями при строительстве и эксплуатации объектов; проявлением деформаций на участках заложения горизонтальных и вертикальных дрен; режимом подземных вод, водного и минерального питания болот; изменением коррозионной агрессивности подземных вод при строительстве и эксплуатации объектов.

Дополнительно к общим инженерно-геологическим требованиям следует устанавливать тип болот по условиям водного питания, источники питания, наличие родников, озер, сплавин, общую тенденцию развития болот и заболоченных земель (деградация, прогрессирующее заболачивание), свойства торфа и заторфованных грунтов с учетом анизотропии. Гранулометрический состав ила и сапропеля, органический состав торфа, показатели консолидации и ползучести и другие определяются по специальному заданию или по решению специалиста, ведущего изыскания.

Рисунок 1 демонстрирует наиболее распространенные типовые схемы заторфованных оснований [4]:

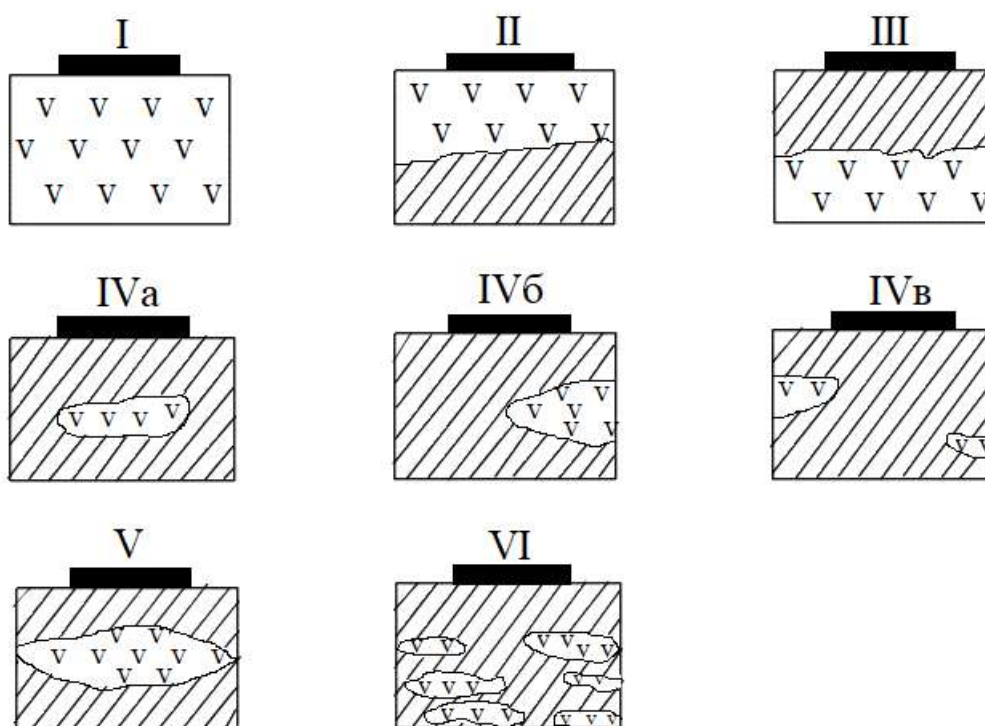


Рис. 1 Типовые схемы заторфованных оснований (по П.А. Коновалову, 1980) [4]

Tun I – в пределах сжимаемой толщи основания здания залегает однородный слой грунта с примесью растительных осадков, заторфованного грунта или торфа.

Tun II – в верхней части сжимаемой толщи основания залегают слои грунта с примесью растительных остатков, заторфованного грунта или торфа.

Tun III – в нижней части сжимаемой толщи основания залегают слои грунта с примесью растительных остатков, заторфованного грунта или торфа.

Tun IV – сжимаемая толща в пределах ширины пятна застройки здания включает грунты с примесью растительных остатков, заторфованные грунты и торфы в виде линзы: а) центрально расположенной, б) односторонне вклинившейся, в) двухсторонне вклинившейся.

Tun V – по глубине сжимаемой толщи находится прослойка заторфованного грунта или торфа, внешние границы которого в плане выходят за пределы пятна застройки здания. Такой тип основания может также образовываться искусственно при засыпке заболоченных озер, стариц, низин и т.д.

Tun VI – сжимаемая толща характеризуется многослойной заторфованностью, когда небольшие линзы и прослойки заторфованного грунта или торфа толщиной от 0,2 до 0,5 м бессистемно располагаются по глубине основания и в плане.

В зависимости от типа заторфованного основания, степени заторфованности составляющих его слоев, глубины залегания и толщины этих слоев, а также конструктивных особенностей проектируемого здания или сооружения и предъявляемых к нему эксплуатационных требований должны предусматриваться различные варианты мероприятий [4]:

Tun I – Уплотнение основания временной или постоянной нагрузкой, в том числе с дренажем с последующим устройством зданий на плитных фундаментах, монолитных или сборно-монолитных перекрестных лентах и т.п., устройство песчаной или гравийной (щебеночной) подушки и т.п.

Tun II – Прорезка (полная или частичная) слоя заторфованного грунта фундаментами, в том числе свайными; частичная или полная выторфовка заторфованного грунта с устройством фундаментов на песчаной или гравийной (щебеночной) подушке; предварительное уплотнение основания временной или постоянной нагрузкой, в том числе дренажем/

Tun III – Устройство зданий и сооружений на плитных фундаментах, перекрестных монолитных или сборно-монолитных лентах и т.п. С минимально допустимым их заглублением в слой минерального грунта и осуществлением конструктивных мероприятий по повышению пространственной жесткости здания или сооружения; устройство фундаментов зданий или сооружений на предварительно уплотненной подсыпке из местного (незаторфованного) грунта

Tun IV – Прорезка линз заторфованного грунта фундаментами, в том числе свайными, устройство зданий или сооружений на плитных фундаментах, монолитных или сборно-монолитных лентах с осуществлением конструктивных мероприятий по повышению пространственной жесткости здания; выторфовка линз с заменой местным (незаторфованным) грунтом; устройство фундаментов зданий или сооружений на предварительно уплотненной подсыпке из местного (незаторфованного) грунта/

Tun V – Прорезка слоя заторфованного грунта фундаментами, в том числе свайными; выторфовка слоя с заменой местным (незаторфованным) грунтом; устройство зданий или сооружений на плитных фундаментах, перекрестных монолитных или сборно-монолитных лентах и т.п., с минимально допустимым их заглублением в слой минерального грунта и с осуществлением конструктивных мероприятий по повышению пространственной жесткости здания или сооружения; устройство фундаментов зданий или сооружений на предварительно уплотненной подсыпке из местного (незаторфованного) грунта.

Tun VI – Частичная или полная выторфовка заторфованного грунта из линз с устройством фундаментов на песчаной или гравийной (щебеночной) подушке; устройство фундаментов зданий и сооружений на предварительно уплотненной подсыпке из местного (незаторфованного) грунта; устройство плитных фундаментов, монолитных или сборно-монолитных лент с осуществлением конструктивных мероприятий по повышению пространственной жесткости здания или сооружения.

Для борьбы с заболачиванием в инженерно-геологических целях применяют мероприятия, а также специальные конструктивные схемы строительства на заболоченных территориях. К ним относятся: осушение болот путем создания систем дренажа территорий; создание насыпей под сооружения; создание песчаных или специальных дрен (заполненные дрены); замораживание; использование свайных оснований и др. [5].

Также, к специфическим особенностям органоминеральных грунтов, которые позволяют считать рассматриваемые грунты малопригодными для строительства на них различных сооружений, относятся: малая прочность и большая сжимаемость с длительной консолидацией при уплотнении; высокая пористость и влажность; высокая гидрофильность и низкая водоотдача; склонность к разжижению при динамических воздействиях; разложение растительных остатков в зоне аэрации; наличие природного токсичного газа (метана); повышенная агрессивность к бетонам и коррозионная активность к металлическим конструкциям. Большая и неравномерная сжимаемость органоминеральных грунтов может приводить к значительным осадкам зданий и сооружений (в отдельных случаях до 1,0–2,0 м) и к их авариям.

С инженерно-геологической точки зрения при оценке площадки строительства сооружения следует в значительной мере опасаться наличия линз и прослоев торфа в толщах минеральных грунтов, что может привести к повышенной неоднородности и сильной сжимаемости всего основания в силу указанных выше причин. Инженерно-геологические изыскания на торфяных грунтах требуют особой тщательности.

Таким образом, с инженерно-геологической точки зрения органо-минеральные грунты относятся к группе грунтов особого состояния и свойств, которые лишь ограниченно могут использоваться в качестве естественных оснований зданий и сооружений из-за низкой прочности и высокой сжимаемости. Использование торфяных грунтов в качестве оснований возможно для сооружений легких и малочувствительных к осадкам. Тяжелые и чувствительные к осадкам сооружения должны опираться на минеральные грунты.

Список литературы

1. ГОСТ 25100-2000 «Грунты. Классификация». Москва: Стандартинформ, 2020. 41 с.
2. СНБ 1.02.01-96 «Инженерные изыскания для строительства». Минск: Министерство архитектуры и строительства Республики Беларусь, 1996. 166 с.
3. ГОСТ 23740-2016 «Грунты. Методы определения содержания органических веществ». М.: Стандартинформ, 2019. 19 с.
4. Галкин А.Н. Инженерная геология Беларуси. Том 1. Грунты Беларуси. Витебск: ВГУ имени П.М. Машерова, 2016. 368 с.
5. Галкин А.Н. Инженерная геология Беларуси. Витебск: ВГУ имени П.М. Машерова, 2017. 452 с.

ГЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

М.А. Мкртчян, Г. А Мкртчян., Р.К. Карапетян, А.Г. Сехпосян, Б.В. Саакян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова
НАН РА (ИГИС НАН РА), Гюмри, Республика Армения
e-mail: mary-mary-86@mail.ru*

Тавро-Кавказский регион занимает центральную часть глобального, широтного Альпийско-Гималайского сейсмического пояса. Богатые исторические сведения и современные инструментальные данные сейсмичности указывают, что исследуемая территория является одной из наиболее сейсмоактивных районов этого сейсмического пояса и косвенно указывают на сложные геодинамические процессы, протекающие в литосфере этой области. Согласно концепции о литосфере, как сложной иерархической самоорганизующейся системе, сейсмический процесс дискретно отображает сложные тектонические движения возникающие в зонах взаимодействия иерархически различных по масштабности структурных элементов в этой системе [4]. Наличие в сейсмическом поле большого количества очагов сильных землетрясений, а также ряд исследований напряженно-деформационного состояния земной коры этой территории указывают, что здесь происходят интенсивные, взаимосвязанные, региональные и локальные сейсмогеодинамические процессы [2].

Следует особо отметить, что исследуемая территория расположена в тектонической активной континентальной зоне коллизии Аравийской и Евразийской литосферных макроплит - со сложной, разноранговой, разнонаправленной системой сейсмоактивных глубинных разломов.

В настоящей статье рассматривается взаимосвязь крупных тектонических эпицентров этого региона с пространственным распределением сильных землетрясений с целью выявления наиболее сейсмоактивных зон.

Геотектоника, система глубинных сейсмоактивных разломов и сейсмичность

Геотектоника этого региона обусловлена взаимодействием Аравийской плиты на юге с Евразийской на севере. Предполагается, что Аравийская плита по двум основным шовным зонам представляет собой крупные сейсмогенные линейные элементы, со средней скоростью 20 мм/г, и вклинивается в структуры Малого и Большого Кавказа, раздвигая Восточно-Черноморскую и Анатолийскую мезоплиты к западу, а Южно-Каспийскую и Иранскую мезоплиты к востоку [1,6].

В центральной части расположены смежные с передовой зоной Аравийской плиты, выпуклые к северо-востоку, Южно-Армянская и Закавказские блоки (рис. 1) [1,2].

Этими процессами обусловлена структура глубинных сейсмоактивных разломов территории Тавро-Кавказского региона [5]. Под воздействием действующих в регионе меридионально направленных тектонических напряжений сжатия, образуется система выпуклых к северу дуг разломов, со взбросовыми и сбросовыми типами движения, а на восточных и западных флангах разломов наблюдаются соответственно правосторонние и левосторонние сдвиги [3]. Для региона наиболее опасными являются Северо-Армянская дуга, представляющая собой пересечение Памбак-Севан-Сюникского и Эрзрумского разломов. Ахурянский и Гарнийский разломы более низкого порядка, формируют внутреннюю часть этой области.



Рис. 1. Основные плитотектонические элементы Тавро-Кавказского региона [1]

Подобная схематическая картина наблюдается и на Южно-Армянской дуге, которая протягивается от Эрзурума по системе глубинных разломов Гайлату-Сеямчешме-Хой до Курдинстанского сеймотектонического узла в районе г. Хой и от Хойадо Апшерона, через Внутри Араксинскую разломную зону (рис. 2) [5].

На том же рисунке приведены эпицентры сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 4,5$ произошедших в этом регионе с исторических времен до настоящего время. Распределение этих землетрясений Тавро-Кавказского региона указывают на существование закономерно расположенных линейных структур эпицентров землетрясений, хорошо коррелирующих с зонами тектонических нарушений. Линейные структуры эпицентров разграничивают территорию Тавро-Кавказа на отдельные блоки, которые хорошо совпадают с зонами основных сейсмоактивных глубинных разломом Тавро-Кавказского региона.

Особо следует отметить, что эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 6$ и выше приурочены к двум основным тектоническим шовным зонам Эрзрум-Боржом-Казбек и г. Хой-Апшерон, а также к системе глубинных разломов Гайлату-Сеямчешме-Хой, представляющего собой фронтальную зону Аравийской плиты.

В ограниченной этими крупными сейсмическими линеаменами внутренней области наблюдаются наличие таких элементов фрактально-решёточной модели сейсмичности каковыми являются потенциальные очаги землетрясений и области рассеянной сейсмичности (домены).

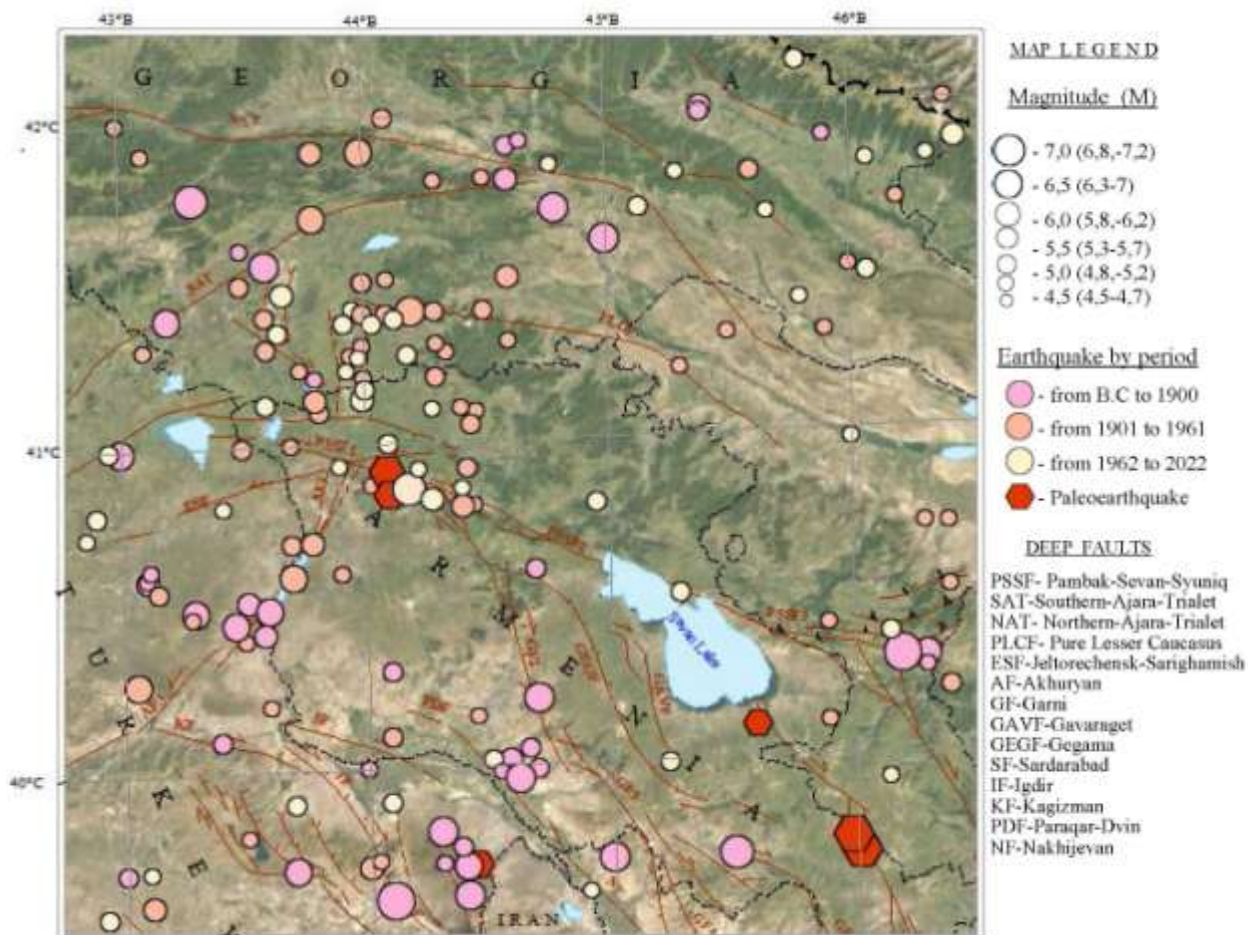


Рис. 2. Основные сейсмоактивные глубинные разломы и эпицентры сильных землетрясений Тавро-Кавказского региона

Анализ взаимосвязи тектонических структур и сейсмичности указывает, что в этой сложной континентальной зоне коллизии двух крупных Аравийской и Евразийской мегаплит четко прослеживается перекрестная глубинная структура строения земной коры Тавро-Кавказского региона.

Список литературы

1. Габриелянц Г.А., Клешев К.А., Шейн В.С. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородных потенциал // Геология нефти и газа, №1, 2002. С. 21-30.
2. Геодакян Э.Г. Пространственно-временное распределение сильных землетрясений Тавро-Кавказского региона и сейсмичность Армянской ССР: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. ИФЗ АН СССР. Москва, 1986. 21 с.
3. Геодакян Э.Г., Саакян Б.В. Сейсмогеодинамические процессы на территории Северной Армении // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы девятой международной школы. Республика Армения, 8-12 сентября, 2014 г. С. 122-126.
4. Гледко Ю. А., Кухарчик М.В. Общее землеведение: Курс лекций. Минск.: БГУ, 2005. С.143.
5. Berberian M. Seismic Sources of the Transcaucasian Historical Earthquakes // Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus . Yerevan Armenia 1996. p. 233-313
6. Reilinger, R., A. Barka GPS constraints on fault slip rates in the Africa-Arabia-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times // Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus . Yerevan Armenia 1996. p. 91-101.

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.О. Оганесян, А.М. Аветисян, А.Г. Авдалян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
Гюмри, Республика Армения
e-mail: hmayak.hovhannisyan@bk.ru*

Актуальность создания комплексной геофизической модели Земной коры заключается в первую очередь в установлении приемлемого распределения физических свойств пород земной коры отвечающего как изучаемым физическим полям, так и геологическим данным.

В настоящее время наиболее полные данные о строении глубинных структур земной коры территории Армении получены на основе сейсмологических, гравиметрических, геотермических и других геофизических данных. Безусловно, комплексность интерпретации имеющейся геофизической информации обеспечит снижение многозначности и повышение достоверности построенной модели.

Сейсмогеологический разрез глубинного сейсмического зондирования (МОВЗ-ГСЗ) Аспиндза-Армаш, как наиболее изученный в геофизическом отношении предоставляет хорошую возможность построения комплексной геофизической модели земной коры и верхней мантии территории Армении [4].

Действительно, на разрезе Аспиндза-Армаш проведены изолинии значений скоростей прохождения продольных сейсмических волн. Разрез пересекает все основные донеогеновые тектонические зоны территории, охватывает всю толщу земной коры. По линии профиля в разные годы выполнены значительные объемы наземных и лабораторных геофизических исследований. Комплексность истолкования имеющейся геофизической информации приводит к определенному сужению области вероятных численных характеристик физических параметров построенной модели, сокращает число равновероятных моделей. Это подтверждают и результаты многолетних, комплексных геофизических исследований земной коры территории Армении, проведенные с целью построения различных структурных моделей [3, 6, 7, 10].

С целью получения сопоставимых результатов, истолкование имеющейся геофизической информации выполнено в рамках единой тектогенической гипотезы – в данном случае это адвекционно-полиморфная гипотеза развития тектоносферы [1]. Для территории Армении эта методика была применена при построении обобщенной региональной тепловой модели земной коры и верхней мантии. Следует подчеркнуть, что из-за отсутствия профилей ГСЗ на территории Армении, ранние построения были основаны на данных, полученных методом обменных волн вызванных землетрясениями (МОВЗ), обеспечивающем выделение границ в земной коре без определения значений послонных скоростей прохождения сейсмических волн, а послонные скорости приписывались к отдельным слоям или областям земной коры с помощью скоростных разрезов ГСЗ соседних территорий [2].

В данном случае переход от значений скоростей прохождения продольных сейсмических волн (V_p) к значениям радиоактивной теплогенерации (q) и плотности (σ) выполнен на основе скоростного разреза Аспиндза-Армаш (рис.), а также результатов лабораторных исследований взаимосвязей между физическими свойствами пород, без привлечения априорных предположений о составе пород коры [1, 6].

Сейсмогеологический разрез Аспиндза-Армаш проходит через пункты Аспиндза, Ахалцихе, Бавра, Кучак, Армаш, пересекая при этом Аджаро-Триалетскую складчатую область, Ахалкалакское нагорье, Сомхетский прогиб, Ширакский синклиналии,

Апаранский массив, Цахкуняцкий массив, Гегамское нагорье, Нахичеванский массив, разделенные Локско-Акдамской, Красноселск-Леджанской, Амасийской, Гарнийской и Вединской разломными зонами соответственно [4].

На разрезе проведены изолинии скоростей прохождения продольных сейсмических волн, многочисленные отражающие и преломляющие границы, разнохарактерных тектонических нарушений, границы в земной коре, в числе которых наиболее уверенно проведены поверхность фундамента и граница Мохоровичича.

Картина распределения скоростей в земной коре вдоль профиля довольно пестрая, одновременно, с юго-востока на северо-запад по линии профиля земную кору можно разделить на три разнохарактерные части: две крайние с большими, четко выраженными волноводами в верхней части коры (9-12 км), и средний, с большим количеством чередований слоев с повышенными и пониженными скоростями, с протяженным волноводом на глубинах 30-40 км, с более глубоким залеганием границы Мохоровичича и др. В пределах обнаруживаемого в средней части земной коры, на глубине порядка 40 км, протяженного (более 100 км), низкоскоростного волновода, скорости прохождения продольных волн снижаются от 7,0 до 6,4 км/сек. Здесь же, на интервале глубин 9-22 км картина распределения значений скорости, имеют место резкие перепады, оконтуриваются разноскоростные объекты (рис.).

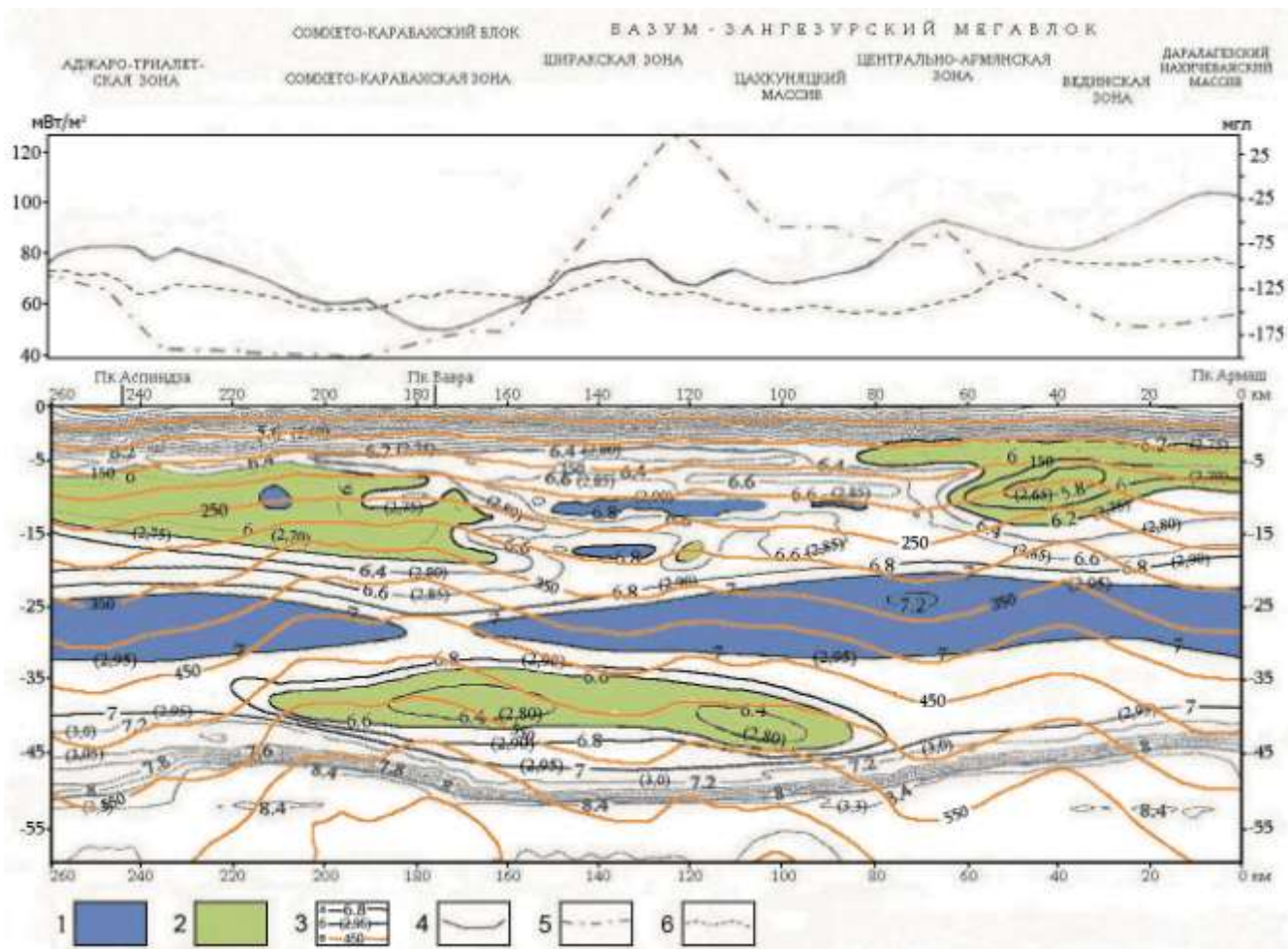


Рис. Сейсмогеологический разрез Аспиндза-Армаш по данным МОВЗ-ГСЗ (Нефтегеофизика, 1989).

Условные обозначения: 1 – слои с повышенными скоростями сейсмических волн, 2 – слои с пониженными скоростями сейсмических волн, 3 – а) изолинии скоростей сейсмических волн V_p , б) изолинии расчетных плотностей, в) изолинии глубинных

температур, 4 – эффект коры для плотности мантии $3,3 \text{ г/см}^3$, 5 – кривая наблюдаемого ТП, 6 – кривая Δg_B

Переход от значений скоростей прохождения сейсмических волн в среде к другим ее численным параметрам, как уже было отмечено, выполнен с помощью эмпирических формул, полученных в результате лабораторного исследования численных взаимосоотношений физических свойств пород под высокими температурой и давлением [2, 8]. Зависимости между скоростью прохождения продольных сейсмических волн (V_p) и радиоактивной теплогенерацией (q), и между V_p и плотностью пород (σ) представлены следующими формулами

$$q = 1,4 \exp 1,25(6 - V_p) \quad (1)$$

$$\sigma = 2,7 + 0,25(V_p - 6) \quad (2)$$

После перехода от V_p к радиоактивной теплогенерации был рассчитан стационарный (фоновый) тепловой поток, образовавшийся за счет распада радиоактивных элементов содержащихся в породах коры и теплового потока, поступающего из мантии – ТП_М, по формуле (3) представленной в работе [2].

$$\theta = \sum_{i=1}^n q_i h_i + \text{ТП}_M \quad (3)$$

где i -очередные номера слоев земной коры, а $\text{ТП}_M = 16 \text{ мВт/м}^2$.

По значениям θ построена кривая стационарного ТП, рассчитаны послойные температуры по формуле

$$T_i = T_{i-1} + \frac{\theta_{i-1} - q_i \Delta z_i}{\lambda_i} \Delta z_i \quad (4)$$

где θ_{i-1} – тепловой поток из поверхности $i - 1$ его слоя, q_i – коэффициент радиоактивной теплогенерации, Δz_i – мощность и λ_i – коэффициент теплопроводности i -его слоя, и построена стационарная тепловая модель земной коры для сейсмогеологического разреза Аспиндза-Армаш (рис.) [3].

Сопоставление кривых стационарного и наблюдаемого тепловых потоков по линии Аспиндза-Армаш выявляет значительную – до 60 мВт/м^2 , аномалию теплового потока (ТП) в центральной части профиля (рис.). Следует отметить, что приведенная кривая наблюдаемого ТП представляет осредненные значения этого параметра, так как она построена по точкам пересечения линии исследуемого профиля с изолиниями ТП на карте теплового потока [2, 3], в случае когда максимальные значения $\text{ТП}_{\text{наб}}$ превышают фон в несколько раз.

Переход от V_p к плотностям (σ) для пород консолидированной коры произведен по формуле (2), а для вулканогенно-осадочного комплекса территории Армении использована линейная зависимость между σ и V_p выявленная в результате анализа и статистической обработки петрофизических (лабораторных и скважинных) исследований пород осадочного чехла с учетом различных искажающих факторов и представленная в виде общего уравнения регрессии [8].

$$\sigma = 0,22 V_p + 1,37 \quad (5)$$

По полученным значениям σ построен плотностной разрез по линии изучаемого профиля (рис.) и рассчитан эффект коры для средней плотности мантии $\sigma = 3,3 \text{ г/см}^3$, при этом за нулевой уровень расчетного поля силы тяжести принято значение – 835 мгал [1].

Из двух возможных вариантов плотности мантии – $3,2 \text{ г/см}^3$ и $3,3 \text{ г/см}^3$, наилучшее совпадение расчетной и наблюдаемой кривых Δg получены при средней плотности мантии $3,3 \text{ г/см}^3$.

Нужно отметить, что гравитационное поле (Δg_B) также дает основание разделить земную кору вдоль профиля на три части. На рис. кривая Δg в средней части профиля дает понижение, а на краях – два максимума. Эта картина соответствует данным других исследований о приуроченности гравитационного минимума к Центрально-Армянской зоне.

Как уже отмечалось, сопоставление расчетной и наблюдаемой кривых Δg выявляет значительные аномалии силы тяжести в разных отрезках профиля, наблюдается широкий минимум на Центральной части. Примерно на этой части профиля зафиксирована положительная аномалия ТП, что дает основание сделать предположение о наличии в земной коре и верхах мантии зон с частичным плавлением вещества, обуславливающее положительную аномалию теплового потока и отрицательную аномалию силы тяжести. Небольшое пространственное смещение выявленных аномальных зон может быть связано с наличием тепловыводящих каналов и с их наклонным положением. Такому предположению придерживаются и другие исследователи [5,9].

Вместе с тем в пределах Ширакской и Араратской зон отмечаются локальные повышенные значения силы тяжести, возможно, отражающие выступы и впадины границы Конрада, а также другие неоднородности в верхнем слое земной коры, поскольку считается, что возмущения гравитационного поля генерируются аномалиями силы тяжести в верхних 15-20 км коры.

Оценка пределов допустимых расхождений наблюдаемой и расчетной кривых Δg , с учетом данных аналогичных исследований на Украине, Кавказе и Средней Азии дает среднюю погрешность в пределах 20 мгал, т.е., только расхождения большего размера можно рассматривать как достоверные аномалии.

На рисунке кривые расчетной и наблюдаемой Δg расходятся в пределах крупной тектонической зоны с одинаковым характером скоростного и плотностного разрезов консолидированной коры, где размеры аномалии составляют 50-100 мгал.

Гравитационный эффект уплотнения в северо-западной части профиля составляет в среднем 50 мгал, в юго-восточном – около 100 мгал, а эффект разуплотнения в средней части – 60 мгал.

Полученные неувязки наблюдаемой и расчетной кривых Δg говорят о том, что мантия под северо-западной и юго-восточной частях разуплотнена, а под средней частью уплотнена, несмотря на высокие значения теплового потока. Детальное рассмотрение верхней части плотностного разреза выявляет наличие множества вопросов о плотностных характеристиках верхней части земной коры, нуждающихся в более детальном исследовании.

Не исключено также, что слабая система наблюдений в горных и пограничных районах могла привести к неточностям при решении сейсмической задачи. Такое предположение подтверждается расчетами гравитационных эффектов уплотнения и разуплотнения. Так, по сейсмическим данным, в коре, в пределах глубин 15-40 км выделяется слой с аномально низкой и высокой плотностями (в среднем на $\pm 0,15 \text{ г/см}^3$), толщиной 8-10 км, гравитационный эффект которой составляет 50-63 мгал.

Как уже было отмечено, причиной указанных аномалий теплового потока и ускорения силы тяжести мог послужить область частичного плавления, представленный на разрезе в виде низкоскоростного объекта в низах коры. Расчеты теплового и гравитационного эффектов подобного тела дают основание предполагать о причинной увязке гравитационной и тепловой аномалии с тепловым разуплотнением в низах земной коры.

Выводы:

• Зафиксированные аномалии гравитационного и теплового полей удовлетворительно интерпретируются в рамках единой тектонической гипотезы, как результат активных тектонических процессов.

• Расчет температур и плотностей глубинных слоев земной коры по значениям послонных скоростей сейсмических волн и построение на их основе температурного и плотностного моделей недр, дают основание полагать наличие частично расплавленных областей в коре и верхней мантии.

• Некоторая пространственная неувязка зафиксированных аномалий гравитационного и геотермического полей может быть связана с наклонным расположением тепловыводящих каналов.

Список литературы

1. Бурьянов В.Б., Гордиеко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев, Наукова думка, 1983. 176 стр.
2. Вартамян К.С., Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. N2. 1985. с. 48-53.
3. Варданыан К.С., Оганесян А.О., Погосян Н.М. Построение гравитационно-геотермической модели земной коры территории Армении на основе сейсмологических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2012. 65. N3. с. 78-85.
4. Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г. Под ред. Ю.К. Щукона. Б.И.: Изд. ВНИИГеофизика, М. 1990. 109 с.
5. Мириджанян Р.Т. О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. N6. 1974. с. 67-69.
6. Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая модель земной коры территории Армении. Сб. научных трудов конф., посвященной 40-летию основания ИГИС НАН РА. Изд. «Гитутюн» НАН РА, Гюмри, 2002. с. 94-102.
7. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005. LVIII. N3. с. 46-53
8. Фиданян Ф.М., Оганесян А.О. Корреляционный анализ физических параметров горных пород по профилю ГСЗ Армаш-Бавра. Сб. Научных трудов конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА (28-31 октября 2003 г., г. Гюмри), Изд-во НАН РА, г. Гюмри. 2004. с. 143-148.
9. Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, N6. 1980. с. 43-49.
10. Hovhannisyan H., Avetisyan A., Fidanyan F., Manukyan A., Pogossyan T. The Methods and Some Results of Construction of the Earths Crust Seismogravitational Model for the Territory of Armenia. Abstract Volume the Second International Conference on Eartquake Hazard and Seismic Risk Reduction Commemorating the 10th Anniversary of the Spitak Earthquake, Yerevan, 15-21 September, 1998, pp. 114-115.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.Ю. Паньков

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
г. Уфа*

e-mail: aleksandr.pankov1999@gmail.com

В работе приведены результаты исследований отложений инзерской свиты, а также проведен сравнительный анализ этих данных с данными, полученными ранее Павловым В.Э. и И. Галле [4]. Благодаря этим результатам представляется возможность сделать предположение о синхронности намагниченности инзерских и катавских отложений времени их образования.

Инзерская свита с точки зрения палеомагнетизма очень интересна для изучения, а также важна для изучения отложений катавской свиты, так как она является её «ближайшим окружением» и может послужить одним из аргументов в пользу первичности намагниченности второй. Одним из доказательств первичности намагниченности пород в катаве и инзере является отличие их палеомагнитных направлений друг от друга и от направлений в соседних стратиграфических уровнях. Поэтому при палеомагнитном изучении катавской свиты очень важно обратить внимание на палеомагнитные направления, фиксируемые в подстилающих (зильмердакских) и перекрывающих (инзерских) отложениях, которые должны значительно отличаться от направлений в породах катавской свиты при их синхронном намагничивании. С целью получения новых палеомагнитных данных по породам инзерской свиты было проведено исследование отложений достаточно мощного разреза, согласно залегающего на отложениях катавской свиты, на р. Нугуш ниже д. Галиакберово.

Геологическое строение

Инзерская свита входит в среднекаратаускую подсерии каратауской серии верхнего рифея и сложена песчаниками, алевролитами аркозовыми и кварцевыми, гравелитами и конгломератами, глинистыми и строматолитовыми известняками, мергелями, доломитами. По особенностям состава и структурным признакам расчленена на 2 подсвиты: нижнюю (подинзерские толщи) и верхнюю, которая в свою очередь расчленена на 3 толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю (рис. 1).

Разрез Галиакберово, расположен по обоим берегам р. Нугуш, примерно в 2 км ниже по течению от н.п. Общая мощность изученной части разреза, с учетом отложений катавской свиты, около 43 метров. Разрез достаточно мощный и представляет собой согласно залегающие (с небольшим перерывом) друг на друге отложения катавской и инзерской свиты без видимых тектонических нарушений.

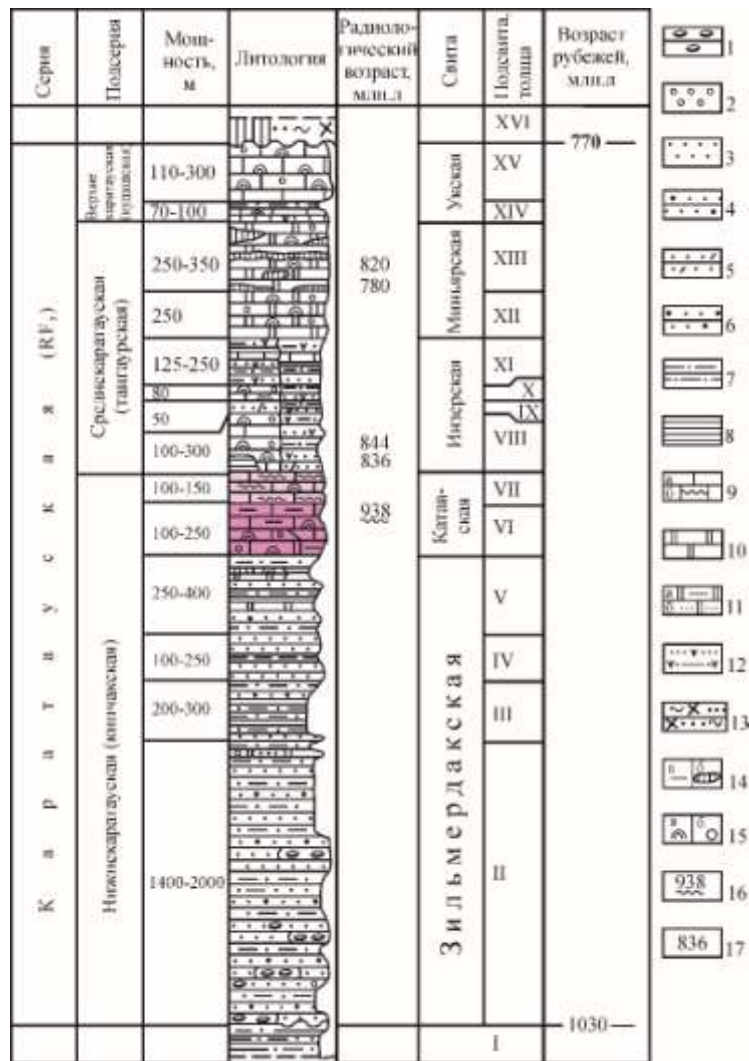


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Южного Урала. По [6]

Условные обозначения: 1 – конгломераты; 21 – гравелиты; 3–61 – песчаники (31 – кварцевые, 41 – полевошпат-кварцевые, 51 – полимиктовые, 61 – аркозовые); 71 – алевролиты; 81 – аргиллиты; 91 – известняки массивные (а) и струйчатые (б); 101 – доломиты; 111 – доломиты глинистые (а) и песчанистые (б); 121 – песчаники и алевролиты с глауконитом; 131 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 141 – характеристика породы: а1 – глинистость, б1 – линзы кремней; 151 – органические остатки: а1 – строматолиты, б1 – микрофитолиты; 16–171 – изотопный возраст (млн лет): 161 – глауконита, К-Аг метод; 171 – породы, Rb-Sr метод. Стратиграфические подразделения: II – авзянская свита юрматинской серии среднего рифея; II-XVI – свиты: II-V1 – зильмердакская свита, подсвиты: III – бирьянская, III1 – нугушская, IV1 – лемезинская, V1 – бедерьшинская; VI, VII – катавская свита, подсвиты: VI1 – нижняя, VII1 – верхняя; VIII-XII – инзерская свита, подсвиты: VIII1 – нижняя (подинзерские слои), IX-XII1 – верхняя, толщи: IX1 – нижняя, X1 – средняя, XI1 – верхняя; XII-XIII1 – миньярская свита, подсвиты: XIII1 – нижняя, XIII1 – верхняя; XIV, XVI – укская свита, подсвиты: XIV1 – нижняя, XVI1 – верхняя; XVII1 – байнасская свита аршинской серии завершающего рифея.

Методика исследований

С целью уточнения представлений о происхождении ВТК намагниченности катавской свиты на фоне сравнения с данными инзерской свиты было проведено изучение инзерских песчаников на разрезе «Галиакберово» близ д. Галиакберово.

Всего было отобрано более 110 образцов песчаников инзерской свиты, сгруппированных в 15 сайтов, по 13 из которых удалось получить значимый палеомагнитный результат. Образцы были подвергнуты детальной температурной очистке

до 700°C (где это было необходимо). Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина [7].

Также был проведен сравнительный анализ полученных нами данных, с данными полученными Павловым В.Э на разрезах близ г. Миньяр в 2009 г.

Результаты исследований

Наблюдаемое на диаграммах Зийдервельда и кривых терморазмагничивания (рис 2) направление ВТК намагниченности в отложениях инзерской свиты хорошо группируется в древней системе координат, имеет С-СВ магнитное склонение и небольшое, как правило, положительное наклонение, что совпадает с данными В.Э Павлова полученными на удаленном разрезе в другой структурной зоне, а также направление инзерских отложений значительно отличается от направлений в катавских отложениях

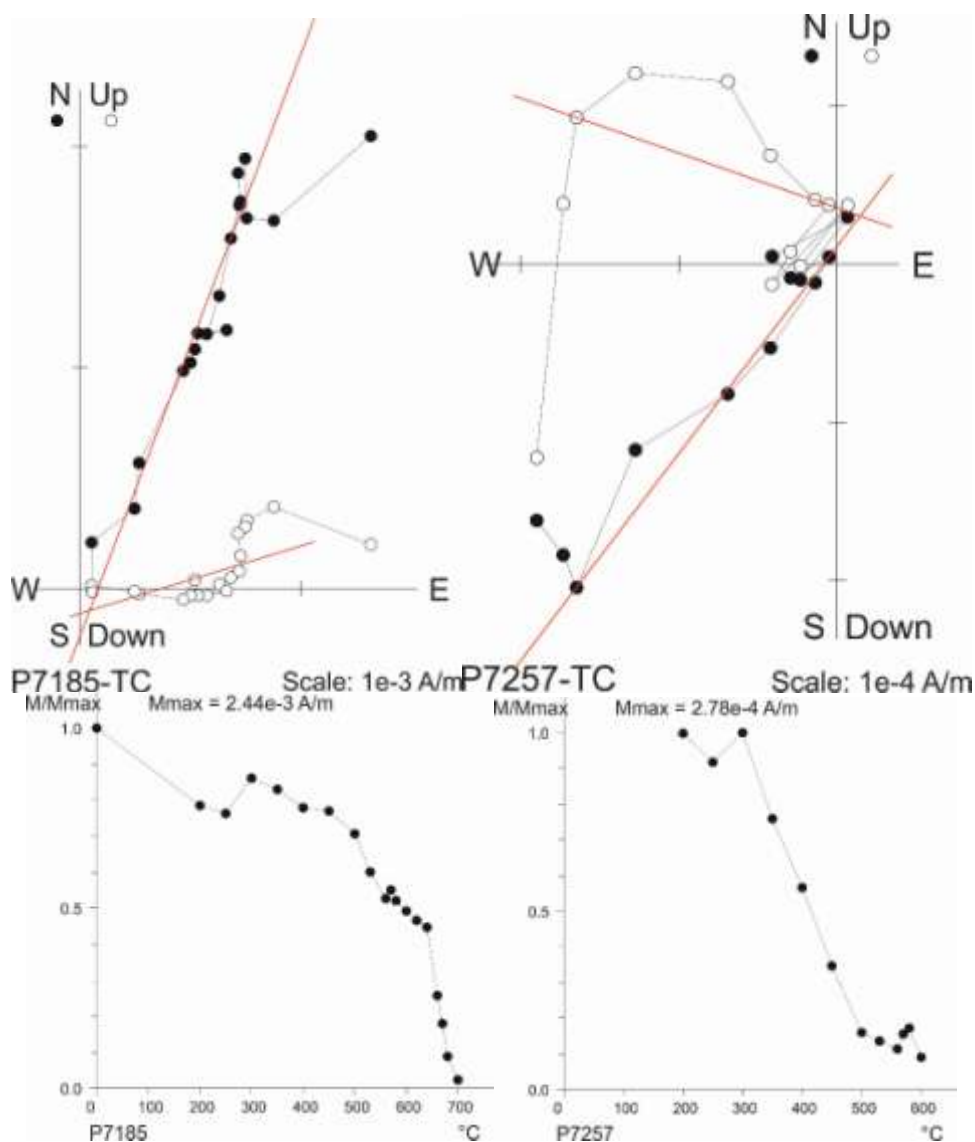


Рис.2. Пример диаграмм Зийдервельда и кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности изученных образцов инзерской свиты в древней системе координат

Примечания: светлые символы - проекции векторов J_p на вертикальную, темные - на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °С.

Также на стереограмме средних значений (рис. 3) по 13 сайтам наблюдается небольшой овал доверия с хорошей кучностью направлений, даже несмотря на присутствие антиподальных значений

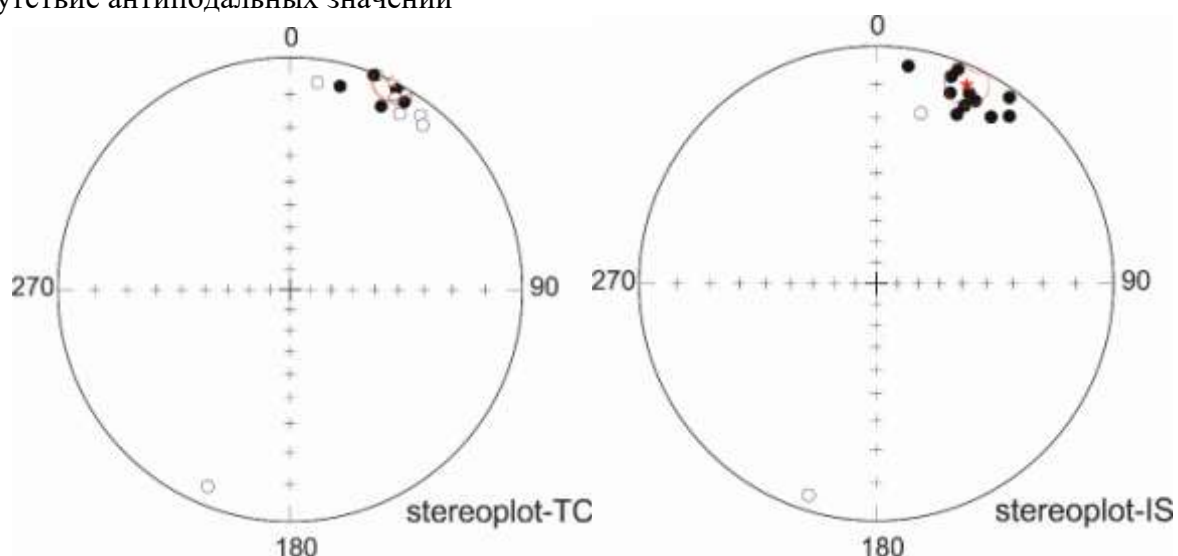


Рис. 3. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности инзерских отложений на разрезе «Галиакберово» в древней (TS) и современной (IS) системах координат

Примечания: каждая точка представляет отдельный сайт, звездочка с овалом доверия - среднее направление по разрезу.

В породах нижней части инзерской свиты выделяется хорошо сгруппированное направление высокотемпературной компоненты намагниченности, которое значительно отличается от направлений намагниченности пород катавской свиты, полученных ранее нами на разрезах в районе г. Юрюзань и д. Галиакберово, а также от данных Павлова В.Э с разрезов в районе г. Миньяр.

Палеомагнитные направления инзерских отложений из разреза «Галиакберово» в пределах ошибок метода совпадают с данными В.Э. Павлова. (Табл. 1)

Таблица 1

Палеомагнитные направления в отложениях инзерской свиты

Примечание: данные по разрезам Пруд и р.Малоюз по [4].

Данные по разрезу Галиакберово составлены по [1;5].

Обнажение	N	Стратиграфическая система координат			
		D(°)	I(°)	K	α_{95} (°)
Пруд	14	50.8	6.2	45.6	5.9
р.Малоюз	11	34.1	26.1	14.3	12.5
Ср. по р-у г. Миньяр	25	44.1	7.6	11.2	9.1
Галиакберово	13	33.3	6.1	17.6	10.7

Выводы

1. Получены новые палеомагнитные данные по отложениям инзерской свиты верхнего рифея, дополняющие предыдущие исследования.

2. Проведено сравнение полученных данных с данными Павловым В.Э, на достаточно удаленном разрезе в другой структурной зоне в 2009 году, показывающее совпадение данных в пределах ошибок

3. Прослеживается тренд смещения направлений высокотемпературной компоненты от низов катавской свиты к низам инзерской свиты, что является одним из важных аргументов в пользу предположения о синхронности ВТК намагниченности в породах катавской и инзерской свит.

Список литературы

1. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический Вестник. 2020. №3. С. 47-54.

2. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука: 1982. 128 с.

3. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания: Дис. ... канд. физ.-мат. наук / ИФЗ АН СССР. М., 1970. 140 с.

4. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.

5. Паньков А.Ю. Палеомагнетизм инзерской свиты верхнего рифея Южного Урала // Сборник статей IX Всероссийской молодежной конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий» - Москва: Издательство «Перо», 2021. с. 102-105

6. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.

7. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ФРАГМЕНТА АШИНСКОЙ СЕРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ – БАСИНСКАЯ ИЛИ ЗИГАНСКАЯ СВИТА?

Н.П. Парфирьев

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа
e-mail: parfirjev.nikita@yandex.ru*

Идентифицировать немые толщи пород можно при помощи палеомагнитного метода. С этой целью нами был изучен фрагмент разреза ашинской серии верхнего венда (Рис.1), находящийся в восточном борту авдырдакской антиклинали вдоль дороги Уфа-Белорецк и имеющий координаты N54°18' E057°17'. Геологическое изучение разреза проводилось неоднократно, но палеомагнитный метод практически не применялся. На протяжении долгого времени считалось, что породы в данном разрезе относятся к зиганской свите верхнего венда, но всегда отмечалось, что полученные результаты весьма неоднозначны. Основная причина этого заключается в том, что литологически басинская и зиганская свиты очень похожи. Обе они состоят из алевролитов, аргиллитов и песчаников, в подчиненном значении и имеют одинаковую окраску.

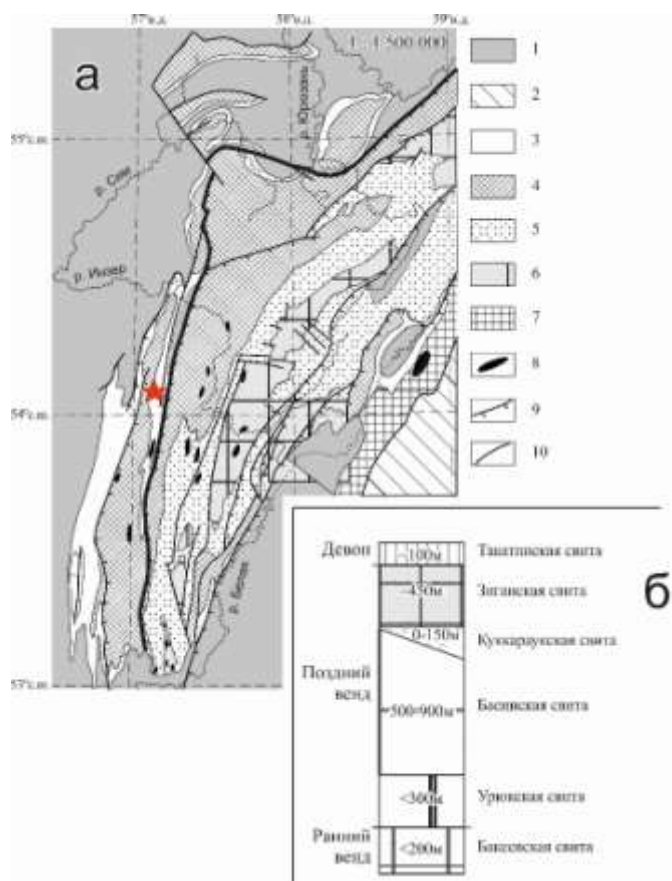


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Урала (а) (по [2] с изменениями) и упрощенная стратиграфическая колонка венда Южного Урала (б)

Примечания: Самая толстая линия обозначает зильмердакский разлом, к западу от которого вендские породы перекрыты палеозойскими без углового несогласия. Звездочкой обозначен опробованный разрез

Различить их можно лишь по маркирующему горизонту куккаркаузской свиты, сложенную красноцветными полимиктовыми конгломератами [1]. Но в изучаемом

обнажении толщи куккараукской свиты отсутствуют. Поэтому геологически определить к какой свите относится разрез весьма затруднительно. Следующая причина связана с тем, что разрез был плохо обнажен, и получить достаточно объемную палеомагнитную коллекцию образцов не представлялось возможным. Но в результате недавних дорожных работ образовалась выемка, которая позволила провести тщательный отбор палеомагнитной коллекции и получить новые данные, которые могли бы дать однозначный ответ о стратиграфическом положении данного фрагмента разреза.

Так как визуально свиты очень похожи между собой датировать их можно по цирконам из туфовых прослоев и при помощи методов палеомагнитного анализа. На участке автодороги с. Макарово – с. Кулгунино из пород басинской свиты были отобраны образцы туфового прослоя, проведен анализ выделенных из этих образцов цирконов U-Pb методом (SHRIMP-II) в результате которого был получен возраст 573.0 ± 2.3 млн лет [9]. Для зигананской свиты, в районе г. Усть-Катав, по туфовым прослоям были получены возраста 548.2 ± 7.6 млн лет [5], 547.6 ± 3.8 млн лет [12]. По изучаемому разрезу датировки пока не получены.

Предполагается, что свиты должны иметь различные палеомагнитные направления. Для объективного сравнения и точной интерпретации изучаемого немого обнажения были проанализированы палеомагнитные исследования басинской и зиганской свит. Палеомагнитное изучение разрезов басинской и зиганской свит на территории Южного Урала начались еще в XX веке [6,7,8], но в данной работе будут проанализированы исследования начиная с 2011 года. Связанно это с использованием в работе более современного оборудования и методик.

В ранее изученных разрезах басинской свиты точно определены средние высокотемпературные направления в районе Авдырдакской антиклинали, в районе р. Басу, р. Таката и р. Куккараук, направления являются биполярными, но лучше всего группируются в юго-западной части стереограммы: $D_s = 243.8^\circ$, $I_s = 39.3^\circ$ (табл.1), тест складки и тест обращения дают уверенно положительный результат [13]. Биполярная компонента в басинской свите доказана и в работе [3], в которой были изучены басинские разрезы в тех же географических районах, средние направления лучше сгруппированы в северо-восточной части: $D_s = 54.7^\circ$, $I_s = -36.6^\circ$ (табл.1). Полюс в обеих работах так же получен примерно одинаковый: $\Lambda^\circ=187.3$, $\Phi^\circ=1.1$, $K=35.6$, $A_{95}=5.0$ [3], $\Lambda^\circ=186.1$, $\Phi^\circ=1.7$, $K=62.5$, $A_{95}=3.8$ [13].

Если обратиться к работам, посвященным изучению зиганской свиты, то можно увидеть, что направления высокотемпературной компоненты намагниченности в данном стратиграфическом горизонте статистически значимо отличаются от басинских: $D_s = 287.2^\circ$, $I_s = 19.1^\circ$ (табл.1) (выборка более чем из 100 образцов с 3 разрезов зиганской свиты в западной части башкирского мегантиклинория) [11]. Похожие данные опубликованы в работе Н.М. Левашовой и др. [12]. В 2020 нами был подробно изучен (отбор через каждые 20 см) протяженный разрез зиганской свиты, мощностью 74 м, вдоль автодороги с. Макарово – с. Кулгунино. Полученный результат так же хорошо соотносится с более ранними исследованиями: $D_s = 285.8^\circ$, $I_s = 20.4^\circ$ (табл.1) [4]. Во всех изученных разрезах тест обращения уверенно положительный. Вычисленный палеомагнитный полюс так же везде примерно одинаковый: $\Lambda^\circ=299.2$, $\Phi^\circ=26.9$, $K=35$, $A_{95}=11.4$ [11].

Как отмечалось выше, при сравнении палеомагнитных данных басинской и зиганской свит можно ясно увидеть, что они находятся в разных сегментах стереограммы (рис.2).

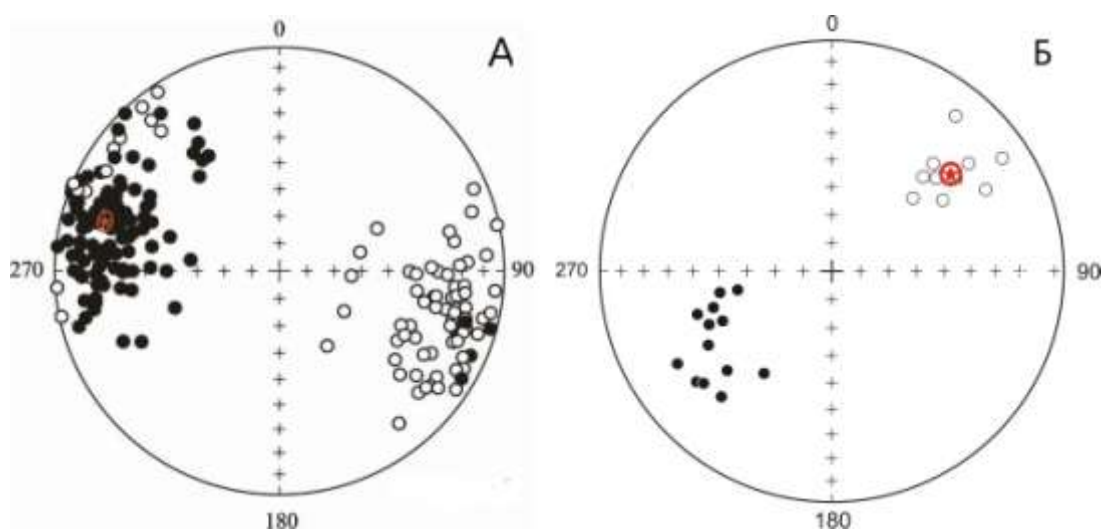


Рис. 2 Стереогаммы средних направлений высокотемпературной компоненты намагниченности с общими средними значениями (звезда и жирная линия) в древней (ДСК) системе координат для басинской свиты, осредненная по образцам – (а) [3] и зиганской свиты, осредненная по сайтам – (б) [4]

Примечание: Залитые (незалитые) символы и сплошные (пунктирные) линии – проекция на нижнюю (верхнюю) полусферу

Таблица 1

Сравнение палеомагнитных данных проанализированных работ по басинской и зиганской свите.

Примечание: D - склонение. I - наклонение. k - кучность. α_{95} - радиус круга доверия

	D_s	I_s	k	α_{95}
Басинская свита [10].	55°	-35°	31	4.5°
Басинская свита [3]	54.7°	-36.6°	31	5.4°
Зиганская свита [8]	287.2°	19.1°	103	5.5°
Зиганская свита [4]	285.8°	20.4°	12.6	3.1°

Фрагмент разреза, находящийся в восточном борту авдырдакской антиклинали вдоль дороги Уфа-Белорецк, ранее был хорошо изучен геологически, но для палеомагнитных исследований был отобран только пробный сайт. В 2021 году мы провели тщательный отбор образцов, подвергли их лабораторным исследованиям и выполнили все палеомагнитные анализы, отвечающие современной методике. В ходе исследования в образцах были обнаружены две компоненты намагниченности (Рис. 3): низкотемпературная, разрушающаяся при нагреве до $200-250^\circ\text{C}$ и соответствующая современному геомагнитному полю и высокотемпературная компонента намагниченности, спадающая в начало координат при нагреве до $660-700^\circ\text{C}$. Из чего можно сделать вывод, что основной носитель намагниченности гематит. Среднее направление изученных образцов в стратиграфической системе координат составляет $D_s = 246.5^\circ$, $I_s = 36.4^\circ$ (Рис.4) и являются однозначно басинскими.

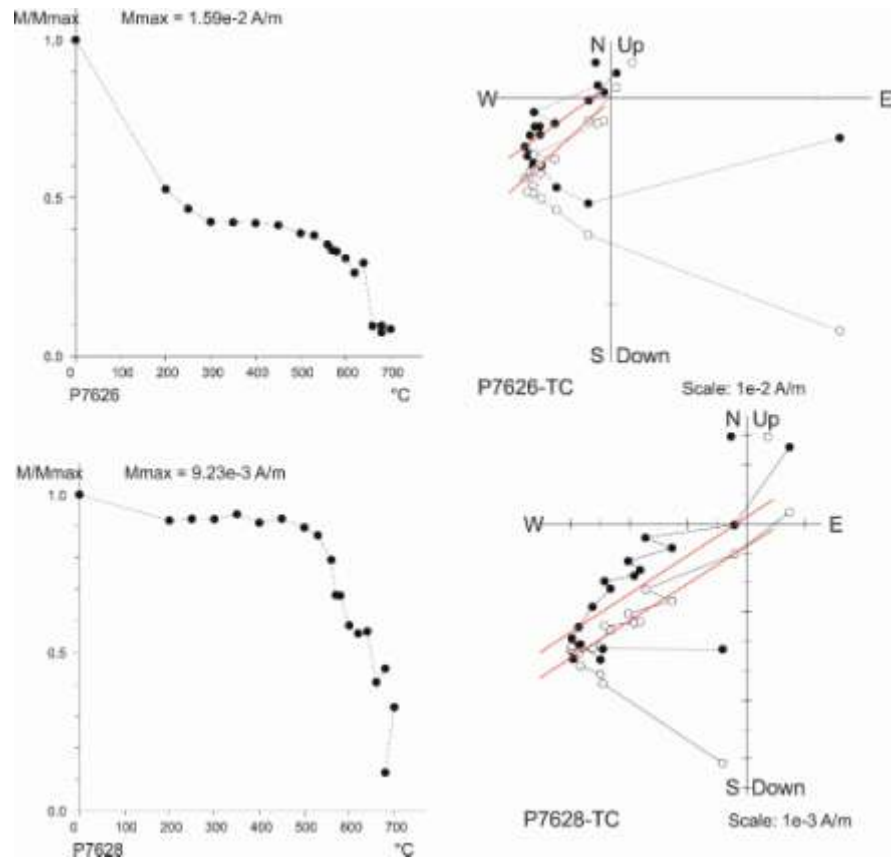


Рис. 3 Результаты терморазмагничивания образцов в древней (стратиграфической) системе координат.

Примечание: залитые (незалитые) символы – проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскость

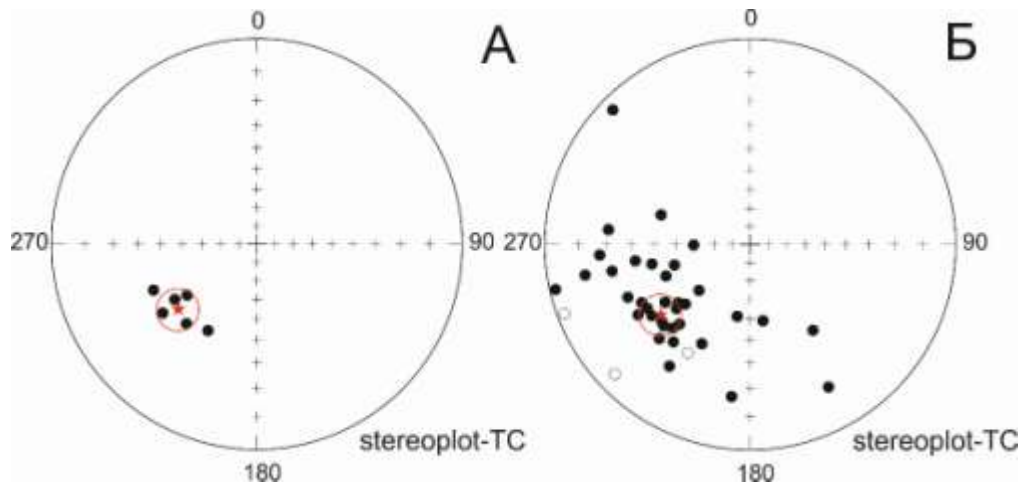


Рис. 4 Стереогаммы средних направлений высокотемпературной компоненты намагниченности в древней системе координат.

Примечание: красной звездочкой в круге по казаны средние значения для сайтов (А) и для образцов (Б)

Проведенные палеомагнитные исследования позволяют сделать вывод о том, что изученный фрагмент разреза красноцветных пород, находящийся вдоль дороги Уфа-Белорецк, относится к басинской свите верхнего венда.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. С. 289
2. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа ответственный редактор Козлов В.И. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
3. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. 2011. № 7. С. 67–79.
4. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. Верхневендский период гиперактивности магнитного поля: новые палеомагнитные данные по зиганской свите на Южном Урале // ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК. 2021. № 1. С. 46–54
5. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 201–206.
6. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. Ред. Келлер Б.М. М.: Наука. 1982. С.121–162.
7. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания. Дис... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ. 1970. 140 с.
8. Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе позднерифейской катавской свиты Южного Урала // Физика Земли. 1997. № 2. С. 60–68.
9. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. U-Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. 51-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 219–224.
10. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология /Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
11. Fedorova N.M., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Sergeeva N.D., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kuznetsov N.B., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M. (2013) The East European Platform in the late Ediacaran: new paleomagnetic and geochronological data. Russian Geology and Geophysics, 54, 1392–1401
12. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. Precambrian Research, **236**. 16-30. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.06.006
13. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M. (2015) Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean. Gondwana Research, **28**(1), 191-208. DOI: 10.1016/j.gr.2014.04.012

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО-ТУРНЕЙСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА БЫМСКО-КУНГУРСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Е.А. Симонова

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г.

Пермь

e-mail: simaelizaveta@yandex.ru

Истощение ресурсной базы нефти и газа Пермского края показывает, что для территории необходимо детальное изучение геохимических показателей органического вещества, которые позволят рассмотреть генерационный потенциал нефтегазоматеринских толщ, особенности миграции ОВ в нефтегазоносных комплексах и спрогнозировать залежи углеводородов. Объектом изучения выбрана Бымско-Кунгурская моноклинали (БМК), в восточной части которой находятся неоткрытые структуры с возможными залежами углеводородов. Особо следует отметить прогнозную нефтегазоносность верхнедевонско-турнейского карбонатного нефтегазоносного комплекса (НГК), с которыми могут быть связаны залежи нефтематеринских пород доманикоидного типа.

Для изучения геохимической характеристики основного промышленно нефтегазоносного комплекса использовались такие геохимические

показатели, как содержание органического углерода ($C_{орг}$), концентрация хлороформенного битумоида ($B_{ХЛ}$), битумоидный коэффициент (β). На основе средневзвешенных значений геохимических параметров были построены соответствующие карты для верхнедевонско-турнейского карбонатного НГК. Всего при построении карт использовано 1335 определения $C_{орг}$, 1827 – $B_{ХЛ}$, 1022 – β , 1096 образцов пород из 79 скважин Бымско-Кунгурской моноклинали.

Неравномерность сети скважин определяет распределение результатов анализов по площади исследуемой территории и НГК. Наибольшее количество анализов относятся к центральному и юго-западным районам БМК. Восточные и северные территории геохимическими данными полностью не охарактеризованы. С глубиной количество геохимических данных снижается. Это связано с уменьшением количества скважин, вскрывших более древние отложения.

В основании комплекса залегают относительно глубоководные отложения саргаевского и семилукского горизонтов, которые резко отличаются от вышележащих карбонатных пород шельфового типа. Турнейская часть комплекса сложена слоистыми карбонатами. Региональной покрывкой комплекса служит турнейско-кожимский карбонатно-терригенный флюидоупор толщиной от нескольких до 20 м и более [3]. Нефтегазоносность различной интенсивности зафиксирована от саргаевских до верхнетурнейских отложений. Промышленные скопления нефти наиболее часто располагаются в верхней части НГК под региональной покрывкой и представлены пластово-массивными и массивными типами [2].

Распределение органического углерода высокие (3-6%) концентрации $C_{орг}$ распространены на западе в районе Чураковского и Кокуйского месторождений (рис. 1 А). Дальше происходит понижение концентрации к центру БМК и опускание до очень низких, а затем опять повышение к северу до средних концентраций $C_{орг}$.

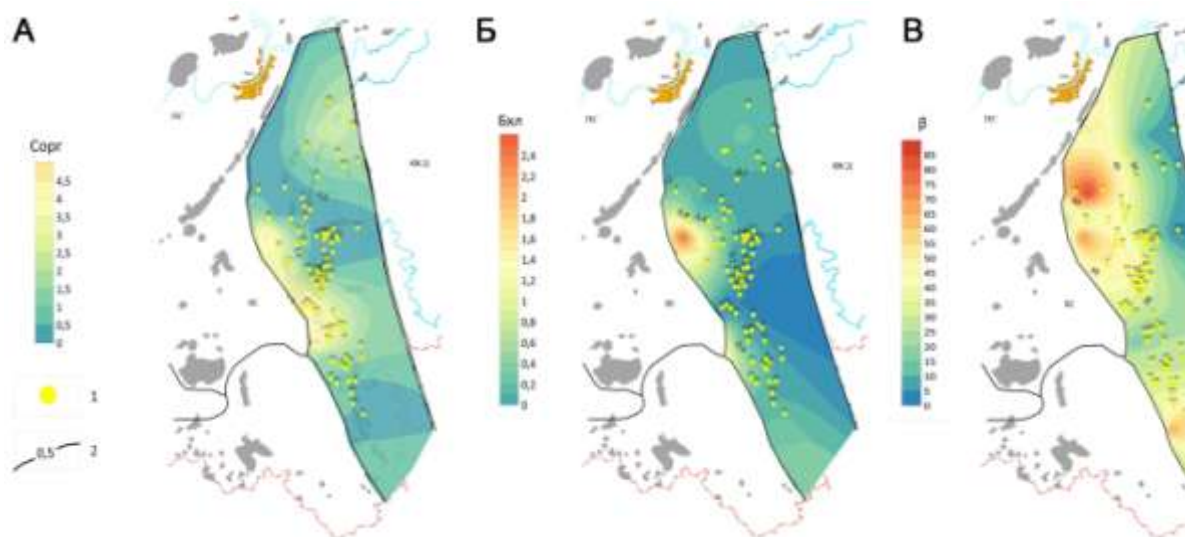


Рис 1 (А, Б, В). Схема распределения в верхнедевонско-турнейских отложениях содержания: А) органического углерода ($C_{орг}$, %); Б) хлороформенного битумоида ($B_{хл}$, %); В) битумоидного коэффициента (β , %); 1 – глубокие скважины; 2 – изолинии содержаний

Особенности распределения хлороформенного битумоида показали, что в Мазунинской зоне поднятий выделены верхнедевонско-турнейские отложения с очень высокой концентрацией ($> 0,40\%$) (рис. 1 Б). Затем границы концентрации округляются и сменяются породами с высокими, повышенными, средними, низкими и очень низкими концентрациями.

В верхнедевонско-турнейских отложениях распределение битумоидного коэффициента (β) очень сильно повышена на северо-западе и менее повышено на юге БМК (рис. 1 В). Граница более 23-25% показывает наличие эпигенетических битумоидов в отложениях [1].

Таким образом, верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс обладает высоким нефтегазовым потенциалом. Палеогеографические особенности его формирования, сложность строения и специфичность зонального распределения залежей УВ (депрессивные, мелководно-шельфовые) обособляют его в отдельное направление геологоразведочных работ. Наиболее высокоперспективны отложения комплекса в бортовых и внутренних зонах ККСП, на участках развития позднедевонских рифогенных сооружений.

Список литературы

1. Кожанов Д. Д., Хопта И. С. Распределение органического вещества в доманиковых отложениях Удмуртской республики в связи с поисками сланцевой нефти // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2017. №. 17. С. 87-91.
2. Кудряшов А. И. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энциклопедия // Пермь: Книжная площадь. 2006. С. 464.
3. Фрик М. Г., Гецен Н. Г., Титова Г. И. Геохимия органического вещества пород, нефтей и газов южных районов Пермской области и сопредельных территорий Башкортостана. 2002. С. 76

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.А Ямалов

Башкирский государственный университет, г. Уфа

e-mail: yamalov1999@inbox.ru

Крымский полуостров находится в зоне сочленения Скифской плиты и Альпийского складчатого пояса (рис. 1). В геологическом отношении территорию Крыма можно разделить на 3 части: равнинный Крым (север и центр полуострова), горный Крым (юг полуострова), и Керченский полуостров (восток Крымского полуострова) [3].

Равнинный Крым занимает большую часть территории полуострова, имеет платформенное строение и относится к Скифской плите. На севере расположена зона Причерноморской платформенной впадины (Сивашско-Каркинитский прогиб). Прогиб выполнен терригенными мезозойско-кайнозойскими породами мощностью до 6-7 километров на юго-востоке, в районе Сиваша. Южнее, в центральной части полуострова, находится складчатый фундамент Скифской плиты (Крымско-Азовский сегмент плиты эпигерцинского возраста). Платформа перекрыта мощным осадочным чехлом терригенных отложений на сланцево-известняковом складчатом фундаменте. В рельефе преобладают низменные равнины с высотами 0,5 - 30 м [2].

На юге полуострова расположена Горно-Крымская складчатая область (к ней относится и область исследования — территория г. Севастополь). Возраст складчатости альпийский. В составе пород присутствуют сильно дислоцированные триас-юрские флишевые комплексы (таврическая серия) и более спокойно залегающие верхнеюрские карбонаты, песчано-глинистые мел-неогеновые толщи. С ними связаны месторождения железных руд, солей, флюсовых известняков. Движения по разломам здесь продолжаются, вызывая землетрясения. Геоморфологически горный Крым представлен тремя грядами, параллельными берегу Черного моря. Внешняя гряда состоит из ряда куэст высоты около 350 м. Внутренняя гряда достигает высоты 750 м [2].

Строение Керченского полуострова занимает промежуточное положение между платформой и складчатым сооружением. Здесь накапливались мощные толщи глин, рифовых известняков, развит грязевой вулканизм. На Керченском полуострове находится около 100 грязевулканических очагов, периодически извергающихся [2].

История геологического развития. Можно выделить 5 этапов развития территории Крымского полуострова. О первом, домезозойском, этапе известно мало, что позволяет восстанавливать только отдельные эпизоды в жизни Скифской плиты. Во время второго, раннемезозойского, этапа на севере Крымского полуострова существовала горная система, которая постепенно погружалась, а мощные толщи терригенных пород накапливались на юге полуострова. В среднемезозойский этап Скифская платформа погрузилась ниже уровня моря, а на юге сформировался верхний складчатый этаж горного Крыма. С середины мелового периода до конца миоцена в неогене был сформирован мегаантиклинорий горного Крыма, складчатость усложнилась и была разбита разрывными нарушениями, а на востоке началась складчатость Керченского полуострова. Последний, пятый этап, охватывает 12 млн лет с миоцена до настоящего момента. В это время сформировались современный рельеф, почвы, растительность и другие компоненты среды Крымского полуострова [3].

Полезные ископаемые. В Крыму выделяются две основные металлогенические эпохи: киммерийская и альпийская. Первая проявилась в пределах Горного Крыма, где с триас-юрским магматизмом связаны рудопроявления свинца, цинка и геохимические аномалии золота, висмута и меди. В западной и восточной частях Горно-Крымской зоны известны проявления осадочных бокситов в верхнеюрской молассовой формации, а также окисных руд марганца в отложениях верхней юры и нижнего мела. В северной части

В горном Крыму также развиты такие гравитационные процессы как обвалы, следы которых наблюдаются у подножий скалистых обрывов в виде глыбовых развалов, осыпей и смещенных массивов.

Оползневые процессы развиты в основном на южном побережье Крыма и в районе Керчи, но могут происходить и в Севастополе. Оползни происходят на склонах с крутизной 10-15°, сложенных четвертичными суглинко-щебнистыми отложениями (продукты разрушения таврической серии средней юры). Активизация оползневых процессов связана с повышением влажности пород, эрозией нижней части оползня, перегрузкой верхней части оползня поступающим терригенным материалом [2].

На Керченском полуострове проявлены грязевой вулканизм и селевые потоки. Общее число грязевых вулканов достигает 33. Из грязевых вулканов на поверхность выходят газы (метан, углекислый газ, азот), минерализованные воды и грязь. Корни этих вулканов связаны с глубинными зонами земной коры или с интрузиями, о чем свидетельствует обогащение продуктов грязевого вулканизма ртутью и мышьяком. Селевые паводки возникают как следствие ливневых дождей. Они относятся к категории текучих, турбулентных, со скоростью 1,2-4 м/сек. Для борьбы с селевыми потоками осуществляются агролесомелиоративные и гидротехнические мероприятия [2].

К другим опасным процессам относится сейсмическая активность и землетрясения. Фоновый уровень сейсмической активности Крымского полуострова составляет 7-9 баллов по шкале Рихтера, повышаясь в южном направлении [3].

Список литературы

1. Вахрушев Б. А. Морфоструктура и морфоскульптура. М. 1:1 200 000 // Атлас АРК. Киев –Симферополь, 2003. С. 22–23.
2. Геология СССР. Том VIII. Крым. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
3. Крымология — вольная общедоступная всеобщая электронная энциклопедия Крыма [Электронный ресурс] // <http://krymology.info/index.php/>

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕНТОЛОГИЯ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ «ВАЛУНОВ» В ВЕНДСКИХ ДИАМИКТИТАХ ВОСТОЧНОГО ПРИСАЯНЬЯ: ЛЕДНИКОВЫЙ РАЗНОС ИЛИ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ?

Д.О. Александров

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г.
Новосибирск
e-mail: lex_2706@mail.ru*

Конкрециями называются стяжения аутигенных хемо- и биохемогенных минеральных компонентов, отличающиеся по вещественно-структурным и текстурным признакам от вмещающих пород, осадков, почв. Конкреции растут по линейно-концентрическому закону, который проявляется в виде концентрической текстуры, но чаще всего лишь обязательного участия кривых поверхностей в форме конкреционного тела и определёнными закономерностями изменения состава и (или) структуры и текстуры субпараллельно этим поверхностям. Рост конкреций происходит путём диффузии и/или инфильтрации конкрециеобразователя (минерального вещества, стягивающегося в конкреции) из истинного или коллоидного раствора к центрам осаждения, возникающим в результате геохимической неоднородности среды на определенных, относительно устойчивых во времени геохимических контактах, например на контакте илового раствора с наддонной водой или в пунктах выхода грунтовой воды на поверхность дна или на сушу, или в полосе взаимодействия вод различной солёности, или на других «активных» поверхностях. Закономерные колебания условий на этих контактах с чередованием растворения и осаждения способствует неравномерному распределению осадившегося конкрециеобразователя в виде конкреций, а не в форме однородного пласта или сплошной цементации [1, 2].

Часто конкреции подвергаются последующей механической обработке и возникают переотложенные конкреции – «аллоконкреции» (конкреционные гальки и валуны). К признакам аллохтонного залегания конкреций относятся: 1) совместное нахождение в породе цельных экземпляров и обломков тел конкреций; 2) явные следы механической обработки; 3) совместное нахождение окатанных галек конкреций различного цвета и состава; 4) резкое различие гранулометрического состава обломочного материала галек конкреций и вмещающих их пород; 5) следы частичного окисления закисно-железистых минералов [1].

Случаи переотложения конкреций широко представлены в геологической летописи [1, 2, 5, 7, 19, 20]. Чаще всего переотложению подвержены карбонатные конкреции, но также задокументированы случаи переотложения фосфатных, кварцевых и гематитовых конкреций, не только на Земле, но и на Марсе. Переотложенные сидеритовые конкреции распространены в постсилурийских меандрирующих речных осадочных системах, где мигрирующие русла размывают заболоченные или заросшие пойменные отложения, а также в современных приливно-отливных болотах и песчаных отмелях. В фанерозое вымытые конкреции легко распознаются благодаря признакам биоэрозии и корке на поверхности. Горизонты переотложенных конкреций маркируют поверхности эрозии и стратиграфические перерывы [4, 6, 8, 9, 16]. Особенно широкое распространение такие конкреции (Hiatus-Konkretionen, «конкреции перерыва») получают в юрских и меловых отложениях, что может быть связано с дифференцированным прогибанием на фоне общей тектонической реактивации. Биотурбация, дефицит осадка, усиление эрозионной активности водных потоков также считаются важными факторами, способствующими

вымыванию конкреций. Было предпринято несколько попыток генетически связать вымытые конкреции либо с низким стоянием уровня моря или с началом трансгрессии, либо с максимальной скоростью трансгрессии, либо с высоким уровнем моря. Другие процессы, такие как наравномерное уплотнение осадка, также могут создавать условия, приводящим к вымыванию конкреций [10, 17, 19].

Обращает на себя внимание, что в осадочной летописи нижнего палеозоя переотложенные конкреции практически отсутствуют. С другой стороны, на рубеже венда и кембрия, в кембрии и нижнем ордовике в мелководно-морских отложениях широко распространены так называемые «плоскогалечные конгломераты», частота встречаемости которых заметно сокращается в верхах нижнего отдела ордовикской системы [15, 18]. По крайней мере, некоторые из этих конгломератов представляют собой скопления раннедиагенетических карбонатных конкреций, вымытых и переотложенных волнами или течениями [14]. Таким образом, сведения о распространении переотложенных конкреций в палеозое могут быть сильно искажены, а плоскогалечные конгломераты при ближайшем рассмотрении могут оказаться переотложенными конкрециями. Снижение частоты встречаемости конкреций, переотложенных в виде плоскогалечных конгломератов, в ордовике может быть связано с увеличением интенсивности и глубины перемешивания осадка роющими организмами. По мере того, как глубина и интенсивность перемешивания осадка за счет деятельности роющих организмов возрастала, увеличивалась и глубина образования конкреций, которые уже с меньшей вероятностью подвергались переработке путем размыва [18].

В протерозойское время, в условиях полного отсутствия биотурбации и нестабильной окислительно-восстановительной среды, концентрации растворенных минеральных веществ в поровой воде могли повышаться на относительно небольшой глубине в толще осадка, что в свою очередь могло приводить к ранней литификации и массовому образованию конкреций в пределах досягаемости волновой активности. Размывание волнами средней и верхней частей берегового склона могло приводить к вымыванию и переотложению всех конкреций, образовавшихся в толще осадка выше глубины взмучивания осадка волнами. Следовательно, ожидается, что вымытые и переотложенные конкреции должны в изобилии встречаться в протерозойских отложениях. В таком случае, с чем может быть связано полное отсутствие переотложенных конкреций в протерозойских отложениях? Единственным фактором, препятствующим волновой эрозии берегового склона и переотложению конкреций, может служить биостабилизация осадка микробиальными матами.

В верхнем протерозое широкое распространение получают разнообразные диамиктиты, часто явно гляциоморского происхождения, которые интерпретируются как прямое свидетельство глобального криогениевого оледенения; однако диамиктиты могут образовываться в результате различных процессов в гляциальных и негляциальных условиях [12, 13]. Кроме того, формирование диамиктитов нередко может быть обусловлено тектоническими событиями, связанными с эволюцией осадочных бассейнов и локальным оледенением приподнятых окраин. В некоторых разрезах нельзя полностью исключить подводное селевое происхождение диамиктитов. Результаты комплексного литологического и седиментологического изучения протерозойских отложений, обнажающихся вдоль р. Уды в Восточном Присянье на юго-западе Сибирской платформы, показывают, что переотложение конкреций также может приводить к формированию диамиктитов.

В протяженном обнажении в правом борту р. Уда в устье руч. Карапчетуй в составе марнинской свиты оселковой серии выделяется «карапчетуйская пачка», залегающая на тагульской свите карагасской серии и демонстрирующая субвертикальный контакт с тагульской и ипситской свитами карагасской серии. Вдоль контакта «карапчетуйской пачки» с тагульской и ипситской свитами залегают тела брекчий, в составе которого широко распространены эллипсоидные тела длиной до 50–70 см, напоминающие гальку и

валуны. Эта особенность придает брекчиям облик диамиктитов. Субвертикальная поверхность в настоящее время интерпретируется как гляциальная палеодолина, врезанная в ипситскую и тагульскую свиты, а тело брекчий – как боковая морена в составе более мощной (около 240 м) осадочной последовательности гляциального происхождения. По мере удаления от субвертикального контакта тело брекчий расщепляется на клинья мощностью 87–105 см, которые постепенно переходят в равноплитчатые и косослоистые песчаники и тонкослоистые доломитолиты. Клин в основании тела брекчий достигает мощности 5.5 м и прослеживается на удалении до 150 м от контакта. Во всех клиньях наблюдается закономерное уменьшение размера и количества обломков брекчий по мере удаления от субвертикального контакта. Брекчия состоит из обломков светло-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, характеризующихся кварцевым регенерационным и поровым глинистым цементом, и включает в себя большое количество эллипсоидных тел длиной до 50–70 см, напоминающих гальку и валуны. Тела состоят из кварц-полевошпатового песчаника и алевролита с кварцевым регенерационным и глинистым поровым цементом, демонстрирующим концентрическую зональность, повторяющую форму эллипсоидных тел. Зачастую поверхность таких эллипсоидных тел скорлуповатая, в некоторых случаях эллипсоидные тела соединяются («сливаются») друг с другом, иногда облекают (обволакивают) друг друга, образуя единое тело. Эллипсоидные тела в брекчии располагаются хаотично, без какой-либо сортировки вблизи контакта, однако по мере удаления от него их размер и количество уменьшаются.

Брекчии прилегают к субвертикальной поверхности блока тагульской свиты, смещенного (поднятого относительно нижней границы брекчий) на расстояние 46 м, однако тагульская свита не является источником обломков брекчий. Тагульская свита сложена тонкослоистыми байндстоунами, радстоунами и пакстоунами, тогда как обломки в брекчии демонстрируют сходство минералогического состава и петрографических особенностей с бугорчато-плитчатыми песчаниками ипситской свиты. Вышеперечисленные особенности эллипсоидных тел в составе брекчий позволяют предполагать, что это не валуны, а вымытые из ипситской свиты конкреции. Во время переотложения, внешний слой конкреций разрушался, отшелушивался, в результате формировались уплощенные обломки щебенковой размерности, которые слагают брекчию. Судя по всему, конкреции в ипситских песчаниках должны были формироваться синседиментационно или на ранних этапах диагенеза, когда песчаники были полулитифицированы, в относительно мелководных условиях (в пределах досягаемости штормовых волн). Эти обстоятельства способствовали их вымыванию.

Клин в основании тела брекчий лежит с эрозионным контактом на останце песчаников ипситской свиты. Эти песчаники залегают на 40 м ниже стратиграфического контакта тагульской и ипситской свит, что исключает эрозионную природу палеодолины, но позволяют предполагать её тектоническую природу. Субвертикальная поверхность интерпретируется как разлом, сместивший блок ипситской свиты. Конкреции, переотложенные в «карапчетуйской пачке» в приразломной зоне, и текстуры деформации нелитифицированного осадка, наблюдаемые в песчаниках верхней части ипситской свиты в приразломной части могут быть проявлением тектонической активности. Можно предположить, что блок к западу от разлома вначале испытывал непрерывное постепенное синседиментационное воздымание, чтобы обеспечить вымывание конкреций, за которым последовала реактивация разлома (возврат к нормальному состоянию) и «отрицательная инверсия» бассейна для формирования аккомодационного пространства, в котором сохранились вымытые конкреции.

Брекчии в составе «карапчетуйской пачки» Бирюсинского Присаянья являются по существу первым задокументированным геологическим телом протерозойского возраста, состоящим из вымытых и переотложенных конкреций. Кроме того, карапчетуйские брекчии могут служить иллюстрацией одного из возможных механизмов образования диамиктитов, генетически не связанного с ледниковыми процессами [3]. Будущие

исследования покажут, насколько широко и закономерно процесс оттаивания и переотложения конкреций приводил к формированию диамиктитов в протерозое.

Исследования ведутся при поддержке гранта РФФ № 20-67-46028.

Список литературы

1. Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкреции и конкреционный анализ // Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов / Горский И.И. (Отв. ред.). Л.: «Наука», 1968. С. 234–260.
2. Македонов А.В., Предтеченский Н.Н. Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с.
3. Aleksandrov A. The origin of boulders in the Neoproterozoic of Eastern Sayan Ranges, Southwest Siberia: glacial transport vs winnowed nodules // *Depositional Record*, v. 8, 2022. P. 869–879.
4. Baird G.C. Coral encrusted concretions: a key to recognition of a 'shale on shale' erosion surface // *Lethaia*, v. 9, 1976. P. 293–302.
5. Clarke J.D.A., Stoker C.R. Concretions in exhumed and inverted channels near Hanksville Utah: implications for Mars // *International Journal of Astrobiology*, v. 10, 2011. P. 161–175.
6. Fürsich F.T., Oschmann W., Singh I.B., Jaitly A.K. Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis // *Journal of the Geological Society*, v. 149, 1992. P. 313–331.
7. García-García F., Marfil R., De Gea G.A., Delgado A., Kobstädt A., Santos A., Mayoral E. Reworked marine sandstone concretions: a record of high-frequency shallow burial to exhumation cycles // *Facies*, v. 59, 2013. P. 843–861.
8. Hesselbo S.P., Palmer T.J. Reworked early diagenetic concretions and the bioerosional origin of a regional discontinuity within British Jurassic marine mudstones // *Sedimentology*, v. 39, 1992. P. 1045–1065.
9. Kennedy W.J., Klinger H.C. Hiatus concretions and hardground horizons in the Cretaceous of Zululand (South Africa) // *Palaeontology*, v. 15, 1972. P. 539–549.
10. Loope D.B., Secord R. Interactions of a Paleocene river, a rising fold, and early-diagenetic concretions // *Journal of Sedimentary Research*, v. 87, 2017. P. 866–879.
11. Loope D.B., Kettler R.M., Weber K.A., Hinrichs N.L., Burgess D.T. Rinded iron-oxide concretions: hall- marks of altered siderite masses of both early and late diagenetic origin // *Sedimentology*, v. 59, 2012. P. 1769–1781.
12. Molén M.O. The origin of upper Precambrian diamictites, northern Norway: a case study applicable to diamictites in general // *Geologos*, v. 23, 2017. P. 163–181.
13. Molén M.O. Field evidence suggests that the Palaeoproterozoic Gowganda Formation in Canada is non-glacial in origin // *Geologos*, v. 27, 2021. P. 73–91.
14. Myrow P.M., Tice L., Archuleta B., Clark B., Taylor J.F., Ripperdan R.L. Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles // *Sedimentology*, v. 51, 2004. P. 973–996.
15. Sepkoski J.J. Jr. Flat pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna // *Cyclic and event stratification* / Einsele G., Seilacher A. (Eds.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1982. P. 371–385.
16. Voigt E. Über Hiatus-Konkretionen (dargestellt an Beispielen aus dem Lias) // *Geologische Rundschau*, v. 58, 1968. P. 281–296.
17. Wetzell A., Allia V. The significance of hiatus beds in shallow-water mudstones: an example from the Middle Jurassic of Switzerland // *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, 2000. P. 170–180.
18. Wright V.P., Cherns L. Leaving no stone unturned: the feedback between increased biotic diversity and early diagenesis during the Ordovician // *Journal of the Geological Society*, v. 173, 2016. P. 241–244.
19. Zatoń M. Hiatus concretions // *Geology Today*, v. 26, 2010. P. 186–189.
20. Zatoń M., Machocka S., Wilson M. A., Marynowski L., Taylor P.D. Origin and paleoecology of Middle Jurassic hiatus concretions from Poland // *Facies*, v. 57, 2011. P. 275–300.

Д.О. Александров

«ВРЕЗАННАЯ ДОЛИНА» И «ДИАМИКТИТЫ» В ВЕНДЕ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ – ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ, НО НИКАК НЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Д.О. Александров

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск
e-mail: lex_2706@mail.ru*

Постановка проблемы. В верхнем протерозое Сибирской платформы в ряде разрезов присутствуют диамиктиты, часто явно гляциоморского происхождения [1, 2, 3, 4, 5, 6, 18], которые интерпретируются как прямое свидетельство глобального криогениевого оледенения [4, 18]. Палеоклиматические реконструкции для позднего протерозоя в значительной степени зависят от того, насколько правильно в геологической летописи распознаются продукты оледенений (гляциогенные отложения, формы рельефа и гляциотектонические структуры), и от того, насколько правильно интерпретируются процессы, которые привели к формированию этих продуктов. Диамиктиты часто и с большим энтузиазмом используются как свидетельство прошлых оледенений; однако диамиктиты могут образовываться в результате различных процессов в гляциальных и негляциальных условиях [7, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 19, 20]. Кроме того, формирование диамиктитов нередко может быть обусловлено тектоническими событиями, связанными с эволюцией осадочных бассейнов и локальным оледенением приподнятых окраин. В некоторых разрезах нельзя полностью исключить подводное селевое происхождение диамиктитов. Результаты комплексного литологического и седиментологического изучения протерозойских отложений, обнажающихся вдоль р. Уды в Восточном Присяянье на юго-западе Сибирской платформы, показывают, что даже в отношении общепризнанной осадочной последовательности криогения возможны различные варианты интерпретаций. Сибирская платформа, где почти полностью отсутствуют гляциогенные отложения криогениевого возраста, имеет особое значение для проверки гипотезы о позднепротерозойском глобальном оледенении (Snowball Earth).

Объект исследования – карагасская серия (представлена тагульской и ипситской свитами) и оселковая серия (представлена марнинской свитой) в обнажении в правом борту р. Уды вблизи устья руч. Карапчетуй (Нижнеудинский район, Иркутская область). Выбор объекта исследований обусловлен хорошей обнаженностью пограничных интервалов всех трех стратиграфических подразделений и ключевой ролью, которую этот разрез играет в интерпретации геологической истории всего региона (а также всей Сибирской платформы) в верхнем протерозое. Исследования проводились с целью выявления пространственно-временных взаимоотношений между тагульской, ипситской и марнинской свитами в правом борту р. Уды вблизи устья руч. Карапчетуй, установить фациальную изменчивость и восстановить условия формирования отложений. Использована методика комплексного историко-геологического, стратиграфического и литолого-фациального изучения, которая включала в себя полевое описание разрезов, отбор образцов на шлифы и различные виды лабораторных исследований, в том числе под сканирующим электронным микроскопом.

В обнажении в устье руч. Карапчетуй в правом борту р. Уда в составе марнинской свиты оселковой серии выделяется «карапчетуйская пачка», залегающая на тагульской свите карагасской серии и демонстрирующая субвертикальный контакт с тагульской и ипситской свитами карагасской серии. Вдоль контакта «карапчетуйской пачки» с тагульской и ипситской свитами залегают тела брекчий, в составе которого широко распространены эллипсоидные тела длиной до 50–70 см, напоминающие гальку и валуны.

Субвертикальная поверхность в настоящее время интерпретируется как гляциальная палеодолина, врезанная в тагульскую и ипситскую свиты, а тело брекчий – как боковая морена в составе более мощной (около 240 м) осадочной последовательности гляциального происхождения. Точный возраст тагульской и ипситской свит установить не представляется возможным. Тагульская свита прорывается силлами и дайками долеритов, которые относятся к нерсинскому комплексу. Возраст одного из таких силлов составил 718 ± 6 млн лет, однако возраст был получен для силлов, прорывающих нижележащую шангулежскую свиту карагасской серии в обнажении по р. Бирюсе. На этом основании допускается тонийский (древнее 720 млн лет) возраст тагульской свиты. Что касается возраста ипситской свиты, то по этому вопросу геологических данных еще меньше. По некоторым сведениям, ипситская свита также прорывается силлами нерсинского комплекса, однако возраст этих тел не известен.

Результаты исследований. Показано, что валуны в составе брекчий «карапчетуйской пачки» марнинской свиты оселковой серии по форме, размерам, текстурным (концентрическое строение, реликтовая слоистость) и структурным (состав и размер обломочного материала, состав и количество цемента) особенностям идентичны песчаным конкрециям с кварцевым цементом, которые характеризуют бугорчато- и равноплитчатые мелкозернистые песчаники ипситской свиты карагасской серии в разрезе правого борта реки Уда вблизи устья ручья Карапчетуй. В ряде случаев валуны соединяются (сливаются) друг с другом, иногда облекают (обволакивают) друг друга, образуя единое тело. «Валуны» интерпретируются как конкреции, отвеянные и переотложенные из ипситской свиты, обломки дресвяной и щебенковой размерности во смещающей брекчии – как отслоившиеся фрагменты зонально-концентрической структуры конкреций. Такая интерпретация предполагает, что «валунные брекчии карапчетуйской пачки» формировались на стадии, когда песчаники ипситской свиты были еще слабо сцементированными, и допускает, что брекчии являются одновозрастными с ипситской свитой.

В «карапчетуйской пачке» марнинской свиты вымытые конкреции вместе с обломками конкреций слагают клиновидное тело брекчий, достигающее мощности 50 м, прилегающее к субвертикальной поверхности и расщепляющееся на более мелкие клинья по мере удаления от этой поверхности. Субвертикальная поверхность в настоящее время интерпретируется как врезанная палеодолина. Тагульская свита сложена тонкослоистыми байндстоунами, радстоунами и пакстоунами, тогда как обломки в брекчии демонстрируют сходство минералогического состава и петрографических особенностей с бугорчато-плитчатыми песчаниками ипситской свиты. Обломки пород, слагающих тагульскую свиту, в составе брекчии отсутствуют. Примечательно, что непосредственно под самым нижним клином брекчий вблизи субвертикального контакта наблюдаются бугорчато-плитчатые песчаники ипситской свиты. Эти песчаники залегают на 40 м ниже стратиграфического контакта тагульской и ипситской свит, что исключает эрозионную природу палеодолины, но позволяют предполагать ее тектоническую природу. Субвертикальная поверхность интерпретируется как разлом, сместивший блок ипситской свиты. Конкреции, переотложенные в «карапчетуйской пачке» к западу от разлома, и текстуры деформации нелитифицированного осадка в песчаниках верхней части ипситской свиты к востоку от разлома могут быть проявлением тектонической активности. Можно предположить, что блок к западу от разлома вначале испытывал непрерывное постепенное синседиментационное воздымание, чтобы обеспечить вымывание конкреций, за которым последовала реактивация разлома (возврат к нормальному состоянию) и «отрицательная инверсия» бассейна для формирования аккомодационного пространства, в котором сохранились вымытые конкреции.

Подтверждением тому, что палеодолина, скорее всего, имеет тектоническую природу, может служить серия так называемых «песчаных даек», пронизывающих тагульскую свиту вниз от контакта с ипситской свитой. «Дайки» представляют собой

субвертикальные тела, простирающиеся в направлении север–юг, проникают в тагульскую свиту на глубину от 4 до 50 м при ширине до 5 м. Поверхность контакта тел с тагульской свитой неровная, местами наблюдаются боковые проникновения на первые сантиметры в слои тагульской свиты. На выветренной поверхности тел наблюдается тонкая строматолитовая слоистость на тех же уровнях, что и во вмещающей тагульской свите. Петрографическое изучение «песчаных даек» вдоль горизонтальных трансект, заложенных в тагульской свите и пересекающих эти «дайки» показало, что «дайки» сложены вовсе не песчаниками, а представляют собой сильно измененные (окремненные) породы тагульской свиты. В серии шлифов из трансекты наблюдается постепенный переход от неизмененных доломитов тагульской свиты к окремненным породам «даек». По результатам изучения «дайки» интерпретируются как продукт окремнения пород тагульской свиты по палеоразломам, сформировавшимся, по всей видимости, во время тектонической активности, которая привела к образованию палеодолины.

Палеодолина на границе ипситской и марнинской свит, таким образом, не связана с ранневендским оледенением, а имеет тектоническую природу, обусловленную процессами сжатия. «Песчаные дайки», пронизывающие тагульскую свиту карагасской серии, представляют собой пластинообразные зоны окремнения тонкослоистых байндстоунов, радстоунов и пакстоунов по системе палеоразломов, которые образовались на этапе инверсии осадочного бассейна. По всей вероятности, отсеевание и переотложение конкреций из ипситских песков связано с воздыманием западной части бассейна, тогда как формирование тела брекчий и палеоразломов может быть связано с опусканием западной части бассейна. Геологическая история юго-западной окраины Сибирского кратона начиная с позднеэокариотического времени до раннего эдиакария вызывает растущий интерес и споры среди специалистов. Согласно одной из гипотез, на протяжении большей части протерозоя между юго-западной окраиной Сибирского кратона и Лаврентией существовала длительная связь, закончившаяся рифтогенезом и их разделением в криогении [10]. В качестве альтернативной гипотезы предполагается, что юго-западная окраина Сибирского кратона в криогенное время была активной аккреционной континентальной окраиной [16]. Седиментологические наблюдения больше согласуются со второй гипотезой.

Исследования проводятся в рамках Государственной программы «Выполнение фундаментальных научных исследований», проект № FWZZ-2022-0002.

Список литературы

1. Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяньи и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 13, № 4, 2005. С. 3–34.
2. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. Верхнеэокариотский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // Доклады Академии наук, т. 464, 2015. С. 448–451.
3. Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 1, № 1, 1993. С. 21–34.
4. Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 19, № 1, 2011. С. 3–23.
5. Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия // Литология и полезные ископаемые, № 3, 1991. С. 58.
6. Chumakov N.M., Pokrovsky B.G., Melezhik V.A. The glaciogenic Bol'shoi Patom Formation, Lena River, central Siberia // The geological record of Neoproterozoic glaciations / Arnaud E., Halverson G.P., Schields-Zhou G. (Eds.). Geological Society, London, Memoirs, v. 36. London: The Geological Society of London, 2011. P. 309–316.

7. Delpomdor F.R.A., Tack L., Pr at A.R. Facies and micromorphology of the Neoproterozoic Upper Diamictite Formation in the Democratic Republic of Congo: new evidence of sediment gravity flow // *Geologica Belgica*, v. 20, 2017. P. 69–79.
8. Dietrich P., Franchi F., Setlhabi L., Prevec R., Bamford M. The nonglacial diamictite of Toutswemogala Hill (Lower Karoo Supergroup, Central Botswana): implications on the extent of the Late Paleozoic ice age in the Kalahari-Karoo Basin // *Journal of Sedimentary Research*, v. 89, 2019. P. 875–889.
9. Eyles N., Januszczak N. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma // *Earth Science Reviews*, v. 65, 2004. P. 1–73.
10. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M. and Li H. U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*, v. 65, 2019. P. 1–16.
11. Eyles N., Januszczak N. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation? // *Basin Research*, v. 19, 2007. P. 179–198.
12. Le Heron D.P., Vandyk T.M. A slippery slope for Cryogenian diamictites? // *Depositional Record*, v. 5, 2019. P. 306–321.
13. Mol n M.O. The origin of upper Precambrian diamictites; Northern Norway: A case study applicable to diamictites in general // *Geologos*, v. 23, 2017. P. 163–181.
14. Mol n M.O. Field evidence suggests that the Palaeoproterozoic Gowganda Formation in Canada is non-glacial in origin // *Geologos*, v. 27, 2021. P. 73–91.
15. Moxness L.D., Isbell J.L., Pauls K.N., Limarino C.O., Schencman J. Sedimentology of the mid-Carboniferous fill of the Olta paleovalley, eastern Paganzo Basin, Argentina: implications for glaciation and controls on diachronous deglaciation in western Gondwana during the late Paleozoic Ice Age // *Journal of South American Earth Sciences*, v. 84, 2018. P. 127–148.
16. Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *International Geology Review*, v. 63, 2020. P. 1658–1681.
17. Soreghan G.S., Soreghan M.J., Sweet D.E., Moore K.D. Hot fan or cold outwash? Hypothesized proglacial deposition in the Upper Paleozoic Cutter Formation, western tropical Pangea // *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, 2009. P. 495–522.
18. Sovetov J.K. Late Cryogenian (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton // *The geological record of Neoproterozoic glaciations* / Arnaud E., Halverson G.P., Schields-Zhou G. (Eds.). Geological Society, London, Memoirs, v. 36. London: The Geological Society of London, 2011. P. 317–329.
19. Vesely F.F., Rodrigues M.C.N.L., da Rosa E.L.M., Amato J.A., Trzaskos B., Isbell J.L., Fedorchuk N.D. Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age // *Geology*, v. 46, 2018. P. 615–618.
20. Visser J.N.J. The interpretation of massive rainout and debris-flow diamictites from the glacial marine environment // *Earth's Glacial Record* / Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W., Eyles N., Fairchild I.J., Young G.M. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 1994. P. 83–94.

ПАЛЕОПАСЦИХНИДЫ - НОВЫЙ ОБЪЕКТ В БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

В. Д. Десяткин

Геологический институт РАН, Московский государственный университет

им. М. В. Ломоносова, г. Москва

e-mail: desiatkin@ginras.ru

Ни одно из подразделений общей стратиграфической шкалы не вызывает столько противоречий и предложений, как вендская система. Расчленение вендской системы по биостратиграфическому принципу является одной из актуальных научных проблем изучения докембрийских осадочных комплексов. С одной стороны, несмотря на включение в Международную хроностратиграфическую шкалу эдиакария в ранге терминальной системы докембрия, вендская система до сих пор имеет потенциал быть включённым в нее в ранге верхнего отдела эдиакария, охарактеризованного преимущественно ископаемыми остатками эдиакарской биоты [1]. С другой стороны, построение биостратиграфических схем венда, ровно как выделение в них каких-либо индекс-видов, осложнено сохранностью палеонтологических остатков, представленных в основном низкорельефными отпечатками мягкотелых организмов, и их скудным распространением в ископаемой летописи. Привычные для фанерозойских систем биостратиграфические методы до недавнего времени не имели успеха в обосновании венда и его расчленения. В настоящем исследовании приводятся актуальные результаты исследования таксономического разнообразия и стратиграфического распространения ископаемых остатков группы *Palaeopascichnida*, представленных многорядными сериями или агрегатами глобулярных камер и однорядными модульными цепочками эллипсоидных или аллантоидных камер. Для исследования были собраны биометрические данные более чем 1500 экземпляров палеопасцихнид из осадочных комплексов венда Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также эдиакария Авалонии, Австралии и Южного Китая. На основе этих данных проведено изучение морфологических и морфодинамических особенностей ископаемых остатков. Статистический анализ биометрических данных позволил выделить и описать четыре новых вида палеопасцихнид: *Palaeopascichnus linearis* Fedonkin, 1976, *Palaeopascichnus gracilis* Fedonkin, 1985, *Orbisiana intorta* Kolesnikov & Desiatkin, 2022 и *Orbisiana spumea* Kolesnikov & Desiatkin, 2022. Также были изменены диагнозы и описания видов *Palaeopascichnus delicatus* Palij, 1976 и *Orbisiana simplex* Sokolov, 1976. В результате чего было установлено точное стратиграфическое распространение каждого вида по разрезам венда и эдиакария, а вид *Palaeopascichnus linearis* Fedonkin официально был принят мировым сообществом в качестве основного кандидата индекс-вида вендского отдела эдиакарской системы [2].

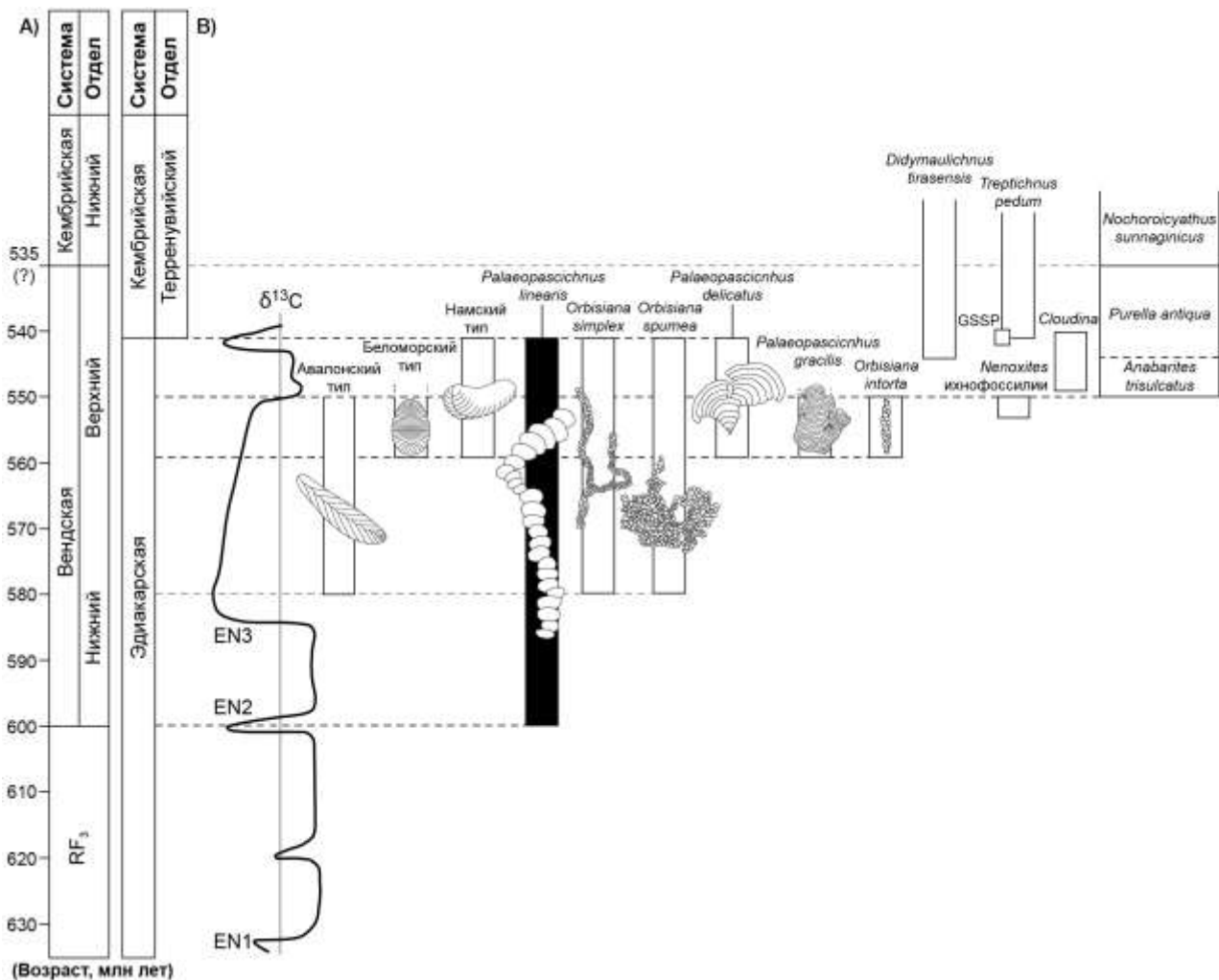


Рис. 1. А) Положение венда, В) положение эдиакария. Чёрным выделено стратиграфическое распространение *P. linearis* Fedonkin, 1976. Доработано по [1]

Исследования проведены при поддержке грантов РФФ, № 21-77-10106 и Президента РФ, № МК-3137.2021.1.5.

Список литературы

1. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и Геофизика, 2015, Т. 56, № 4, С. 704–717.
2. Kolesnikov A., Desiatkin, V. Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // Geological Magazine, 2022, V. 159, P. 1175–1191.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА

А.В. Колесников

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва
e-mail: kolesnikov@ginras.ru

Дисковидные отпечатки мягкотелых организмов эдиакарского типа являются наиболее распространенными и многочисленными в венде (эдиакарии). Они, в основном, характеризуются округлой циклической структурой и известны как из силикнокластических, так и из карбонатных осадочных пород. Среди них представители родов *Aspidella* и *Beltanelliformis* являются одними из наиболее спорных и часто пересматриваемых таксонов. Их остатки ранее исследователи интерпретировали как абиологические структуры или отпечатки медуз, эукариотических водорослей, грибных колоний, кораллов, следов покоя (вертикальные норки), бентосных демоспонгий, колониальных прокариот или объемных слепков органов прикрепления бентосных организмов [2, 5]. Относительно недавно было показано, что организмы, относящиеся к роду *Beltanelliformis* из верхнего венда Белого моря (Архангельская обл.), могут иметь цианобактериальное происхождение [1], а представители рода *Aspidella* из эдиакария о. Ньюфаундленд (Канада), наоборот, могут иметь более сложную природу, присущую настоящим многоклеточным животным типа книдарий [4].

Уникально сохранившиеся в большом количестве остатки ископаемых организмов *Aspidella* и *Beltanelliformis* на поверхностях напластования тонкозернистых песчаников позволили применить в палеонтологии докембрия новейшие методы пространственного анализа их площадного распределения. Пространственный анализ проводился по защищенным поверхностям напластования коноваловской подсвиты чернокаменной свиты, в их естественных обнажениях в нижнем течении р. Сылвицы (Свердловская обл.) и Широковского вдхр. (Пермский край). Пространственные данные были получены методом детального фотокартирования с использованием узконаправленного источника постоянного света, которое позволило идентифицировать все изучаемые объекты и провести высокоточные измерения их биометрических характеристик и координат палеонтологических остатков по высокоразрешающим цифровым фотографиям (фотокартам) с помощью программы Adobe Illustrator CS. Пространственный анализ полученных данных проводился в программной среде "R", версия 4.0.3 (R Core Team 2020), и "RStudio", версия 1.4.1103 (RStudio, PBC 2021), с использованием пакетов "mclust" и "spatstat". Первые результаты анализа показали, что организмы рода *Beltanelliformis*, природа которых казалась очевидной и примитивной демонстрируют более сложную экологию и способность к самоорганизации, вызванной, по-видимому, образом жизни в крайне мелководных обстановках обитания подверженным эпизодам периодических осушений [3]. Результаты анализа распределения организмов рода *Aspidella* показали, что данные бентосные организмы проявляли значительную сегрегацию на глубоководье и агрегацию на мелководье, схожую с представителями рода *Beltanelliformis*. С одной стороны, применение программных методов пространственного анализа еще раз подтверждает примитивную (цианобактериальную) природу организмов рода *Beltanelliformis*. С другой стороны, предположение о «многоклеточной» природе организмов *Aspidella* может быть поставлено под сомнение. Относительно простое морфологическое строение древнейших макрофоссилий и отсутствие убедительных доказательств существования в ископаемой летописи их более поздних аналогов в совокупности порождают множество предположений и спекуляций о природе ископаемых организмов эдиакарского типа, начиная с древнейших животных (Metazoa) и гигантских простейших (Protista), заканчивая лишайниками, обитающими на суше. Таким образом,

применение методов пространственного анализа, наряду с новейшими методами анализа ископаемых биомаркеров, существенно расширяют возможности исследователей и закладывают основы доказательной палеонтологии применительно к одним из самых спорных и проблематичных объектов ископаемой летописи – биоты эдиакарского типа.

Исследования проведены при финансовой поддержке грантов РФ, №21-77-10106, и Президента РФ, № МК-3137.2021.1.5.

Список литературы

1. Bobrovskiy I., et al. Molecular Fossils from Organically Preserved Ediacara Biota Reveal Cyanobacterial Origin for Beltanelliformis // Nat. Ecol. Evol. V. 2, 2018, P. 437–440.
2. Ivantsov A.Yu., et al. Revision of the Problematic Vendian Macrofossil *Beltanelliformis* (= *Beltanelloides*, *Nemiana*) // Paleontol. J. V. 48 (13), 2014, P. 1415–1440.
3. Kolesnikov A. *Beltanelliformis konovalovi* sp. nov. From the Terminal Neoproterozoic of Central Urals: Taphonomic and Ecological Implications // Front. Earth Sci. 10:875001.
4. Menon L.R., McIlroy D., Brasier M. Evidence for Cnidaria-like behavior in ca. 560 Ma Ediacaran *Aspidella* // Geology, V. 41, 2013, P. 895–898.
5. Narbonne G.M. The Ediacara Biota: Neoproterozoic Origin of Animals and Their Ecosystems // Ann. Rev. Earth Plan. Sci., V. 33, 2005, P. 421–442.

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ОСОБЕННОСТИ СОХРАННОСТИ ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ БИОТЫ ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

А.В. Колесников, В.Д. Десяткин, В.А. Терехова, В.Н. Паньков, А.С. Колесников
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва
e-mail: kolesnikov@ginras.ru

Впервые палеонтологические находки бесскелетной фауны на Среднем Урале были обнаружены Ю.Р. Беккером в чернокаменной свите сылвицкой серии, вскрытой в естественных обнажениях по берегам Широковского водохранилища (бассейн р. Косьвы) в полукилометре к югу от пос. Няр в 1972 г. [1]. На поверхностях зеленовато-серых песчаников, слагающих толщи подсвит из нижней части чернокаменной свиты сылвицкой серии (считавшейся на тот момент верхнерифейской), им были обнаружены округлые отпечатки и в дальнейшем описаны как виды представителей бесскелетных макроорганизмов *Tirasiana centralis* sp. nov., *T. cf. coniformis* Palij.

В дальнейшем поиск ископаемых остатков с района долины р. Косьва сместился юго-восточнее – на обнажения сылвицкой серии в долинах р. Чусовая и ее притоков, где в периоде с 2002 по 2009 гг. был обнаружен богатый комплекс разнообразных остатков вендских бесскелетных макроорганизмов, включающих в себя представителей групп дикинсониеморф, палеопасцихрид, микробиальных колоний, петалонам, фрондоморф, псаммокоралл, органов прикрепления и микробиальных колоний [3]. Исследователи отмечали, что основная часть находок была собрана из верхней части чернокаменной свиты [2, 3]. Среди найденных ископаемых остатков были определены представители беломорской разновидности *Inaria*, *Beltanelloides*, *Palaeopascichnus*, *Cyclomedusa*, *Ediacaria*, *Eoporpita*, *Charniodiscus*, *Vaizitsinia*, *Dickinsonia*, *Yorgia* и *Nemiana*.

В 2020–2022 гг. нами были проведены полевые исследования в районы Широковского вдхр. и среднего течения р. Усьвы (Пермский край), направленные на доизучение и рекогносцировочные исследования геологических разрезов чернокаменной свиты, толщи которых обнажены вдоль береговой линии водохранилища и его мелких притоков (по состоянию на 2022 г. не существует общепринятого взгляда на стратиграфический объем и состав представленных здесь подсвит чернокаменной свиты), а также поиск вендских бесскелетных ископаемых остатков. В результате чего удалось повторить находки Ю.Р. Беккера, а также обнаружить многочисленные и разнообразные формы ископаемых макроорганизмов, ранее не известных из типовой местности, таких как группа палеопасцихрид [4]. Новый палеонтологический материал отличается хорошей степенью сохранности, близкой к беломорскому типу, и включает в себя представителей групп рангеоморф, псаммокоралл (чуариеморфид), палеопасцихрид, арумбериеморф, дикинсониеморф, органов прикрепления (арбореоморф), фрондоморф, микробиальных колоний и следов жизнедеятельности (ихнофоссилий).

Группа *Rangemorphia* представлена остатками фрагментов перьевидных отпечатков с фрактальным строением, напоминающим род *Charnia*. Стоит отметить, что рангеоморфы на территории ВЕП ранее были описаны только с района юго-восточного Белого моря. Остатки организмов группы палеопасцихрид представлены всеми видами рода *Palaeopascichnus*, сохранившихся в виде многочисленных и разнообразных по форме цепочковидных агглютинированных объемных и углефицированных серий камер. Псаммокораллы (чуариеморфиды) представлены коллапсированными отпечатками и слепками форм, похожих на представителей рода *Beltanelliformis* и *Nemiana*. Экземпляры групп *Frondomorpha* и органов прикрепления (*Arboreomorpha*) представлены перьевидными отпечатками и многочисленными дисковидными прикрепительными органами рода *Aspidella* и *Inaria*. Также широко распространены проблематичные дисковидные формы, похожие на ранее описанные из других местонахождений

концентрические отпечатки типа *Cyclomedusa*, *Nimbia*, *Paliella* и др., и многочисленные арумбериоморфные текстуры, происхождение которых пока еще остается спорным.

Новые палеонтологические находки характерны для крупнейших местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в других регионах, таких как юго-восточное Беломорье и хр. Флиндерс (Австралия). Именно поэтому их присутствие в ассоциации окаменелостей, которая ранее отличалась крайне низким таксономическим разнообразием, дает основание прогнозировать открытие в изучаемом районе водораздела Широковского вдхр. и р. Усьвы биоты высокого таксономического разнообразия. Таким образом, обнаружение богатого комплекса вендской макробиоты не только позволило существенно расширить понимание о ее палеогеографии, палеобиологии и тафономических особенностях, но также показать, что палеонтологический потенциал типового местонахождения был раскрыт не полностью, и разрез чернокаменной свиты в данной местности является наиболее представительным.

Исследования проведены при финансовой поддержке грантов РФ, №21-77-10106, и Президента РФ, № МК-3137.2021.1.5.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Известия АН СССР серия «Геология». Москва. 1977. № 3. С. 90–100.
2. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Беломорская биота эдиакарского типа на среднем Урале // ДАН. 2005. Т. 401. №6. С. 784–788.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала) // УрО РАН. Екатеринбург. 2010. 280 с.
4. Десяткин В.Д. и др. Палеопасцхниды из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // ДАН, Т. 499 (2), 2021, стр. 138–143.

ОТКРЫТИЕ БИОТЫ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

А.В. Колесников, И.В. Латышева, А.В. Шаццло, Н.Б. Кузнецов, А.С. Колесников

*Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва
e-mail: kolesnikov@ginras.ru*

Тиманский кряж расположен на северо-востоке европейской части России. Протягиваясь с северо-запада на юго-восток, он состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450 м, ограничивающих Печорскую низменность с юго-запада. В сентябре 2021 г., июне и октябре 2022 г. нами были проведены полевые исследования джежимской свиты верхнего докембрия Южного Тимана, наиболее представительный разрез которой вскрыт в карьере Асывожского месторождения бутового камня (61°47'11.5" с.ш., 54°06'35.2" в.д.), центральная часть увала Джежим-Парма, Усть-Куломский район, Республика Коми. Целью этих исследований являлась проверка гипотезы о более молодом (вендском) возрасте джежимской свиты. В рамках полевых исследований решались следующие задачи: 1) поиск ископаемых остатков вендских мягкотелых организмов; (2) отбор проб для палеомагнитного изучения и палеогеографических реконструкций данного бассейна; (3) отбор проб для изучения и радиоизотопного датирования детритных цирконов. В настоящем сообщении мы остановимся на особенностях сохранности и таксономическом разнообразии вендских макрофоссилий из джежимской свиты.

В ходе рекогносцировочного обследования 40 м разреза красноцветной терригенной толщи был обнаружен комплекс макрофоссилий, включающий в себя представителей групп палеопасцихнид, фрондоморф, арбореоморф, псаммокоралл, микробных колоний, арумбериоморф и примитивных ископаемых следов жизнедеятельности. Большинство находок имеют низкую степень сохранности, однако, при фотографировании в лабораторных условиях с использованием специальных осветителей, определение и идентификация палеонтологических остатков не вызвали каких-либо трудностей. Палеопасцихниды представлены в виде однорядных серий частично разрушенных глобулярных камер или их противотпечатков, расположенных цепочкообразно друг за другом на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников; среди них диагностирован вид *Palaeopascichnus linearis*, который недавно был принят как основной кандидат индекс-вида «вендского отдела» эдиакарской системы [2]. Фрондоморфы представлены отпечатками органов прикрепления и перьевидных отростков (стволов), напоминающих представителей родов *Aspidella* и *Charniodiscus*. Псаммокораллы представлены многочисленными скоплениями выпуклых (позитивный гипорельеф) дисковидных отпечатков до 1 см в диаметре, диагностированных как *Beltanelliformis minutae*. Интересными находками, подтверждающими поздневендский возраст джежимской свиты, оказались ископаемые горизонтальные, изогнутые и меандрирующие следы жизнедеятельности (ихнофоссилии) ихнорода *Helminthoidichnites*. Микробиальные колонии представлены дисковидными концентрическими отпечатками типа *Cyclomedusa* и субпараллельными, ветвящимися и веерообразно расходящимися валиками или желобками микробиально-индуцированных осадочных текстур типа *Arumberia*.

Сравнительный анализ ископаемых остатков организмов эдиакарского типа из других регионов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) показал, что таксономическое разнообразие «асывожской» биоты Южного Тимана наиболее близко к «чернокаменной» биоте венда Среднего Урала, возраст которой оценивается как «котлинский» [1]. Анализ изучения и U-Pb датирования обломочных цирконов из косослоистых красноцветных песчаников установил, что обломочные породы джежимской свиты сложены продуктами размыва фундамента ВЕП, а наборы возрастов надежно согласуются с ранее изученными пробами из верхнего венда Среднего и Южного Урала. Кроме того, предварительное

палеомагнитное изучение красноцветных песчаников джежимской свиты выявило высокую частоту инверсий, характерную для вендских пород Южного Урала и юго-восточного Беломорья. Таким образом, используя комплекс независимых методов, установлено, что возраст джежимской свиты соответствует позднему венду.

Полевые работы и лабораторное изучение материала выполнены за счет средств РФФ (проект № 21-77-10106). Сравнительный анализ ископаемых остатков выполнен за счет средств гранта Президента РФ № МК-3137.2021.1.5.

Список литературы

1. Маслов А.В. и др. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера, 2018, Том 18, № 4, стр. 520–542.
2. Kolesnikov A., Desiatkin, V. Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // Geological Magazine, V. 159, 2022, P. 1175–1191.

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ УГЛЕФИЦИРОВАННЫХ ОСТАТКОВ ИЗ ПЕРЕВАЛОКСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

А.С. Колесников, А.В. Колесников, В.Д. Десяткин, В.Н. Паньков

Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва

e-mail: lesnikinf@gmail.com

В августе 2022 г. нами были проведены полевые исследования перевалокской свиты сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегаантиклинорий), наиболее представительные разрезы которой вскрыты на левом берегу в скале Крутая Гора среднего течения р. Усьва и левом берегу средней части Широковского водохранилища, Губахинский городской округ, Пермский край. В ходе детального изучения разреза свиты был отобран комплекс разнообразных уплощенных углефицированных остатков, относимых предыдущими исследователями к миаохонской экологической ассоциации эдиакарских организмов [1]. В настоящем сообщении представлены первые результаты электронно-микроскопического изучения данных остатков.

В составе ориктоценозов перевалокской свиты выделены 13 разновидностей: крупные остатки фрагментов тел с зональным строением (рис. 1А), формы с ланцетовидными отростками (рис. 1Б), уплощенные кувшиноподобные формы (рис. 1В), крючковидно и подковообразно изогнутые вытянутые тела *Protoarenicola* (рис. 1Г), уплощенные тела сливовидной и листовидной форм (рис. 1Д, 2В), кустистые ветвящиеся нитевидные остатки *Vendotaenia* (рис. 1Е), коленообразно изогнутые остатки *Tawuia* с продольной симметричной сегментацией (рис. 1Ж), крупные уплощенные тела с изогнутыми отростками, похожими на *Pararenicola* (рис. 1З), удлиненные тела с плодоподобными отростками (рис. 1И), уплощенные веретенообразные трубки с поперечной сегментацией (рис. 1К), дисковидные тела с раздваивающимися плодоподобными отростками (рис. 1Л), дисковидные остатки с концентрическим строением *Cyclomedusa* (рис. 2А), изогнутые лентовидные остатки с волокнистой структурой (рис. 2Д).

Предыдущими исследователями уплощенные углефицированные остатки из перевалокской свиты интерпретировались как ископаемые сообщества макроскопических эукариотических водорослей с неясным систематическим положением [1, 2]. Кроме того, подобные остатки водорослевой природы были обнаружены в отложениях формации Доушаньто Южного Китая, получившие название “миаохонская биота” [4]. Однако, первые результаты исследования уплощенных углефицированных остатков из перевалокской свиты показали, что не все ископаемые организмы могли иметь водорослевую природу. С помощью методов электронной микроскопии удалось выяснить, что дисковидные формы *Cyclomedusa* с концентрическим строением состоят из скоплений нитевидных структур, напоминающих гифы грибов (рис. 2Б). Похожие нитевидные образования в большем количестве были выявлены в изогнутых лентовидных остатках (рис. 2Е). Стоит отметить, что в ископаемой летописи докембрия остатки грибов крайне немногочисленны и представлены исключительно микроскопическими образованиями, древнейшие (810–715 млн лет) остатки которых недавно были обнаружены в серии Мбуджи-Майи криогения центральной Африки [3]. Остатки, обнаруженные в перевалокской свите, имеют похожую нитевидную микроструктуру, но, с другой стороны, формируют ярко выраженные макроскопические кольцевые концентрические или ленточные образования. Таким образом, часть углефицированных остатков из перевалокской свиты могут стать первым задокументированным случаем обнаружения макроскопических грибов в ископаемой летописи докембрия.

Исследования проведены при финансовой поддержке грантов РФФ № 21-77-10106 и

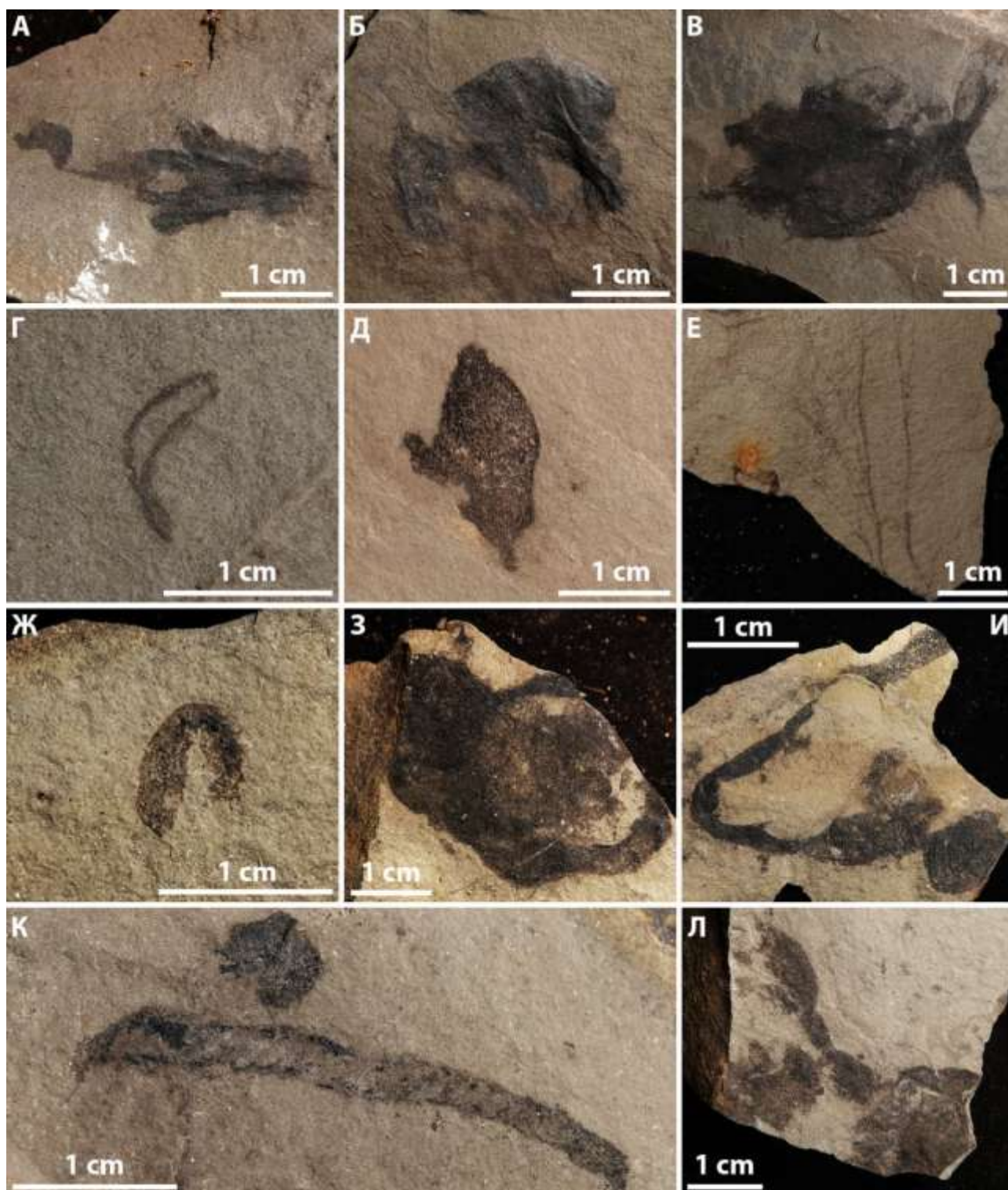


Рис. 1. Углефицированные остатки из перевалокской свиты Среднего Урала.

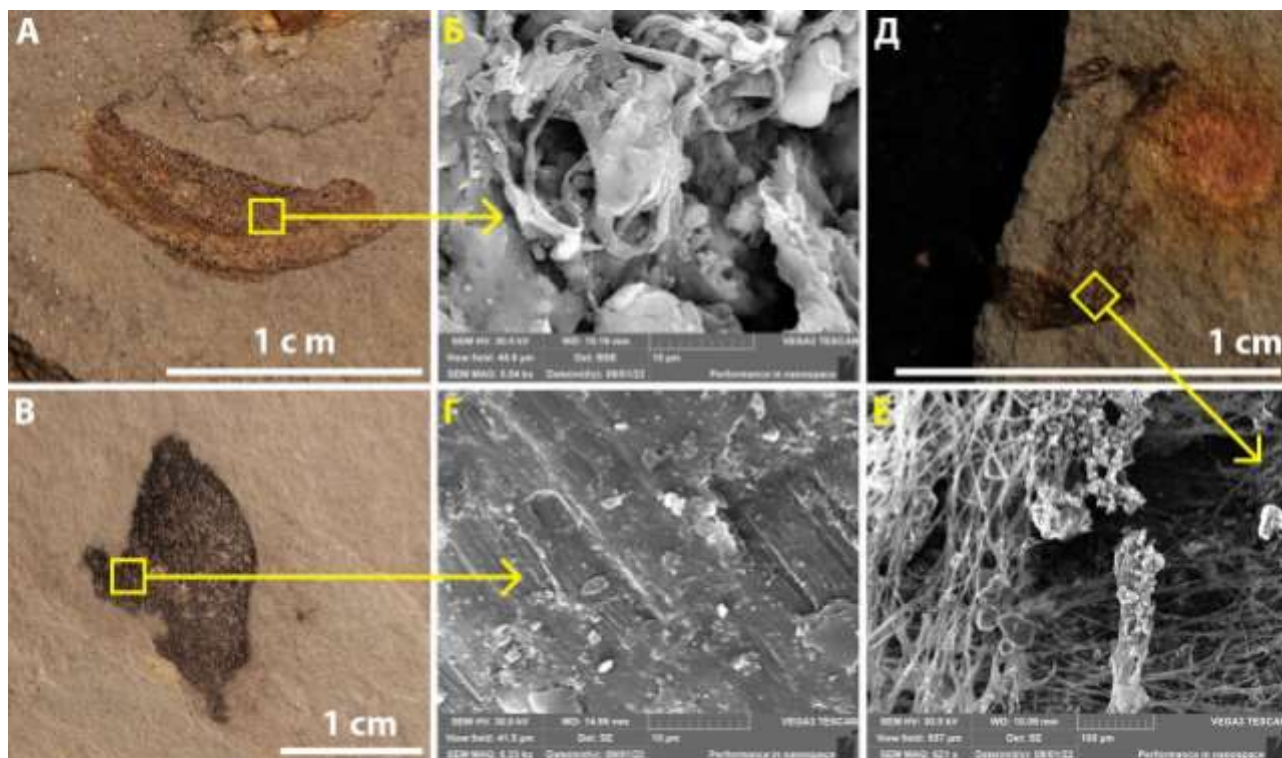


Рис. 2. Изучение углефицированных остатков при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega-3 Tescan (ГИН РАН).

Список литературы

1. Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // ДАН, 2007. Т. 417, №1. С. 73-78.
2. Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Меерт Дж. и др. // ДАН, 2011. Т. 440, №2. С. 201-206.
3. Bonneville S., Delpomdor, F., Preat A. et al. // Sci. Adv., 2020, V. 6, eaax7599.
4. Xiao S., Yuan X., Steiner M., Knoll A. // J. Paleontol. 2002. V. 72. № 2. P. 347–376.

ИЖБЕРДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГЛИН ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А. С. Комаров, Д. В. Польских

Оренбургский государственный университет, г. Оренбург

e-mail: anton_komarov16092000@mail.ru

В Оренбургской области известно 15 месторождений буровых глин, которые, как правило, относятся к малым месторождениям. В настоящее время разрабатывается два месторождения. Одно из них – Ижбердинское [1-3, 7].

Ижбердинское месторождение глин для буровых растворов находится у поселка Ижберда, в 20 км юго-западнее ст. Халилово, у дороги пос. Лылово — пос. Хмелевка. Первые сведения о месторождении даны в отчете Овчинникова В.В.

Глины, пригодные для буровых растворов, образуют залежь-останец кампанских морских отложений. Детально разведана часть останца площадью 26 га с помощью скважин ручного бурения. Глины опробованы и оценены по ГОСТ 25795-83, доказана их пригодность для приготовления буровых растворов и соответствие после модификации маркам Б-7, Б-3 и Б-8. Месторождение не обводнено. Подсчитаны геологические запасы категорий В и С, при соотношении 8,2 % и 91,8 %.

Главной особенностью геологического строения района Ижбердинского месторождения глин является его двухъярусное строение.

Нижний ярус-фундамент сложен метаморфическими, изверженными и вулканогенными породами, как считается, протерозой-палеозойского возраста, которые здесь выходят на поверхность, на части территории, примыкающей к долинам рек Малая и Большая Каялы, протекающих восточнее опоискованной территории, но верховья этих рек находятся на опоискованной территории.

К верхнему ярусу относятся коры выветривания кристаллических пород фундамента мезозойского возраста, и чехол осадочных пород, возраст которых считается альб-современным.

Мезозойские коры выветривания выходят на поверхность в кюветах и вдоль автодороги Оренбург-Орск, в частности на участке Калмык-Карауль, а также встречены поисковыми скважинами шнекового бурения севернее Ижбердинского месторождения глин. Вскрытая толщина глинистой коры выветривания варьирует от 0,1 до 8,7 м. Мезозойская кора выветривания представлена пестроцветными глинами, вероятно, смешанного состава. Глины окрашены гидроокислами железа в различные оттенки красного и желтого цветов, прослоями они светло-серые с зеленоватым или синеватым оттенками. Глины жирные на ощупь и часто содержат стяжения бурого железняка. Мезозойские коры выветривания образовались в основном по слюдяным сланцам, частью по кварц-полевошпатлюдистым сланцам. По более прочным породам отмечены щебенчато-дресвяные коры выветривания.

Выше кор выветривания по долине палеореки, протекавшей в субмеридиональном направлении по всей опоискованной территории, лежат маломощные пески и песчано-гравийно-галечные отложения альбского возраста с соотношением обломков различной размерности.

Вышеописанные альбские отложения вскрыты поисковыми скважинами на Ижбердинском месторождении глин, по периферии которого песчано-гравийно-галечные отложения иногда образуют выходы на дневной поверхности. Состав песков и песчано-гравийно-галечных отложений полимиктовый, в песчаной фракции - больше кварца, в гравийно-галечной-темноцветных, преимущественно, кремнистых пород. Размер галек обычно 1-3 см, реже 5-8 см.

Песчано-гравийно-галечные отложения часто слабо сцементированы лимонитовым цементом, часть обломков сцементировано очень прочно.

На альбских отложениях лежат глины кампанского возраста, являющиеся искомым полезным ископаемым (рис. 1). Кампанские глины образуют единую залежь, являющуюся продолжением известного Саринского месторождения глин для буровых растворов, однако эта залежь в результате неоднократных размывов разделена на несколько останцев. На опоискованной территории Воронежской площади выявлено три останца кампанских глин: участок Калмык-Карауль, расположенный в северной части площади, у линии железной дороги; участок Лыловский, находящийся в 3-х км юго-западнее пос. Лылово, у русла реки Малая Каяла, и самый южный участок, - Дальний, получивший в последствии название Ижбердинского месторождения глин для буровых растворов. На участках Калмык-Карауль и Лыловском кампанские глины почти полностью смыты, в результате чего значимые вскрытые толщины залежи глин здесь варьируют от 0,1 до 2,6 м, возможные геологические запасы глин незначительны, а толщины покрывающих глин обычно в несколько раз превышают толщину залежи кампанских глин, по этой причине упомянутые участки промышленной ценности не имеют.



Рис. 1. Глина бентонитовая. Ижбердинская площадь, скв 237 [5]

Ижбердинское месторождение глин принадлежит довольно крупному, самому южному останцу кампанских глин. Останцы сформированы в результате размывов, вызванных тектоническими подвижками.

На размывтой поверхности глин кампанского возраста местами лежат останцы пород маастрихского времени: алевриты, глины и пески, содержащие глауконит, конкреции фосфорита, окаменелости (ростры белемнитов, морские ежи, костные остатки ихтиозавров, зубы акул и др.) [4, 5, 6].

Останцы пород маастрихта образуют очень мелкие, порой крошечные останцы незначительной толщины, которые сохранились в основном из-за повышенной глубины врезов в залежь кампанских глин и из-за повышенной плотности конкреций фосфоритов, образующих иногда конгломерат прочных фосфоритных конкреций, окаменелостей и хорошо окатанных галек в основном кремнистых пород. Останцы опознаются по россыпи конкреций фосфоритов, встречающихся на поверхности, и по несколько повышенной радиоактивности фосфоритов. Останцы пород маастрихта установлены на участке Калмык-Карауль, на Ижбердинском месторождении глин.

На всех вышеописанных породах прерывистым чехлом лежат неоген-раннечетвертичные отложения, представленные желтовато-коричневыми глинами и суглинками. Толщина отложений этого возраста на водоразделах достигает 10-30 м, тогда как на склонах современной речной сети толщина отложений неоген-раннечетвертичного возраста измеряется первыми метрами.

В долинах современной речной сети, по пересыхающим логовам ее верховий имеют место быть позднечетвертичные и современные отложения, представленные суглинками, глинистыми песками и более грубозернистыми отложениями. Толщина пород этого возраста редко превышает 1-2 м.

Детально разведанная часть самого южного останца кампанских глин получившая название Ижбердинского месторождения глин для буровых растворов, имеет площадь 26 га, она расположена на границе Гайского и Кувандыкского района. Месторождение естественно оконтурено только с восточной стороны, во всех остальных направлениях положение границ залежи не определено.

Месторождение представляет собой единую залежь глин кампанского возраста. Глины имеют серый, прерывистыми линзовидными слойками - желтый цвет различной интенсивности (окраска - гидроокислами железа) (рисунок 1).

В отдельных линзочках содержатся одиночные стяжения алевритистого бурого железняка размером до 7,5x1,5 см (толщина). В глине содержится тончайший кварцевый алеврит в виде линзовидных скоплений малых размеров (толщина от долей мм до 1-1,5 см). Гидроокислы железа и алеврит создают слоистую текстуру горизонтальной ориентировки. Глины обычно грубослоистые, но достаточно часто тонкослойные. В толще залежи отмечены линзовидные слойки и тонкие (5-10-15 см) прослойки глинистых кварцевых алевритов, песков или песчано-гравийно-галечных отложений.

Бентонитовые глины, в состав которых входит монтмориллонит, используются широко в нефтяной промышленности, в текстильной, в производстве резины, мыловарении, косметической промышленности. Применяются такие глины и для очистки воды, в производстве бумаги, лекарств.

Буровые глинистые растворы применяют при бурении скважин для глинизации стенок скважины, поддержание породы во взвешенном состоянии, облегчают транспортировку в стволе скважине и др. [8].

Список литературы

1. Бакиров Г.Ш. Отчет о предварительной и детальной разведке Саринского месторождения бентонитовых глин для буровых растворов в 1992-94 гг. 1994. 601 с.
2. Бетехтин А.Г. Курс Минералогии: учебное пособие / А.Г. Бетехтин; под науч. ред. Б.И. Пирогова и Б.Б. Шкурского. М.: КДУ, 2008. 736 с.
3. Братухин Ю.Г., Хворов Б.И., Плотников А.З. Геологическое строение бассейна р.р. Киндерли и Чебоклы. 1965. 446 с.
4. Иванова Н.А., Кожевникова А.Н., Якобс Е.И. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р.р. Ташла, Губерля. 1995. 405 с.
5. Лядский П.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. / П.В. Лядский, Л.Н. Кваснюк, А.В. Жданов, О.В. Чечулина и др. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 352 с.
6. Пономарева Г.А. История открытия Блявинского медноколчеданного месторождения / Г.А. Пономарева, И.А. Зозуленко, И.Э. Гасанова // В сб: Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности. Материалы III Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2021. С.244-247.
7. Пономарева Г.А. Каменная летопись территории Оренбуржья или подземные сокровища Урала // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2107 – 2111.
8. Пономарева Г.А. Окаменелая флора и фауна – свидетельства былой жизни (на примере образцов геологического музея) // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2112-2115.

ЗАЩИТНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИУРАЛЬСКИХ МШАНОК (РАННЯЯ ПЕРМЬ) ИЗ СТЕРЛИТАМАКСКИХ ШИХАНОВ, РОССИЯ

Д.М. Михненко, З.А. Толоконникова

Кубанский государственный университет, г. Краснодар
e-mail: dartina21@bk.ru

Стерлитамакскими шиханами называют горы-одиночки, протягивающиеся в меридиональном направлении на правом берегу р. Белой в окрестностях г. Стерлитамака, Республика Башкирия. Они представляют собой часть крупного рифа раннепермского возраста (ассельский-артинский века приуральской эпохи, 298,9–283,5 млн. лет), формировавшегося в Палеоуральском океане [2, 7, 10]. Основными рифостроителями в массивах Торатау, Шахтау, Куштау и Юрактау были водоросли, палеоплезины и мшанки.

Мшанки – это бентосные организмы, обладающие различными по форме колониями. По морфологическому критерию в колониях живущих мшанок выделяются автозооиды, гетерозооиды и межзооидные образования. В ископаемом состоянии они соответствуют авто-, гетеро- и кенозоооциям, поскольку после разложения мягких тканей сохраняются только занимаемые ими камеры (=цистиды), формирующие в целом «скелет» колонии. Автозооиды выполняют только питающую функцию, остальные структуры разнообразны по своему строению и функциональному предназначению, обеспечивая стабильное существование и развитие колонии в целом. Анализ и систематизация гетеро- и кенозоооциев по функциональному критерию на примере колоний раннепермских мшанок из шиханов являлись целью настоящей статьи. Для ее достижения необходимо было решить следующие задачи: а) рассмотреть все разнообразие защитных структур в колониях стерлитамакских мшанок, б) провести ревизию таксономического состава, в) разделить родовые таксоны на группы по присутствию в колониях морфологических образований, выполняющих аналогичные функции.

Фактической основой исследования стали: а) образцы из собственных сборов, отобранных во время полевых работ на шиханах в апреле–мае 2022 года. Сканирование нескольких фрагментов колоний мшанок было выполнено Иваниным С.Н. на сканирующем электронном микроскопе JSM-7500F в НОЦ «Диагностика структуры и свойств наноматериалов» КубГУ; б) голотипы и экземпляры видов мшанок, описанных предыдущими исследователями, и хранящиеся в Палеонтологическом институте РАН, г. Москва (материал изучался с помощью светового микроскопа З.А. Толоконниковой). Также использовались уточненные литературные данные. Обработка собранного авторами каменного материала с шиханов только начата, поэтому в дальнейшем возможны корректировки результатов.

В настоящее время систематическое разнообразие ассельско-артинских мшанок с Торатау, Шахтау, Куштау и Юрактау представлено 78 видами 23 родов, относящимися к 12 семействам четырех отрядов [1, 3, 6, 8, 9, 11, 12]. Доминирующее положение в таксономическом составе на всех уровнях (видовом, родовом, семейственном) занимают представители отряда *Fenestrata* Elias and Condra, 1957 (рис. 1А). Среди фенестрат чаще всего встречаются мшанки из семейства *Fenestellidae* King, 1849, отличающиеся билатеральной симметрией анастомозирующих (рис. 1Б) или соединенных перекладинами (рис. 1В) прутьев с двумя рядами чередующихся автозоооциев.

Семейство *Fenestellidae* представлено девятью родами: *Lyrocladia* Schulga-Nesterenko, 1930, *Spinofenestella* Termier et Termier, 1971, *Fenestella* Lonsdale, 1839, *Minilya* Crockford, 1944, *Cavernella* Morozova, 1974, *Flexifenestella* Morozova, 1974, *Fabifenestella* Morozova, 1974, *Archimedes* Owen, 1838 и *Rectifenestella* Morozova, 1974. Мшанки перечисленных родов обладают разными по форме сетчатыми колониями (лировидной,

винто-, веерообразной, кустистой и др.), прутья которых несут кили с 1–2 рядами бугорков (рис. 2А). Кили являются

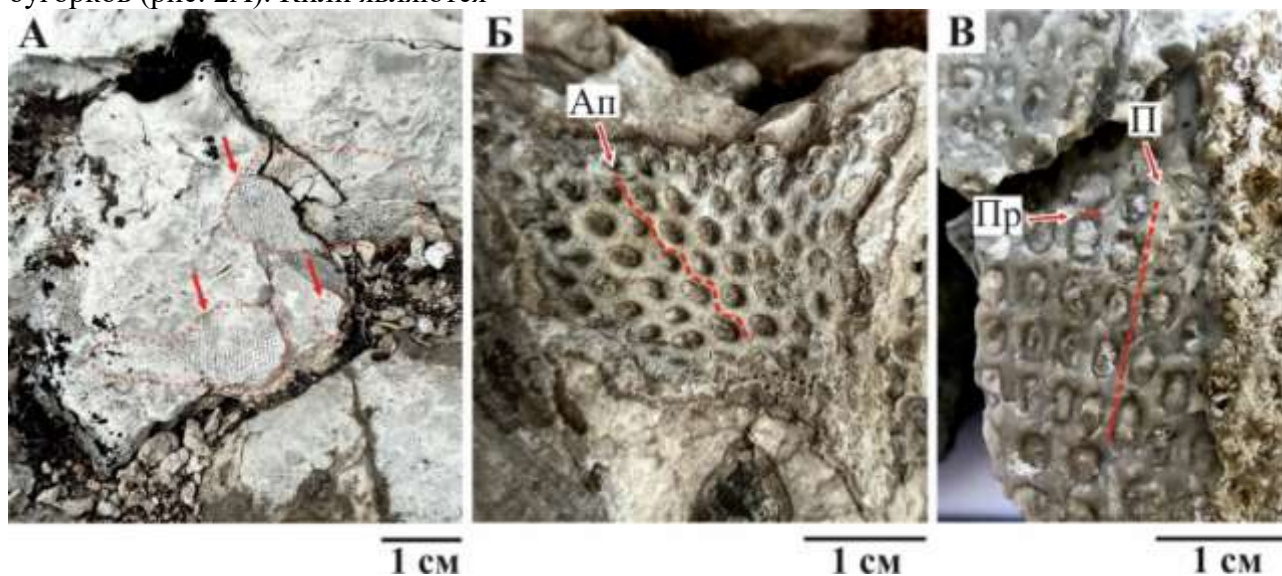


Рис. 1. Фрагменты сетчатых колоний фенестратных мшанок в известняках тастубского горизонта сакмарского яруса: А – на вершине г. Торатау; Б – в северо-западной части карьера Шахтау, В – на южном склоне г. Куштау (фото З.А. Толоконниковой, 2022)

Обозначения: Ап – анастомозирующий прут, П – прямой прут, Пр – перекладина

продолжением килевой пластинки, образованной путем соприкосновения стенок соседних автозооидов, и предназначены для снижения давления воды, отпугивания хищников (рис. 2Б). У некоторых родов (*Fenestella*, *Minilya*, *Cavernella*) в стенках зооэциев развиты микростилы. Дополнительно на дорсальной стороне колоний у мшанок *Minilya*, *Archimedes* расположены обильные бугорки, а стенки пронизаны тубулями, отвечающими за сообщение между всеми структурными единицами колонии. Апертуры автозооэциев у мшанок *Rectifenestella* окружены шипиками. Бугорки, шипики, микростилы выполняли защитную функцию [15]. Для мшанок рода *Cavernella* характерны специфические гетерозооэции – кавернозооэции, аналогичные авикуляриям у современных хейлостоматных мшанок [4, 13, 14] и обладающие многофункциональным предназначением (защита от хищников, засыпания колонии осадком, формирование направленного тока воды и пр.).

Некоторые стерлитамакские мшанки эволюционировали по пути возрастания прочности колоний, площади питания за счет увеличения ширины прута. Представители родов *Neopolypora* Morozova et Lisitsyn, 1996, *Mackinneyella* Morozova et Lisitsyn, 1996, *Shulgapora* Termier et Termier, 1971, *Polypora* McCoy, 1844, *Trataucladia* Morozova, 1992 (рис. 2Г) отличаются многорядным расположением автозооэциев на пруте (от 3 до 14). У части из них присутствуют микростилы (*Mackinneyella*, рис. 2В), микроакантостилы, бугорки (*Polypora*, *Shulgapora*), тубули по отдельности или в разных сочетаниях друг с другом. В колониях мшанок рода *Shulgapora* известны циклозооэции (рис. 2Д), схожие по функциональности с авикуляриями, элеозооэциями мезо-кайнозойских представителей типа Мшанки [4, 11, 13, 14]. Перистые колонии с разной степенью упорядоченности расположения боковых прутьев по отношению к основному пруту свойственны *Trataucladia* и *Penniretepora* d'Orbigny, 1849. Анастомозирующие разнопетлистые колонии характеризуют мшанки родов *Bashkirella* Nikiforova, 1939 и *Chainodictyon* Foerste, 1887. У ископаемой мшанки *Chainodictyon angustum* Schulga-Nesterenko, 1952 на промежутках между апертурами автозооэциев изредка встречаются лептозооэции, чаще тубули.

Подчиненное положение в комплексе мшанок приходится на представителей отряда *Cryptostomata* Vine, 1884. Это единичные виды родов *Primorella* Romantchuk et Kiseleva, 1972, *Ascopora* Trautschold, 1876, *Clausotrypa* Bassler, 1929 и *Timanodictya* Nikiforova, 1938. В процессе эволюции мшанки адаптировались к изменяющимся условиям окружающей среды формированием срединной оси (*Primorella*, *Clausotrypa*), мезотеки (*Timanodictya*) или пучка

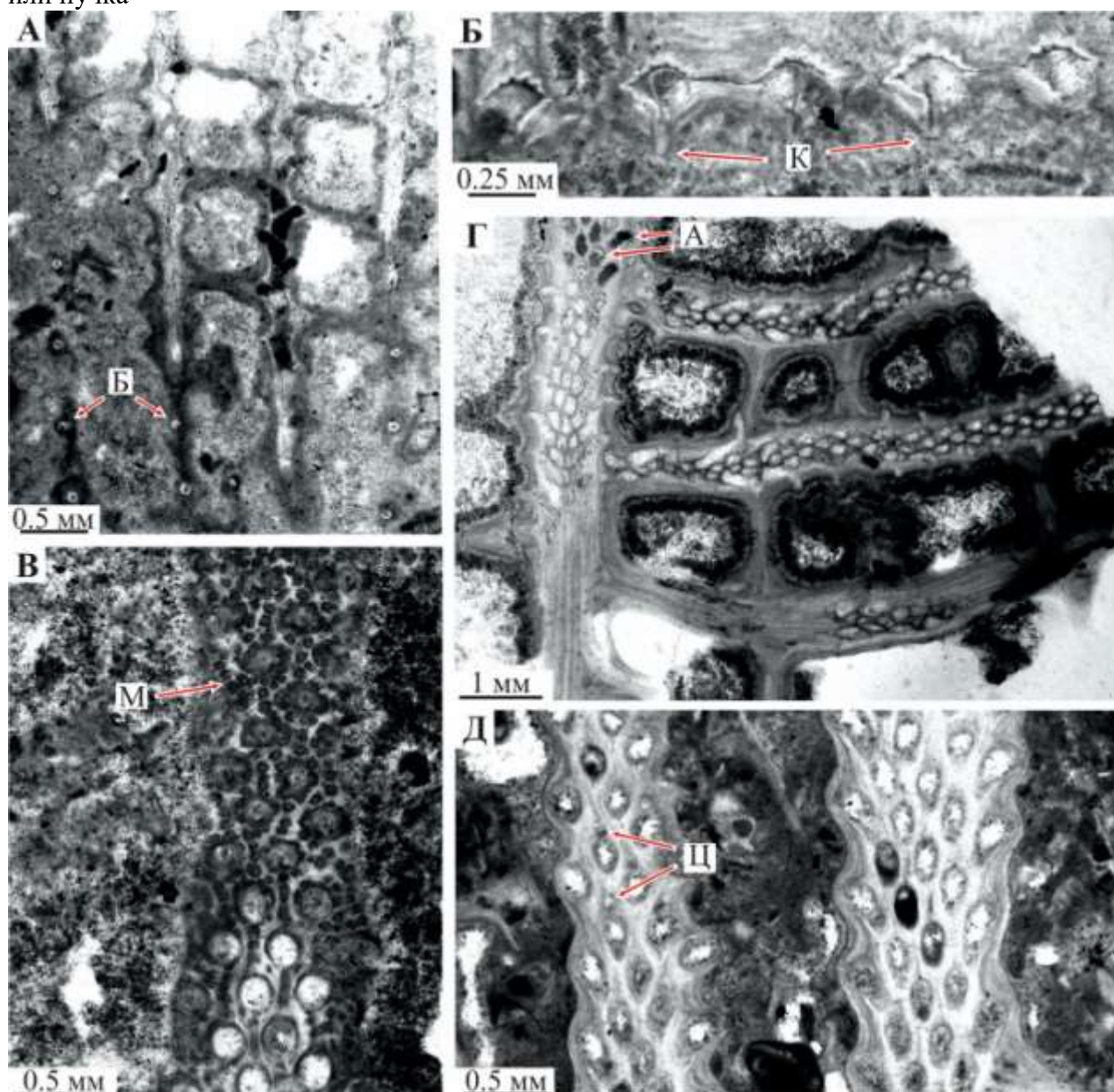


Рис. 2. Некоторые защитные структуры в колониях фенестратных мшанок: А – *Spinofenestella quadratoraeformis* (Schulga-Nesterenko, 1941), голотип ПИН №613/645, тангенциальное сечение, г. Торатау, ассельский ярус; Б – *Archimedes curtus* Schulga-Nesterenko, 1941), голотип ПИН №2985/626, поперечное сечение, г. Торатау, сакмарский ярус; В – *Mackinneyella ornamentata* (Schulga-Nesterenko, 1941), голотип ПИН №2985/474, тангенциальное сечение, г. Торатау, сакмарский ярус; Г – *Tratacladia noinskyi* (Schulga-Nesterenko, 1941), голотип ПИН №2985/718, тангенциальное сечение, демонстрирующее пять рядов автозооэциев на основном пруте, г. Юрактау, сакмарский ярус; Д – *Shulgapora soshkinae* (Schulga-Nesterenko, 1952), голотип ПИН №613/1096, тангенциальное сечение, г. Юрактау, сакмарский ярус. Обозначения: А – автозооэций, Б – бугорок, К – киль, М – микростиль, Ц – циклозооэций

осевых зооидов (*Ascopora*), повышающим прочность и фиксацию колоний в пространстве. Всем криптостоматным мшанкам присущ полиморфизм, выраженный в наличии: у *Primorella* – обильных актинотстилей, выполняющих оборонительную функцию; *Clausotrypa* – упорядоченно расположенных тектозооидов (укрепительная функция), отделенных от автозооидов гребнями, и бугорков; *Ascopora* – макроаканто-, пауростилей (для защиты от хищников), тубулей, пор (внутренней связи частей колонии); *Timanodictya* – микростилей, тубулей, пор.

Изученная ассоциация также включает цистопоратную мшанку рода *Fistulipora* M'Cooy, 1849 (отряд Cystoporata Astrova, 1964). У нее автозооиды были разделены рядами цистозооидов (=везикул), служащих для укрепления колонии. Для защиты от хищников у мшанки рода *Rhombotrypella* Nikiforova, 1933 (отряд Trepostomata Ulrich, 1882) между автозооидами формировались макро- и микроакантостили, для прочности и укрепления колонии – неравномерно утолщенные стенки в экзозоне и редкие эксилязооиды.

Развитие аналогичных защитных структур в разных отрядах мшанок очевидно является реакцией на изменения в биосфере различного воздействия (от глобального до локального). К началу каменноугольного периода в структуре палеостоматных мшанок завершилась смена трепостоматно-цистопоратных сообществ на фенестратно-криптостоматные. У фенестратных мшанок эволюционные изменения на протяжении позднего палеозоя были направлены на увеличение апертур автозооидов, ширины прута (= количества рядов автозооидов на пруте), размера и количества гетеро- и кенозооидов. Для криптостомат и трепостомат установлена тенденция возрастания размеров, количества и разнообразия стилей, гетерозооидов. На протяжении ассельского-сакмарского веков на планете существовал прохладный климат. В конце артинского века началось резкое потепление, выраженное в стерлитамакских разрезах накоплением мощных толщ гипса, перекрывающих рифогенные структуры шиханов. Климатические изменения способствовали диверсификации мшанок, изменению структуры в экосистемах, пищевых цепях, исчезновению/появлению новых таксонов не только среди мшанок, но и других групп организмов.

Таким образом в колониях приуральских мшанок из стерлитамакских шиханов установлены разнообразные структуры, необходимые для: 1) повышения устойчивости, укрепления и целостности колонии (осевой пучок, мезотека, срединная ось, тектизооэции у криптостомат, большое количество рядов автозооэциев на пруте у фенестрат, цистозооэции у цистопорат, эксилязооэции у трепостомат), 2) отпугивания хищников (микростили, шипики, цикло-, каверно-, лептозооэции у фенестрат, пауро-, актиното-, акантостили у криптостомат, неравномерное утолщение стенок в экзозоне и акантостили двух типов у трепостомат), 3) формирования направленного тока воды, снижения ее давления на колонию и усиления эффективности питания (кили, бугорки, крупные петли, цикло-, каверно-, лептозооэции у фенестрат), 4) препятствия засыпанию колонии осадком (цикло-, каверно-, лептозооэции у фенестрат).

Авторы признательны директору АО «Сырьевая компания» А.В. Шкурко и директору Музея камня им. И.А. Скуина М.В. Коротковой (г. Стерлитамак) за предоставленную возможность работы на карьере Шахтау, а также с музейной коллекцией мшанок. За содействие в изучении типового материала З.А. Толоконникова благодарна И.О. Ренге и О.Б. Вейс (ПИН, г. Москва).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ, проект №22-27-00030.

Список литературы

1. Горюнова Р.В. Морфология, система и филогения мшанок (отряд Rhabdomesida). М.: Наука, 1985. 152 с. (Труды ПИН, Т. 208).

2. Королук И.К. Методика и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау. М.: Наука, 1985. 111 с.
3. Морозова И.П. Admiratellidae – новое семейство мшанок отряда Fenestellida // Палеонтологический журнал, №2, 1992. С. 3–8.
4. Морозова И.П. Мшанки отряда Fenestellida (морфология, система, историческое развитие). М.: ГЕОС, 2001. 177 с. (Труды ПИН РАН, Т. 277).
5. Никифорова А.И. Типы каменноугольных мшанок Европейской части СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 290 с. (Палеонтология СССР, Т. IV, Ч. 5, вып. 1).
6. Никифорова А.И. Новые виды верхнепалеозойских мшанок предгорной полосы Башкирии // Материалы по стратиграфии и нефтеносности Южного Урала. Л.-М.: ГОНТИ, 1939. С. 70–102. (Труды НГРИ, серия А, вып. 115).
7. Раузер-Черноусова Д.М., Королук И.К. Стерлитамакские шиханы – раннепермские рифы // Международный конгресс «Пермская система Земного шара». Путеводитель геологических экскурсий. Часть 2. Южноуральская экскурсия. Свердловск, 1991. С. 47–71.
8. Тризна В.Б., Клауцан Р.А. Мшанки артинского яруса Уфимского плато и их роль в стратиграфии этого яруса в Приуралье // Тр. ВНИГРИ, сб. 13, вып. 179, 1961. С. 331–453.
9. Тризна В.Б. Новые виды мшанок семейств Fenestellidae, Acanthocladiidae предгорной полосы Башкирии // Материалы по стратиграфии и нефтеносности Южного Урала. Л.-М.: ГОНТИ, 1939. С. 102–144. (Труды НГРИ, серия А, вып. 115).
10. Чувашов Б.И., Пуст Ж.-Н., Буассо Т., Веннан Е., Черных В.В. К истории формирования стерлитамакских шиханов (раннепермские рифовые массивы южного Предуралья) // Ежегодник-1995. Информационный сборник науч. тр., 1996. С. 25–34.
11. Шульга-Нестеренко М.И. Нижнепермские мшанки Урала. М.-Л.: АН СССР, 1941. 276 с. (Палеонтология СССР, Т.V, часть 5, вып. 1).
12. Шульга-Нестеренко М.И. Новые нижнепермские мшанки Приуралья. М.: АН СССР, 1952. 102 с. (Труды ПИН РАН, Т. 37).
13. Carter M.C., Gordon D.P., Gardner J.P.A. Polymorphism and variation in modular animals: morphometric and density analyses of bryozoan avicularia // Marine ecology progress series, V. 399, 2010a. P. 117–130.
14. Carter M.C., Gordon D.P., Gardner J.P.A. Polymorphism and vestigiality: comparative anatomy and morphology of bryozoan avicularia // Zoomorphology, V. 129, 2010b. P. 195–211.
15. Ernst A. Fossil record and evolution of Bryozoa // Phylum Bryozoa. Hardbook of zoology, 2019. P.11–56.

ЛИТОГЕНЕЗ ТАНОПЧИНСКОЙ СВИТЫ АРКА-ЯХСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Накарякова, О.Е. Кочнева

*Пермский Национальный Исследовательский Политехнический Университет, г. Пермь
e-mail: naka.arina.2101@yandex.ru*

Арка-Яхское месторождение расположено в заполярной части Западно-Сибирской равнины на северо-западе Тазовского полуострова. Площадь участка составляет 425,14 км², находится он в Ямало-Ненецком автономном округе в Надымском районе.

В строении месторождения участвуют палеозойские и мезозойско-кайнозойские образования, слагающие складчатое (доюрское) основание и осадочный чехол. В основном отложения представлены глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Разрез является типичным для Западной Сибири.

Начало формирования отложений осадочного чехла в пределах месторождения связано с раннеюрским этапом тектонического развития Западно-Сибирской плиты. В юрский период территория месторождения принадлежала структуре I-порядка Гыдан-Пур-Тазовской палеомегасинеклизе. Происходило существенное накопление осадков. В неокомское время в результате процессов воздымания, формируется Мессояхский палеомегавал. В альб-сеноманское время территория испытывает интенсивное погружение. Происходит трансформация Ямальской палеомоноклизы в Ямало-Гыданскую палеомегасинеклизу и далее в Ямал-Гыдан-Обь-Тазовскую палеомегасинеклизу, которая в турон-сантонское время за счет высокой активности переходит в Ямало-Гыданскую палеомегантеклизу, а территория месторождения вновь является частью Мессояхского палеомегавала. В современном тектоническом смысле Арка-Яхское месторождение расположено в пределах структуры II порядка – Парусового малого вала, который входит в состав крупной структуры I порядка – Мессояхского пояса мегавалов в его западной части (рис. 1).



Рис. 1. Фрагмент тектонической карты мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Контуры структур: 1106 – Парусовый малый вал; B₁ – Надым-Тазовская синеклиза; B₂^A – Мессояхский пояс мегавалов; 1027 – Восточно-Каменномысская седловина; 959 – Верхнехойпаетинский малый прогиб; 58 – Парусный малый прогиб; 59 – Адер-Паютинский малый вал; 544 – Чугорьяхинский малый прогиб; 66 – Ябургское куполовидное поднятие [4]

Для определения условий формирования резервуаров танопчинской свиты был применен комплексный подход к обработке геолого-геофизических данных. По результатам анализа кернового материала были установлены обстановки осадконакопления. По результатам промыслово-геофизических исследований, применяя электрометрические модели В.С. Муромцева, была установлена фациальная природа песчаных пластов.

В.С. Муромцев в ходе своих исследований установил, что для каждой фации характерна особая, только ей свойственная форма аномалий кривой потенциала собственной поляризации (ПС). Для морских обстановок осадконакопления электрометрические модели фаций представлены на рисунке 2 [3].

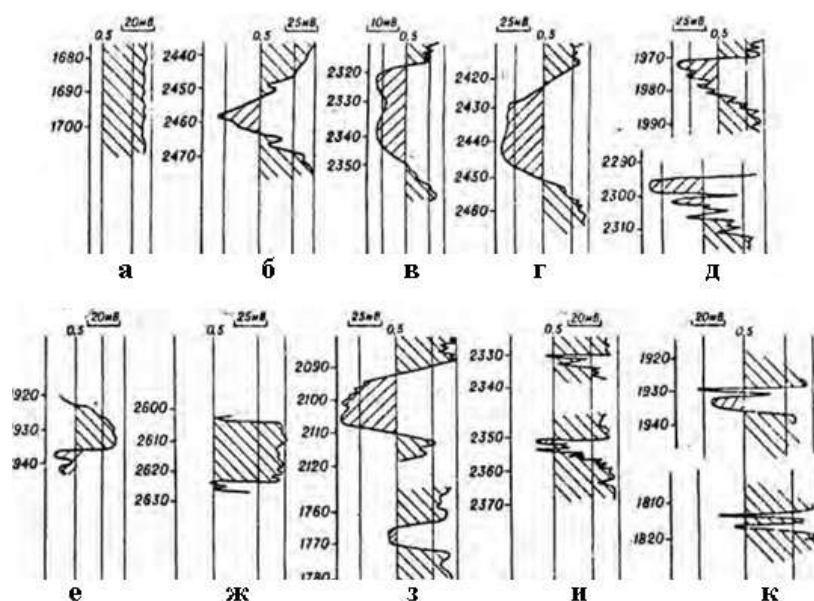


Рис. 2. Электрометрические модели фаций морского бассейна. а) открытого моря с накоплением глинистых отложений; б) головных частей разрывных течений; в) барьерных островов; г) устьевых баров; д) вдольбереговых регрессивных баров; е) забаровых лагун; ж) морских заливов и бухт; з) промоин разрывных течений; и) прибрежных валов; к) пляжей [3]

Литологическая характеристика резервуара (ТП) танопчинской свиты: отложения представлены неравномерно чередующимися песчаниками светло-серыми, преимущественно мелкозернистыми до среднезернистыми, алевролитами, серых слюдистых и аргиллитов темно-серых, плотных, слюдистых. Слоистость чаще горизонтальная, реже косоволнистая, линзовидная. По всему разрезу прослеживаются углефицированные остатки листовой флоры и древесины, ходы илоедов, горизонтальные и линзовидные пропластки угля до 20 см и углисто-слюдистого материала. Песчаники резервуара относятся к мелкозернистым разностям. Примесь алевроитовой фракции 10-25 %, местами 35%. Сортировка терригенного материала средняя, местами хорошая. Цемент преимущественно поровый, пленочно-поровый, соприкосновения, в алевроитистых разностях – базально-поровый, базальный. По составу преобладает глинистый, в количестве 5-15 %, в отдельных прослоях карбонатный до 25-30 %. Пленки тонкие, развиты повсеместно, прерывистые, гидрослюдистые и хлоритовые. Поры выполнены каолинитом, участками кальцитом. В осадках встречаются редкие фораминиферы, единичные двусторонние эвригалинные формы [1].

По литологическим характеристикам пластов-коллекторов танопчинской свиты можно сделать вывод, что условия для формирования осадков были морские. На это

указывает песчаный состав с прослоями алевролитов, наличие останков ископаемых фораминифер и двустворок, признаки жизнедеятельности донных организмов.

Принимая во внимание хорошую сортировку терригенного материала, размер зерен, преобладание карбонатного цемента над глинистым, наличие угольных пропластков и следов растительности можно сказать, что накопление осадков в пределах месторождения происходило в литоральной прибрежно-морской зоне.

Геофизические параметры пластов ТП получены по трем скважинам в пределах месторождения: 1005, 1007 и 1010 (рис. 3, 4, 5).

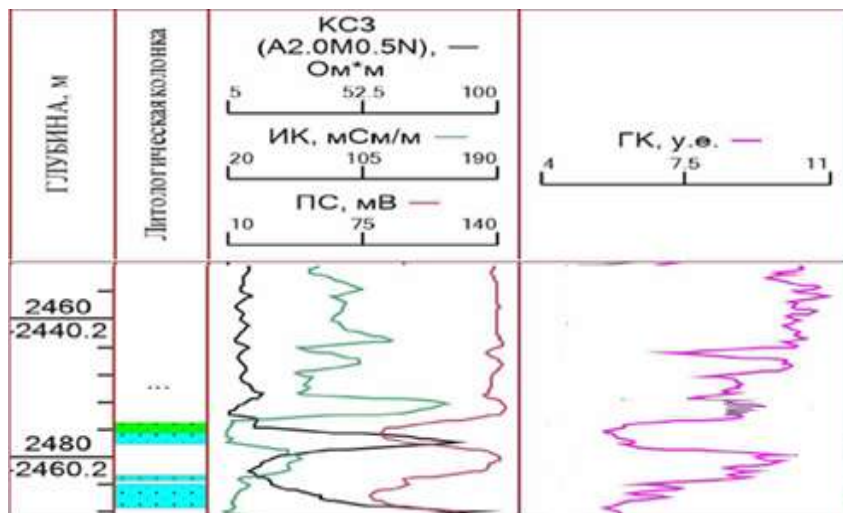


Рис. 3. ПС в скважине 1005 для пластов ТП₂₁₋₂₂

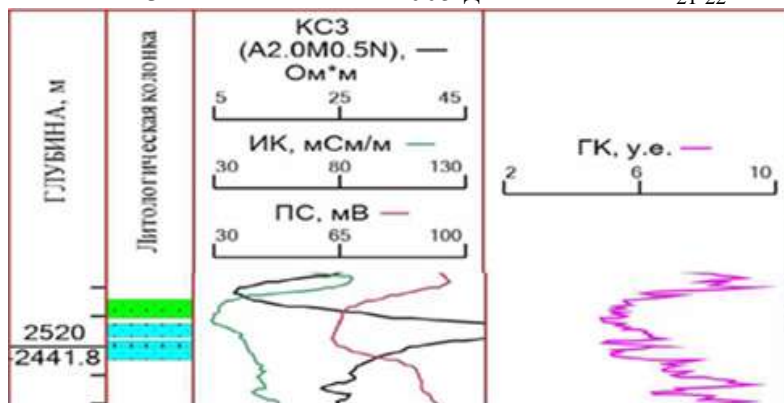


Рис. 4. ПС в скважине 1010 для пластов ТП₂₁₋₂₂

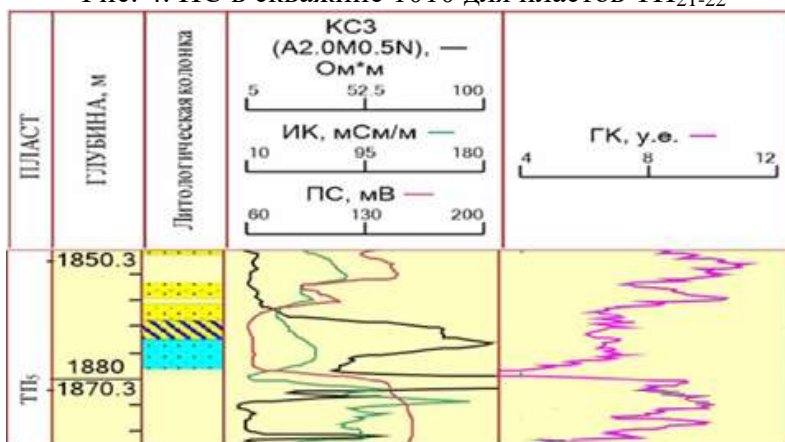


Рис. 5. ПС в скважине 1007 для пласта ТП₅

На основании методов естественной гамма-активности и самопроизвольной поляризации произведена интерпретация данных, которая позволила:

- 1) коррелировать пласты ТП₂₁₋₂₂ и ТП₅ по глубине;
- 2) литологически расчленить пласты и выявить потенциальные песчаные тела:
 - а) в скважине № 1005 в пластах ТП₂₁₋₂₂ пачка из четырех песчаных пропластков, чередующиеся с глинистыми отложениями. Мощности песчаных тел уменьшаются вверх по разрезу;
 - б) в скважине № 1010 в пластах ТП₂₁₋₂₂ пачка из 3 песчаных пропластков мощностями порядка одного метра, отделенных друг от друга тонкими глинистыми отложениями;
 - в) в скважине № 1007 в пластах ТП₁₋₅ пачка из 5 песчаных пропластков, чередующиеся с глинистыми отложениями. Мощности песчаных тел уменьшаются вверх по разрезу;

По результатам опробования получены следующие данные:

- 1) в скважине № 1005 из пластов ТП₂₁₋₂₂ получен приток воды с пленкой нефти;
- 2) в скважине № 1007 из пластов ТП₁₋₅ получен приток воды с газом, дебит газа составил 16,08 тыс. м³/сут;
- 3) в скважине № 1010 из пластов ТП₂₁₋₂₂ приток воды с пленкой нефти;

Сравнив данные ГИС скважины № 1005 пластов ТП₂₁₋₂₂ (рис. 3) с электрометрическими моделями В.С. Муромцева установлено, что отложения этих пластов в пределах скважины принадлежали фации вдольбереговых баров (рис. 2).

Данные ГИС со скважины № 1010 пластов ТП₂₁₋₂₂ (рис. 4) указывают на то, что отложения образовывались в пределах фации промоин разрывных течений (рис. 2).

Интерпретируя данные ГИС по скважине 1007 для пласта ТП₅ (рис. 5) и соотнеся их с электрометрической моделью, была определена фация осадконакопления – устьевых баров (рис. 2).

Отложения фации устьевых баров образуются при впадении речных вод в морской бассейн. При выходе из устья реки поток пресной воды, растекаясь по поверхности соленой морской воды, имеющей большую плотность, теряет скорость и отлагает им терригенный материал в прибрежной мелководной части моря: формируется отмель – устьевой бар. По мере приближения бара к поверхности моря активность среды будет возрастать, что повлечет за собой постепенное увеличение размерности обломочных частиц вверх по разрезу песчаного тела бара [2].

В результате выполненной работы, на территории Арка-Яхского месторождения в резервуарах ТП выявлены 3 вида фаций:

- 1) Фация промоин разрывных течений;
- 2) Фация вдольбереговых баров (трансгрессивных) и прибрежных валов;
- 3) Фация устьевых баров.

Промышленные притоки газа из пласта ТП₅ связаны с фацией устьевых баров.

Признаки нефтеносности проявляют отложения пластов ТП₂₁₋₂₂, приуроченных к фациям промоин разрывных течений и вдольбереговых баров.

С помощью материалов ГИС и методики В.С. Муромцева выявлена фациальная принадлежность пластов-коллекторов. Установлены условия формирования и накопления терригенного материала в пределах резервуаров.

Список литературы

1. Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: 2002. 147 с.
2. Кислухин И.В. Особенности геологического строения и нефтегазоносность юрско-неокомских отложений полуострова Ямал / И.В. Кислухин; под ред. И.И. Нестерова. Тюмень: Тюм ГНГУ, 2012. 116 с.
3. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

НОВЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ОСТРАКОДАМ СРЕДНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Б.М. Попов

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

e-mail: popovbm@ipgg.sbras.ru

Типовые выходы мазаловско-китатского горизонта (живетского яруса) среднего девона на территории северо-востока окраины Кузнецкого бассейна расположены в затопленном карьере на окраине с. Лебедянка (окрестности г. Анжеро-Судженска) на правом берегу р. Алчедат (приток р. Китат) (рис. 1). На данном стратиграфическом интервале ранее выделялись лебедянские слои [8], но позже они были определены как мазаловско-китатские [7]. Мазаловско-китатская и алчедатская свита включены в состав мазаловско-китатского горизонта [2, 10]. Позднеживетский возраст мазаловско-китатского горизонта был установлен по брахиоподам *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou) [2, 3].



Рис. 1. Географическое положение разреза Лебедянский карьер

Исследуемый карбонатно-терригенный разрез Е-8211 детально изучен Е.А. Елкиным в 1982 году с отбором проб на микрофауну (кондонты и остракоды). В результате растворения образцов Н.К. Бахаревым получена коллекция остракод из 1–10 слоя и даны предварительные определения [7].

Автором проведена ревизия коллекции, а также совместно с коллегами ИНГГ СО РАН в ходе полевых сезонов 2021 и 2022 годов, произведен дополнительный отбор образцов из нижнего и среднего интервала, а также более детальный отбор с 10 по 14 слой. В результате растворения впервые удалось обнаружить раковины и створки остракод в слоях 12–14, которые относятся к нижней части типовых выходов алчедатских слоев.

Полученный комплекс остракод богат, как по видовому разнообразию (28 видов, относящихся к 23 родам), так и по общей численности экземпляров (около 1000 раковин и створок).

В нижней части разреза (слои 1–5) (рис. 2) удалось установить виды (*Microcheilinella mandelstami* Pol., *Hanaïtes mirabilis* (Pol.), *Sulcocavellina altchedatensis* Pol., *Bairdia safonovskiensis* Pol., *Saumella salairica* Bakh., *Sulcocavellina altschedatensis* Pol., *Moorites legibilis* Pol., *Bairdiocypris accuratus* Pol., *Coeloenellina cavitata* Rozhd.), которые ранее были установлены в сафоновских и керлегешских слоях заречного горизонта Салаира [1, 6]

В средней части разреза (слои 9–10) (рис. 2) в большом количестве представлены виды (*Coeloenellina parva* Pol., *Bairdia aperta* Pol., *Bairdia tikhyi* Pol.), которые изначально описаны Е.Н. Поленовой в 1952 г. из верхней части живетского яруса Русской платформы [5].

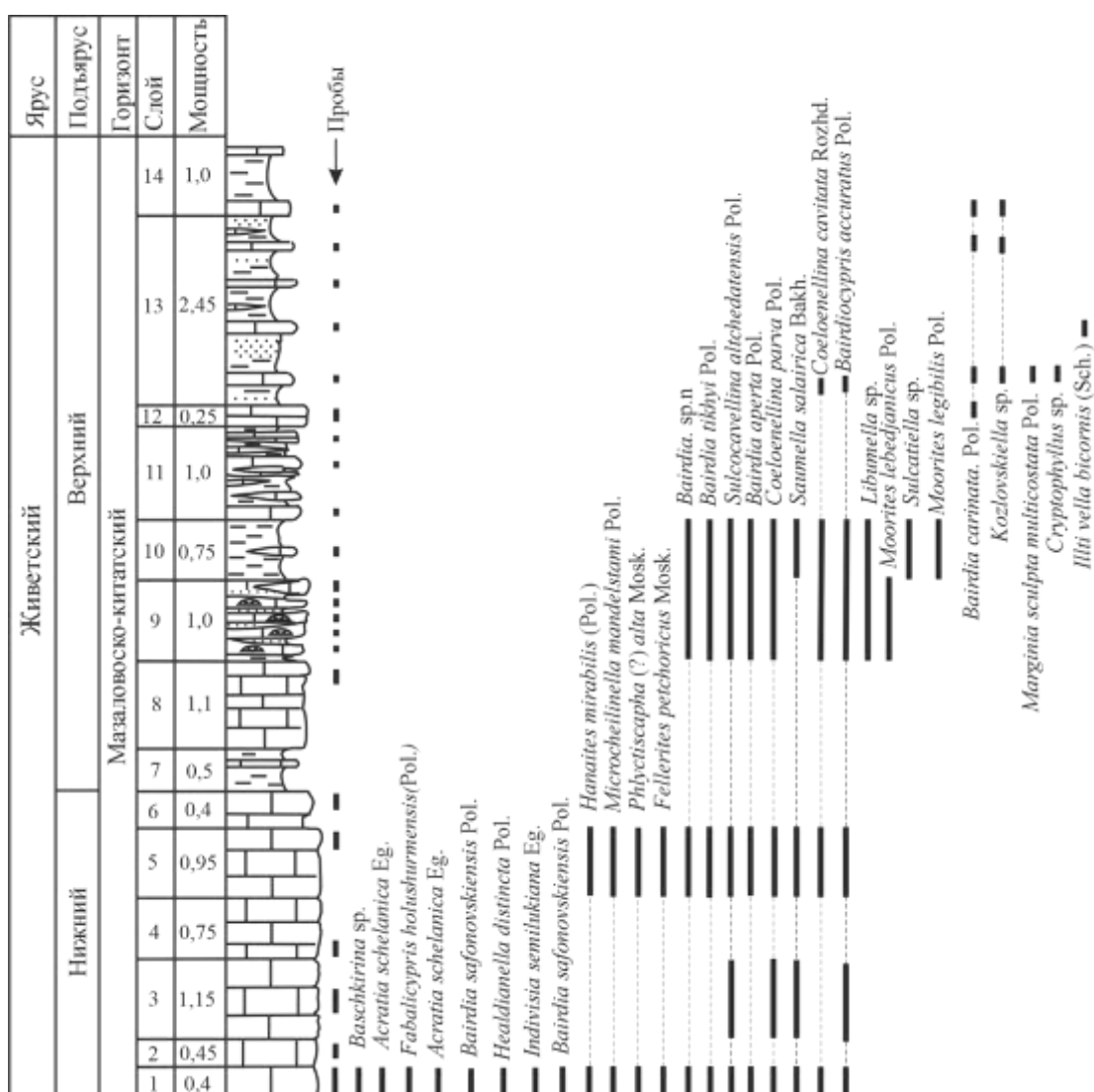


Рис. 2. Литологическая колонка и стратиграфическое распространение остракод в разрезе E-8211 «Лебедянский карьер» [2,9] с дополнениями

В верхней части разреза (слои 12–14) (рис. 2) происходит смена комплекса остракод. Здесь прослеживаются типичные верхнеживетские формы (*Bairdia carinata* Pol., *Marginia sculpta multicostata* Pol.) [4]. Из нижележащих слоев проходят виды, имеющие широкое

вертикальное распространение (*Bairdiocypris accuratus* Pol., *Coeloenellina cavitata* Rozhd.). Помимо этого, в слое 13 удается определить три вида (*Kozlovskiella* sp., *Cryptophyllus* sp., *Illitvella bicornis* (Sch.)), которые на территории окраин Кузнецкого бассейна, встречены только в верхнем живете в низах изылинской свиты [6].

В результате проведенного биостратиграфического анализа удается установить, что характерный комплекс остракод верхней части разреза (слои 12–14) соответствует слоям с *Bairdia carinata*. Данные слои ранее были выделены в низах изылинской свиты (верхах верхнего живета) на территории западной части окраины Кузнецкого бассейна (бассейн р. Изылы) [6].

Полученные новые данные по остракодам дополняют биостратиграфическую основу для уточнения стратиграфической схемы девона западной части Алтае-Саянской складчатой области.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 22-27-00703.

Список литературы

1. Бахарев Н.К. Живетские остракоды Салаира // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 35–48.
2. Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Хромых В.Г., Торопова Т.Н., Щербаненко Т.А. Средний девон Колывань-Томской складчатой зоны (юг Западной Сибири) // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции, 25–27 сентября 2007 г., Казань: Казанский государственный университет. С. 99–102.
3. Иванова Е.А., Бельская Т.Н., Чудинова И.И. Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. Академия Наук СССР // Труды палеонтологического института. Т СШ, 1964. 225 с.
4. Изох Н.Г., Попов Б.М., Соболев Е.С., Щербаненко Т.А. Новые данные по биостратиграфии среднего девона Салаира, Юго-Западная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция, № 2 (30), 2022. С. 3–15.
5. Поленова Е.Н. Остракоды верхней части живетского яруса Русской платформы // Микрофауна СССР. Сборник V, 1952. С. 65–156
6. Попов Б.М. Биостратиграфические данные по остракодам из опорных разрезов среднего и верхнего девона окраин Кузнецкого бассейна (юго-восток Западной Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, № 2 (38). С. 3–15.
7. Ржонницкая М. А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, Т. 1, 1968. 287 с.
8. Халфин Л.Л. Брахиоподы среднего девона с. Лебедянского Анжеро-Судженского района // Известия Томского индустриального института, т. 54, вып.1, 1937. С. 85–148.
9. Middle-Upper Devonian and Lower Carboniferous biostratigraphy of the Kuznetsk Basin / N. K. Bakharev, N. G. Izokh, O. T. Obut, J. A. Talent (eds) // Field Excursion Guidebook. Intern. conf. «Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous», Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2011. 98 p.
10. Yolkin E. A., Gratsianova R. T., Izokh N. G., Yazikov A. Y., Bakharev N. K., Alekseeva R. E., Erina M. V., Kim A. I., and Shishkina G. R. Devonian standart boundaries within the shelf belt of the Siberian Old Continent (southern part of western Siberia, Mongolia, Russian Far East) and in the South Tien Shan // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Bd 225, 2000. P. 303–318.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ ГОРЫ КУШТАУ

Н.С. Сагдеева

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа,
e-mail: sag-nyrija@mail.ru*

Гора Куштау является одной из четырех, в настоящее время трех, одиночных гор «Шиханов», расположенных цепочкой вдоль р. Белой, вблизи города Стерлитамак. Шихан Куштау, имеет двухвершинную, вытянутую в меридиональном направлении, форму, неравномерно покрытую растительностью - южный склон горы хорошо обнажен, северный интенсивно залесен. Массив сложен породами возраста нижнепермского периода, предположительно ассельского, сакмарского и артинского ярусов [4].

Шиханы доступны для изучения, хорошо обнажены и содержат в породах большое количество хорошо сохранившихся различных организмов. Первые упоминания о шиханах отмечаются в XVIII в., в рукописях И.И. Лепёхина. Первые детальные исследования начались в XIX в. Р.Мурчисоном и Е.Вайонелем. По их представлениям одиночное положение шиханов среди выположенной долины, обусловлено антиклинальной складкой, осложненной разломами [2]. Первая геологическая карта, отражающая строение гор выполнена в 1853 г., согласно сведениям, приведенных в трудах Раузер-Черноусовой [3]. В дальнейшем шиханы привлекали внимание многочисленных исследователей-натуралистов, палеонтологов и геологов.

Детальные сведения о строении, составе, возрасте и происхождении одного из массивов получены в результате разведки и заложения карьера для нужд содово-цементного комбината на месте одного из шиханов - горы Шахтау. Определение фузулинид в ходе разведочных работ позволило уточнить ассельский и сакмарский возрастной стратиграфический ярус, и, в комплексе со сведениями о строении массива, создать геологическую карту и серию профилей. Полная характеристика фактического материала и геологического строения массива Шахтау отражена в трудах И.К. Королук [2]. В данной работе обоснован рифогенный, осложненный тектоническими и денудационными процессами генезис массива [2]. Карьер многократно посещался и посещается в настоящее время палеонтологами для сбора сравнительного материала и литологами для изучения коллекторских свойств карбонатов. Результаты работ исследователей на карьере нашли отражение в многочисленных монографиях и статьях [1,2,3,4].

Изучение кернового материала, полученного в результате поисково-оценочного бурения горного массива Куштау организацией АО «Сырьевая компания» позволило выделить различные литотипы карбонатных пород.

В настоящей работе приводятся описание основных литотипов и вторичных изменений известняков по результатам изучения керна 10 скважин, глубиной от 130 до 250 м. Признаками выделения литотипов являются состав и соотношение преобладающих фаунистических остатков.

Породы массива Куштау сложены в основном биогермными известняками, образованными каркасными организмами, сочетающимися с различными детритовыми разностями.

Порядок литотипов приводится согласно убыванию частоты встречаемости.

Фораминиферовый известняк. Наиболее распространенный тип породы массива. Серый, тонкозернистый известняк, более чем на 80 % состоящий из скопления раковин фораминифер отряда Fusulinida. Также отмечаются «переходные» формы породы – фораминиферово-тубифитовые или фораминиферово-криноидные, со значительно меньшим процентным содержанием фораминифер в породе – от 20 до 50 %. Раковины цельные, плотно сцементированные мелкозернистым карбонатом, реже мелким детритом.

Порода не пористая, редко встречаются пористые прослои, за счет разрушения цемента или массового разрушения раковин. В небольшом количестве наблюдается детрит – обломки мшанок, члеников криноидей или раковин мелких брахиопод. В основном наблюдается массивность фораминиферовых известняков, редко отмечается четко субвертикально-наклонное залегание.

Наблюдается частое чередование непрерывных прослоев литотипа мощностью от 20 см до 1,5 м.

Тубифитовый («водорослевый») известняк. Являются одними из распространенных пород массива. Серый, мелкозернистый, массивный известняк, до 85% состоящий из реликтов мелких трубочек организмов проблематичного генезиса, ранее относимых к сине-зеленым водорослям. Согласно трудам отечественных исследователей определены как *Shamovella Rauser-Chernoussova*, и в трудах предшественников в основном отмечаются как «шамовелловые известняки», а согласно определениям зарубежных исполнителей известня как *Tubiphytes Maslov* или *Nigriporella Rigby* и отмечаются в литературе как «тубифитовые известняки». Реликты организмов сцементированы мелкозернистым карбонатом. Содержание цемента по соотношению с органическими компонентами варьирует от 20 до 40 %. Периодически среди реликтов организмов наблюдается детрит – редкие раковины фораминифер, обломки члеников криноидей.

Наблюдается частое чередование непрерывных прослоев литотипа мощностью до 2,0 м.

Палеоаплизиновый известняк. Серый, тонкозернистый известняк, содержащий обрывки пластообразных палеоаплизин, субвертикального, преимущественно наклонного залегания. Выделяются две разности палеоаплизиновых пластин – палеоаплизиново-детритовые и палеоаплизиново-инкрустационные [2].

Палеоаплизиново-детритовые известняки слагаются многочисленными обрывками палеоаплизиновых пластин, и обломками другой разнообразной фауны, такой как брахиоподы и криноидеи. Органические остатки сцементированы тонкозернистым, серым цементом. Мощность прослоев до 4,0 м.

Палеоаплизиново-инкрустационная разность известняка сложена до 90% перемешанными обломками инкрустированных пластин палеоаплизин, достигающими в толщине до 2,0 см. Сцементированы органические остатки редким, серым, тонкозернистым карбонатом.

Мощность прослоев до 0,3 м.

Криноидно-брахиоподовый известняк. Серый, тонкозернистый известняк, до 50% состоящий из обломков члеников криноидей и раковин брахиопод, редко раковин фораминифер. Залегание прослоев субвертикальное. Мощность прослоев от 0,3 до 2,0 м.

Мшанковый известняк. Небольшие, четко очерченные прослои темно-серого, почти черного, субвертикально слоистого известняка, массово содержащего обрывки колонии мшанок. Местами колонии мшанок имеют инкрустационные корочки. Прослои данного литотипа имеют мощность от 0,1 до 0,2 м, отмечаются прерывистым характером залегания. Так, например, в интервале протяженностью 6,0 м, пятнообразные, субвертикальные прослои выделяемого литотипа прерывисто, отмечаются среди светло-серого, тонкозернистого детритового известняка.

Коралловый известняк. Светло-серый, мелкозернистый детритово-фораминиферовый известняк, содержащий редкие, крупные реликты одиночных и колониальных четырехлучевых кораллов. Реликты колониальных кораллов, судя по однородному, тонкозернистому карбонату, цементирующего кораллы, залегают в основном в прижизненном положении, одиночные же, судя по соотношению положения реликта и фораминиферо-карбонатного цемента - снесены в пределах бассейна осадконакопления в результате активной гидродинамики. Мощность колоний от 5 до 20 см.

Мелкобиокластовый известняк. Серый, тонкозернистый известняк, где более 50 % массы составляет карбонатный цемент. Детрит представлен мелкими обломками различным сочетанием всех вышеперечисленных видов фауны. Прослои данного литотипа отмечаются не часто, обычно они сопутствуют палеоаплизиновому или мшанковому литотипу, и имеют непрерывную мощность до 1,0 м.

Вторичные изменения пород массива Куштау представлены наличием нептунических даек, трещиноватости и развитием пустотно-порового пространства.

Нептунические дайки – жилообразные тела, состоящие из слоистого и обломочного карбонатного материала, который формировался конседиментационно путем заполнения вертикальных трещин [1]. Стабильно, во всех скважинах, отмечаются дайки субвертикального залегания, заполненные черным карбонатным материалом. Толщина даек варьируется от 3 мм до 40 см. В крупных дайках нередко встречаются угловатые обломки вмещающей карбонатной породы – формирование этого типа связано со смещением крупных блоков известняков. В результате оползаний крупные блоки дробились, формируя брекчию, состоящую из разнообразных по размеру и остроугольных обломков, формировавшихся как результат отслаивания фрагментов по слоистости и трещинам [1].

Периодически наблюдаются вертикальные протяженные, разветвленные трещины открытого типа, толщиной до 2,0 мм, частично заполненные кристалликами кальцита.

Развитие пустотно-порового пространства обусловлено выщелачиванием раковин брахиопод, фораминифер, скелетов кораллов и пластин палеоаплизин. Иногда внутрикоралловые и внутрипалеоаплизиновые пустоты покрыты корочками битума.

Предполагается идентичность стратиграфического расчленения и строения всех четырех Шиханов согласно результатам палеонтологических определений и визуальной однотипности массивов и пород, слагающих их. Анализ кернового материала массива Куштау позволил выделить основные литотипы и ряд вторичных изменений карбонатных пород, слагающих горное поднятие. Полученные сведения позволяют уточнить и детализировать геологическое строение массива Куштау, и в дальнейшем провести корреляцию с другими шиханами для уточнения взаимосвязи четырех шиханов и для уточнения фациальной приуроченности нижнепермских отложений Приуралья.

Список литературы

1. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Нептунические дайки в Стерлитамакских рифовых массивах Южного Приуралья как следы палеосейсмических событий // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 144-147.
2. Королук И.К. Методы и результаты из учения пермского рифогенного массива Шахтау (Башкирское Приуралье). М.: Наука, 1985.
3. Раузер-Черноусова Д.М. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья: на основе изучения фузулинид. М: Изд-во АН СССР, 1950. 109 с.
4. Чувашов Б.И., Пруст Ж-Н., Буассо Т., Веннан Е., Черных В.В. К истории формирования стерлитамакских шиханов (раннепермские рифовые массивы южного Предуралья) // Ежегодник-1995. Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: Уро РАН, 1996.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. А. Темизсой, О.Е. Кочнева

Пермский Государственный Национальный Исследовательский Университет, г. Пермь

e-mail: tavlami1@yandex.ru

Солнечное нефтегазоконденсатное месторождение, находящееся в Теплоовско-Токаревской зоне нефтегазонакопления было открыто в 1974 г. Рассматриваемое месторождение относится к Северной бортовой зоне Прикаспийской низменности. Отличительной чертой является развитие соляной тектоники, из-за мощных пластичных соленосных толщ. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента рассчитана для Прикаспийской впадины, по данным региональных сейсмических исследований, магнитотеллурического зондирования - МТЗ и анализа магнитных аномалий и аномалий силы тяжести. На изучаемой территории он погружается с севера на юг от абсолютных отметок -12 000 м до - 14 000 м. Это погружение неравномерное и осложнено системами разломов. Последние непосредственно установлены северо-восточнее по данным региональных сейсмических профилей КМПВ, а в пределах территории намечаются предположительно по закономерной ориентированности соляных куполов [1].

О строении подсолевого структурного этажа можно судить по поведению «P1» отражающего подсолевого горизонта – соответствующего подошве кунгурских отложений (рис. 1).

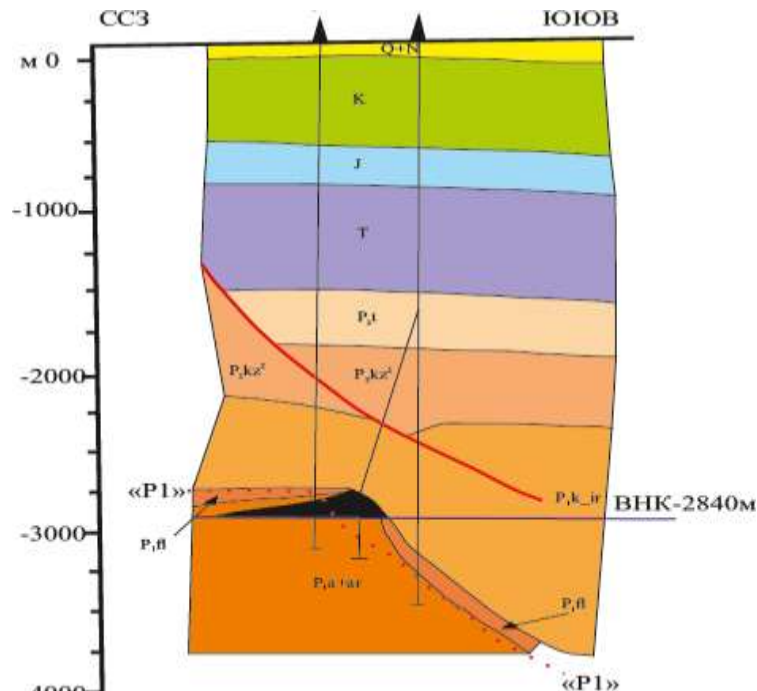


Рис. 1. Поперечный разрез месторождения в северо-восточной части участка [3]

Моноклинальное падение подсолевых пород усложняется системой разломов или флексур, сопряжённых с таковыми в кристаллическом фундаменте.

Анализ геологических и геофизических материалов показывает, что солянокупольный структурный этаж сформировался в результате выведения мощных

пластичных соляных масс из первоначального пластового состояния как в результате подвижек блоков фундамента, так и под действием гравитационных сил.

Рост куполов, образование пликативных и разрывных дислокаций в надсолевых отложениях, происходили в отложениях, в основном, в эпохи перерывов в осадконакоплении. Этот процесс происходил частично и одновременно с накоплением осадков, при вторичном распределении соляных масс [4].

Наличие упомянутых перерывов обуславливает неоднородность всего солянокупольного комплекса и различную степень дислоцированности слагающих его отдельных толщ.

Структуроформирующей основой этого комплекса являются значительные кунгурские пластичные соляные массы, образующие ядра куполов. Мощность соленосной толщи несколько увеличивается по мере погружения вглубь плиты. Так, если вершины соляных штоков почти всех куполов находятся примерно на одном уровне, на отметках порядка -200-600 м, то подсолевое ложе погружается на 1000 м.

Основными тектоническими элементами этого этажа следует считать соляные купола, межкупольные пространства и компенсационные мульды.

Соляные купола со значительной долей условности можно подразделить по генетическим признакам на два типа. Происхождение одних (первичных) связано, главным образом, с глубинными тектоническими явлениями, другие (вторичные) образовались, в основном, под действием гравитационных факторов на более поздних этапах перераспределения соли.

Многие из первичных соляных куполов сопровождаются вторичными, которые возникли на склонах их соляных массивов, и отделяются от них компенсационными мульдами и соляными перешейками.

Залегание покрывающих соль отложений находится в прямой зависимости от строения соляных тел и, в целом, они образуют морфологически единую структуру куполов, большинство из которых имеют неправильную сложную форму. По характеру проявления на доплиоценовой поверхности последние можно подразделить на прорванные, с кунгурскими отложениями в своде, и непрерывные. Верхнепермские образования на сводах отсутствуют. Это свидетельствует о значительном росте куполов в позднепермское время, размыве и погребении их затем под мощными триасовыми осадками и новом формировании в последующие эпохи перерывов. Своды куполов чаще плоские, размеры различные. Крылья сложены отложениями от средней юры до эоцена включительно [2].

Как для прорванных, так и для непрорванных куполов характерны дизъюнктивные нарушения в надсолевых образованиях: главные (основные) и лучевые сбросы, присводовые грабены, а также грабены на склонах. Как правило, последние выполнены эоценовыми отложениями. Так как нарушения затрагивают отложения всего надсолевого комплекса, то образование их, очевидно, связано, в основном, с заключительным этапом роста куполов в преднеогеновое время. Длинные оси структур и большинство нарушений, как правило, вытянуты в направлении, общем с простиранием цепочек куполов.

По периферии ряда первичных куполов располагаются замкнутые, почти округлые компенсационные мульды. Все мульды, сопряженные от примыкающих к ним куполов, отделены сбросами в надсолевых образованиях. Образование их внутри больших соляных массивов связано с вторичным перераспределением соли под действием гравитационных сил в процессе роста куполов в течение мезозоя и, главным образом, палеогена.

Межкупольные пространства представляют собой значительные по размерам погруженные участки, смежные как с ориентированными цепочками, так и с отдельными куполами и синхронные с последними во все периоды их формирования.

Надсолевые отложения в межкупольных пространствах слабо дислоцированы и имеют незначительные углы наклона. Наиболее распространенными элементами локальной тектоники в межкупольных пространствах следует считать перешейки и

мульды. Перешейки приподняты, имеют седловидную форму, соединяют соляные купола. К перешейкам иногда приурочены недоразвитые рудиментарные купола, а также большинство нарушений, затухших в надсолевых отложениях, древнее палеогеновых. Амплитуды сбросов в отложениях триаса и юры 100-300 м, в нижне- и верхнемеловых - не более 100. Мульды межкупольных пространств – глубокие, корытообразные, вытянутые вдоль длинной оси.

Покровный плиоцен-четвертичный структурный этаж залегает с резким угловым несогласием на нижележащих породах и отличается очень слабой дислоцированностью отложений.

Формирование покровного структурного комплекса также связано с развитием в новейшее время крупных неотектонических зон. Развитие их фиксируется значительным смещением с донеогенового до настоящего времени долины р.Урал с запада на восток и древней эрозионности долины, превратившейся теперь в полосу Дюринских разливов, с востока на запад. Этот процесс связан с продолжавшимися в новейшее время подвижками блока кристаллического фундамента, заключенного между упомянутыми центральными полосами разломов [3].

В ходе изучения тектоники Солнечного месторождения выяснили, что отличительной чертой является развитие соляной тектоники, из-за мощных пластичных соленосных толщ. Присутствуют соляные купола, рост которых происходил, в основном, в эпохи перерывов в осадконакоплении. Солнечное нефтегазоконденсатное месторождение расположено в Тепловско-Токаревской зоне нефтегазонакопления, включающей в себя одноименную группу месторождений, приуроченных к верхней части цепочки органогенных рифовых построек московско-артинского бортового уступа.

Ловушки рифовой природы связаны с органогенными постройками артинского возраста, образующими цепочку поднятий вдоль краевой части карбонатного шельфа. Неглубокими пониженными участками барьерный риф разделен на локальные структуры. Пространственное положение бортового уступа контролируется южной границей Карповского выступа фундамента. Цепочка месторождений прослежена на расстояние 85 км при размерах отдельных ловушек 0,5-1,7х2,6-13,0 км [3].

По данным разведочного бурения на месторождении Солнечное продуктивные объекты выявлены в отложениях артинского яруса – это газоконденсатная залежь с нефтяной оторочкой и в филипповском горизонте – газоконденсатная залежь. Сложность геологического строения Солнечного нефтегазоконденсатного месторождения обуславливается несколькими факторами:

1. Приуроченность к бровке палеошельфа;
2. Сложное пустотно-поровое пространство, с рифовым типом ловушки;
3. Вытянутый характер залежи;
4. Наличие мощной соляной покрывки, которая может стать причиной аномально высоких пластовых давлений;
5. Месторождение состоит из двух куполовидных поднятий, которые могли быть приняты за два различных месторождения, не имея они общий ВНК.

Список литературы

1. Куандыков Б.М., Сентгиорги К. и др Нефтегазоносность палеозойской шельфовой окраины севера Прикаспийской впадины. Алматы, 2011. 280 с.
2. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том 3. Нефть и газ, Алматы, 2002 г. 248с.
3. Нефтегазовый комплекс: производство, экономика, управление: Учебник для вузов / Под ред. Ю.Н. Линника., В.Я. Афанасьева. М.: Экономика, 2017. 234 с.
4. Абилхасимов Х.Б. О новых перспективах нефтегазоносности глубокозалегающих объектов палеозойских отложений прикаспийского бассейна. Астана, 2016. 38 с.

ИХНОФОССИЛИИ ИЗ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

В. А. Терехова

Геологический институт РАН, г. Москва

e-mail: terekhova@ginras.ru

Первое появление биотурбации ознаменовало начало переходного этапа эволюции, во время которого древнейшая биосфера, принципиально отличающаяся от современной, трансформировалась в биосферу фанерозойского типа, и датируется поздним вендом – ранним кембрием, в начале которого произошел “кембрийский взрыв”. Известно, что первые ископаемые следы появились еще в докембрии и впоследствии достигли своего

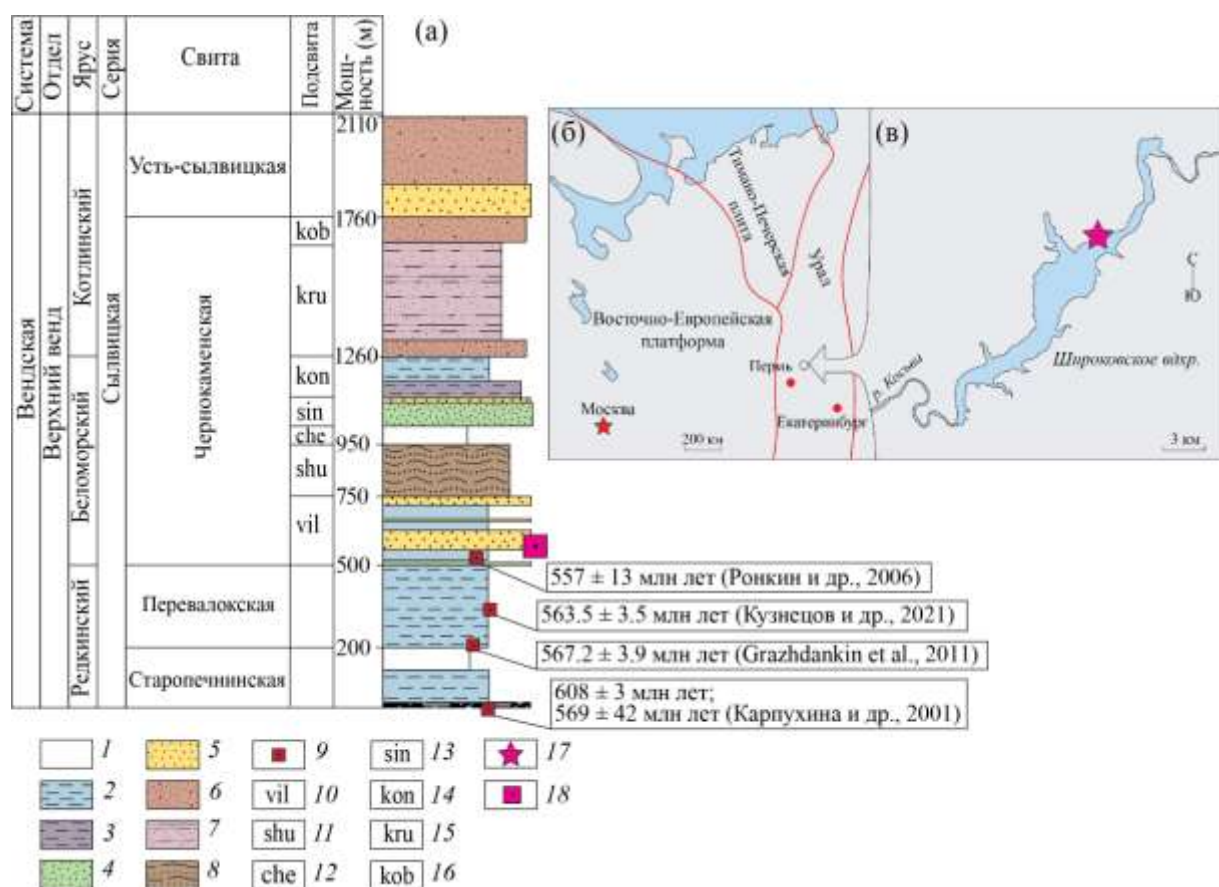


Рис. 1. а – сводный разрез сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала по [2]; б, в – географические карты расположения местонахождения остатков ихнофоссилий на восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы – р. Косьва, Широковское вдхр (Пермский край). Условные обозначения: 1 – тонкослоистые алевролиты; 2 – чередующиеся аргиллиты и алевролиты; 3 – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; 4 – переслаивающиеся песчаники и аргиллиты; 5 – переслаивающиеся песчаники; 6 – косослоистые песчаники и алевролиты; 7 – чередующиеся аргиллиты и алевролиты; 8 – ровно- и волнистослоистые песчаники и алевролиты; 9 – стратиграфическое положение пеплов и их U–Pb-возраст; 10 – вилухинская подсвита; 11 – шурышская подсвита; 12 – черемуховская подсвита; 13 – синекаменная подсвита; 14 – коноваловская подсвита; 15 – крутихинская подсвита; 16 – кобылоостровская подсвита; 17 – местонахождение Паршенский залив; 18 – фоссилиеносный уровень.

максимального разнообразия в фанерозое. Необходимость изучения переходного этапа заставляет обратиться к наиболее представительным разрезам верхнего венда на Среднем Урале. Здесь в разрезах выделяется сыльвицкая серия, в отложениях которой был обнаружен богатый комплекс ихнофоссилий.

В настоящей работе приведены первые результаты изучения остатков ископаемых следов, обнаруженных в вилухинской подсвите чернокаменной свиты сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала (рис. 1). Ихнофоссилии встречаются на поверхностях напластования песчаников, аргиллитов и алевролитов вместе с остатками организмов эдиакарского типа: *Palaeopascichnus*, *Cyclomedusa*, *Ediacaria*, *Paliella*, *Charniodiscus*, *Beltanelliformis*. В 2006 г. Ронкиным и др. [3] был получен U–Pb возраст цирконов 557 ± 13 млн лет из прослоев вулканических туфов в основании вилухинской подсвиты чернокаменной свиты. В нижележащей перевалокской свите Гражданкиным и др. [4] и Кузнецовым и др. [1] был

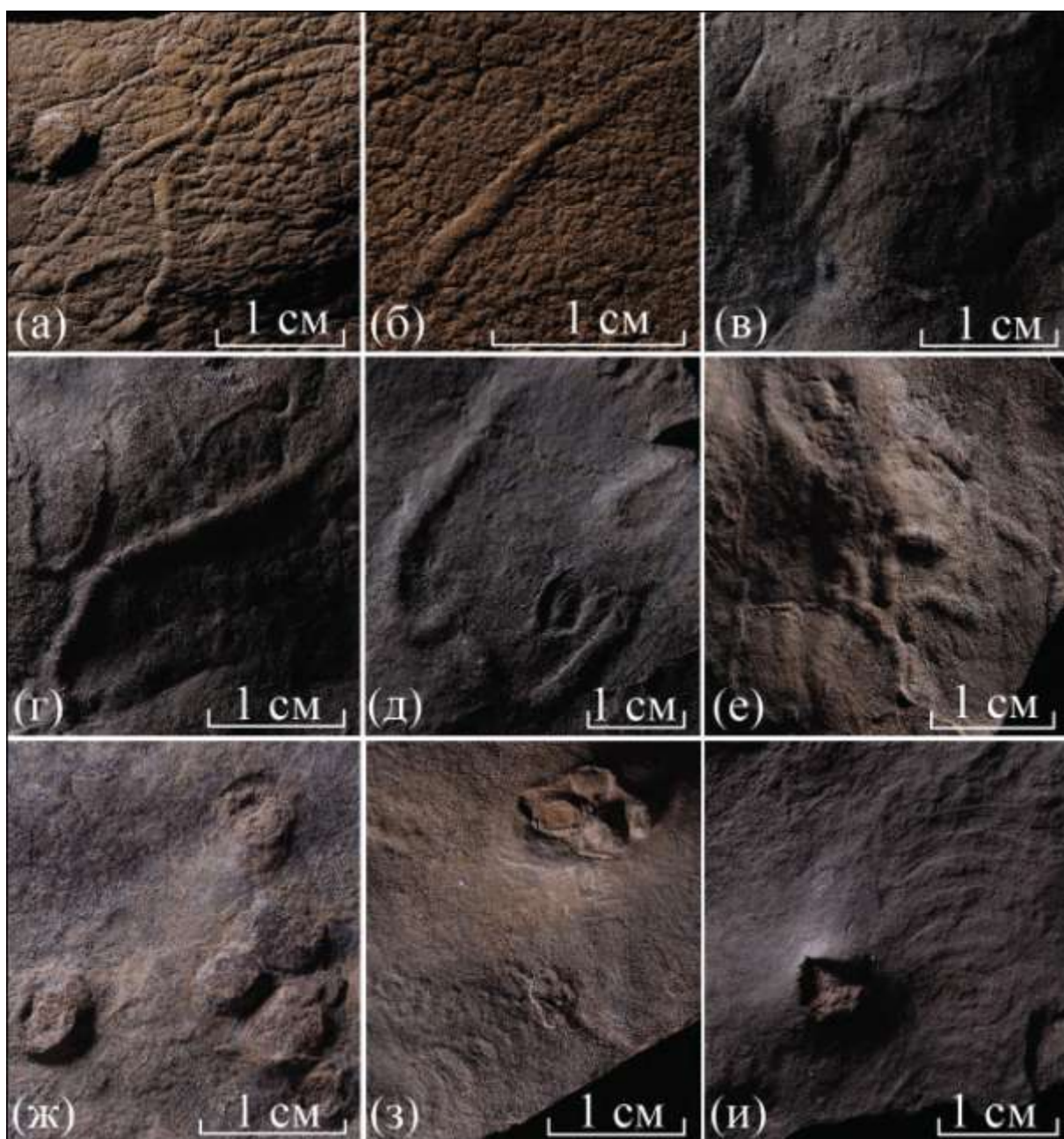


Рис. 2. Представители ископаемых остатков ихнофоссилий из местонахождения Паршенский залив

получен U–Pb возраст цирконов 567.2 ± 3.9 млн лет и 563.5 ± 3.5 млн лет соответственно. Совокупность литологических типов осадочных пород и их текстурный облик позволяют интерпретировать условия осадконакопления фоссиленосных уровней вилухинской подсвиты чернокаменной свиты сыльвицкой серии как мелководные продельтовые и крайнемелководные приливно-отливные, что подтверждается наличием арумбериеморфных микробиаально-индуцированных осадочных текстур, слепков трещин высыхания, слепков многочисленных каналов и промоин, биоламинитовой слоистости и псевдоморфоз кристаллов соли [1].

Ихнофоссилии представлены двумя разновидностями горизонтальных ходов (рис. 2а–е) и вертикальными норками (рис. 2ж–и). Горизонтальные ходы могут накладываться друг на друга, отмечены плавные изгибы и прямолинейные участки. Сlepки могут быть узкими, выпуклыми, плоскими или вогнутыми. Вертикальные норки на поверхностях напластования представлены в основании округлыми слепками и могут располагаться как на удалении друг от друга (расстояние от 2-3 мм до 10-15 мм), так и соприкасаться или накладываться (частично) друг на друга. Внутри породы норки имеют цилиндрическую форму с менисковым заполнением. Исходя из имеющихся данных об абсолютном возрасте вулканических цирконов из перевалокской и чернокаменной свит, обнаруженные ихнофоссилии могут быть самими древними в Евразии, что, в свою очередь, может привести к пересмотру понимания темпов эволюции Metazoa на рубеже докембрия-кембрия.

Исследования проведены при финансовой поддержке грантов РФФ, № 21-77-10106 и Президента РФ, № МК-3137.2021.1.5.

Список литературы

1. Десяткин В.Д., Колесников А.В., Римский А.А., Сысоева А.О., Терехова В.А., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Латышева И.В., Романюк Т.В., Федонкин М.А. Палеопасцхины из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // Докл. АН, 2021. Т. №2. С. 138-143.
2. Маслов А.В., Поковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты. ЛИТОСФЕРА, 2018, том 18, №4, с. 520-542.
3. Ронкин Ю. Л., Гражданкин Д. В. и др. U–Pb (SHRIMP-II)- возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН, 2006. Т. 411, №3. С. 354–359.
4. Grazhdankin, D. V., Marusin, V. V., et al. Kotlin Regional Stage in the South Urals. // Dokl. Earth Sc. 2011. №440(1). p. 1222–1226.

ПАЛЕОПОЧВЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО ПРИКАМЬЯ

А.Ф. Фасхиева

Казанский федеральный университет, г. Казань

e-mail: af.faskhieva@mail.ru

Разрез казанского яруса у д. Сентяк расположен в Елабужском районе Татарстана на склонах правого берега р. Кама, 0,5–2,0 км выше по течению от с. Покровское (55°42'06.7"С, 51°44'08.2"В) и является опорным разрезом для Нижнего Прикамья [3, 11]. Нижняя часть разреза в составе байтуганских и нижней части камышлинских слоев представлена морскими фациями, верхняя часть нижеказанских и все верхнеказанские отложения представлены красноцветными породами, содержащими неморскую фауну [3, 11]. Данный разрез хорошо изучен палеонтологическими [11], литологическими [2] и геохимическими [3] методами, однако палеопочвы в нем не были описаны до настоящего времени.

Целью данной работы является идентификация палеопочвенных профилей в казанских отложениях, их палеоклиматическая и палеоладошафтная интерпретация.

Характер залегания, структурно-текстурные признаки, степень вторичных изменений исследуемых пород изучались полевыми методами. Выявление и документация палеопочвенных профилей проводилось с помощью методики, изложенной в работе [12], классификация палеопочв проводилась по схеме Mack et al. [6].

Лабораторные исследования включали определение карбонатности и нерастворимого остатка, оптическую микроскопию палеопочв, карбонатных нодулей, а также песчано-пылеватой фракции палеопочв, рентгено-флуоресцентный анализ (РФА), рентгено-фазовый анализ илистой фракции палеопочв, гранулометрический анализ. Расчет геохимических модулей с целью генетической интерпретации палеопочв выполнялся по методике, изложенной в работах [10, 13, 14]. Детальное описание методики лабораторных исследований приведено в работах [1, 7].

Вмещающими породами для палеопочв являются красно-бурые алевролиты, глинистые алевролиты и алевропесчаники. На основе особенностей строения было выделено три типа палеопочв в разрезе:

Тип 1: плитчатые алевропелиты, алевролиты и алевропесчаники; мелкие плоские нодули рассеяны по профилю; редкие следы корней; почвенные горизонты не выделяются; нет сликенсаидов; глеевые пятна редкие или отсутствуют (рис. 1).

Строение этого почвенного профиля составное, две слабо развитые почвы разделены непедогенным осадком и, в целом, здесь скорость осадконакопления была выше скорости педогенеза, сохранилась слоистость пород.

Степень выветрелости обломочного материала (CIA) по всему профилю высокая, ее вариации соответствуют фазам накопления осадков, которые фиксируются изменением отношения Ti/Zr и изменениями гранулометрического состава по профилю (рис. 1). Минимум CIA и максимум $\sum \text{bases}/\text{Al}$ фиксируются в непедогенном голубовато-сером алевролите (горизонт D) и отражают высокую пылеватость и низкую глинистость этого слоя (рис. 1).

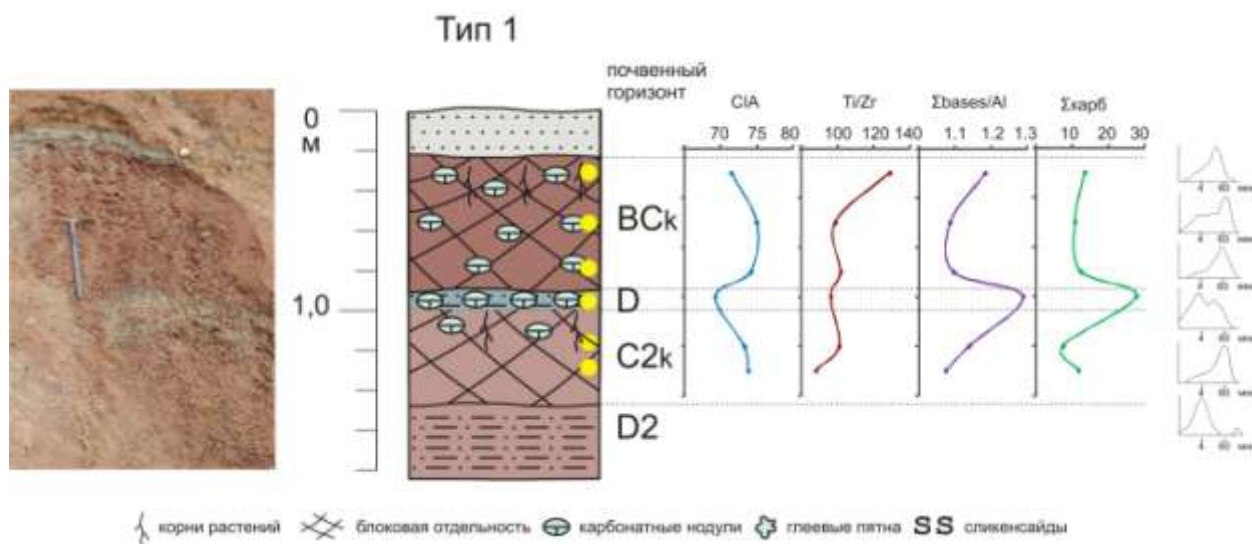


Рис. 1. Строение, вертикальный геохимический профиль и гистограммы гранулометрического состава почвенного профиля типа 1, разрез Сентяк, верхнеказанский подъярус. Желтые точки показывают уровни отбора проб

Тип 2: массивные вмещающие алевропелиты, алевролиты и алевропесчаники с угловатыми почвенными блоками; отчетливые почвенные горизонты с калькретом (Bk) в верхней части; частые следы корней; сликенсайды в глинистых почвах; глеевые пятна в алевропесчаных почвах; слившиеся нодулы уменьшаются в размере и становятся рассеянными вниз по профилю (рис. 2).

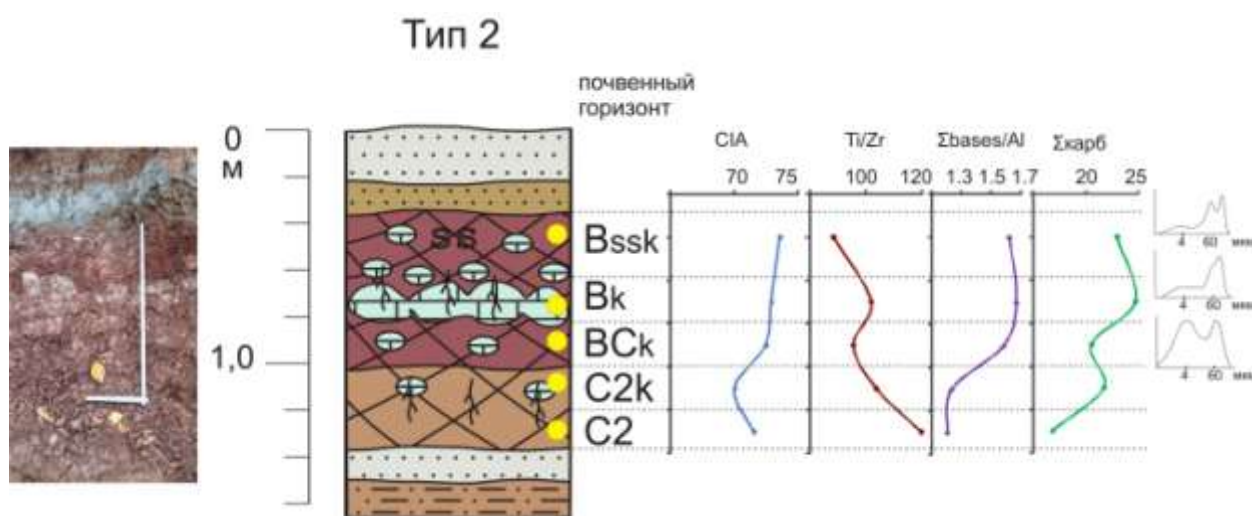


Рис. 2. Строение, вертикальный геохимический профиль и гистограммы гранулометрического состава почвенного профиля типа 2, разрез Сентяк, нижнеказанский подъярус. Условные обозначения см. на рис. 1.

Строение этого почвенного профиля кумулятивное, в нижней части залегает незрелая почва, здесь скорость осадконакопления была выше скорости педогенеза, в верхней части медленное накопление осадков сопровождалось активным педогенезом, сформировалась зрелая почва с ясно различимыми генетическими горизонтами и калькретом в средней части.

Степень выветрелости обломочного материала (CIA) увеличивается вверх по профилю, что отражает степень влияния педогенеза в верхней части (рис. 2), т.к.

гранулометрический состав здесь более грубый. Изменения отношения Ti/Zr и $\Sigma bases/Al$ фиксируют две фазы осадконакопления (рис. 2).

Тип 3: массивные алевролиты и алевропесчаники с угловатыми почвенными блоками; почвенные горизонты неясные или отсутствуют; следы корней обычны в верхней части профиля; средние нодулы уменьшаются в размере и становятся рассеянными вниз по профилю; глеевые пятна встречаются редко. Палеопочвы типа 3 перекрываются волнистослоистыми озерно-болотными известняками с фауной остракод и почвенной трансформацией (рис. 3). Отпечатки корней часто имеют субгоризонтальную ориентацию.

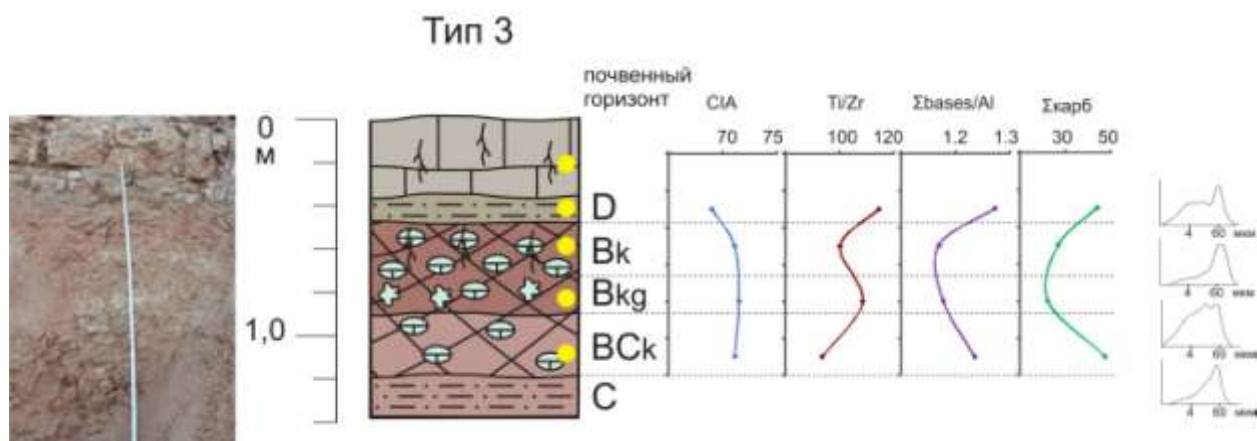


Рис. 3. Строение, вертикальный геохимический профиль и гistogramмы гранулометрического состава почвенного профиля типа 3, разрез Сентяк, верхнеказанский подъярус. Условные обозначения см. на рис. 1.

Строение этого почвенного профиля кумулятивное, снизу вверх происходило замедление скорости осадконакопления при увеличении скорости педогенеза, которая была недостаточной для формирования зрелой почвы.

Степень выветрелости обломочного материала (CIA) остается почти одинаковой по всему профилю (рис. 3), степень влияния педогенеза, скорее всего, минимальна. Изменения отношения Ti/Zr и $\Sigma bases/Al$ фиксируют две фазы осадконакопления (рис. 3).

Мощности палеопочв всех типов составляют от 0,6 до 1,0 м, верхние горизонты палеопочв эродированы. Палеопочвы типа 1 преобладают в разрезе, и они очень схожи с породами, содержащими непедогенные нодулы.

По гранулометрическому составу большинство исследуемых палеопочв и осадочных пород относятся к алевритам и песчаным алевритам по классификации Folk [5], доля глинистых частиц, как правило, не превышает 12 %. Микротекстура внутрипочвенной массы во всех типах почв массивная и пятнистая, обломочные зерна кварца и чешуйки слюды рассеяны в пылевато-глинистой массе, что может свидетельствовать о перемешивании осадков корневой системой растений. В палеопочве типа 2 встречаются мелкие округлые охристые стяжения и минерализованные фрагменты корней растений. Карбонатные нодулы во всех типах палеопочв состоят из кальцимикрита, имеют гранулярную структуру с развитием вторичного кальцита между гранулами.

Карбонатность палеопочв изменяется от 8 до 30 %, в среднем составляет 15-17 %. Минералогический состав обломочной компоненты представлен кварцем и кремнистыми породами, редкими зернами рудных минералов и слюдами (до 1-3 %). Илистая фракция представлена хлоритом, мусковитом, смектитом, каолинитом, кварцем и альбитом. Аналогичный минеральный состав характерен и для пород, не несущих следов педогенеза. Геохимические исследования палеопочв и непедогенных пород показали сходство их химического состава, в частности, степени выветрелости, которая варьирует в пределах

70-75 % в обоих типах пород. Это может свидетельствовать о едином источнике сноса обломочного материала, а также о минимальном влиянии процессов педогенеза на минеральный и химический состав пород. Все изученные обломочные породы являются переотложенными, что подтверждается диаграммой CaO-Na₂O-K₂O, по Bhatia [4], где большинство точек химического состава попадают в поле рециклизованных пород.

На основе данных химического анализа силикокластики почвенных горизонтов ВSk было определено среднегодовое количество осадков по геохимическим индикаторам. Использовался индикатор $\Sigma \text{bases}/\text{Al}$ ($\Sigma \text{bases}/\text{Al} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3$) [13], применяемый к карбонатным палеопочвам. Среднегодовое количество осадков для палеопочв типа 1 составило 704 мм/год, типа 2 – 639 мм/год, типа 3 – 716 мм/год.

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Тонкозернистые породы, вмещающие палеопочвы, интерпретируются как флювиальные осадки, главным образом, пойменных фаций. Алеврито-песчаный матрикс палеопочв и низкая выраженность глеевых признаков свидетельствует о хорошей проницаемости и автоморфном характере палеопочв. Такие условия могли существовать на приподнятых участках пойменных равнин, заливаемых только во время сильных паводков. Широкое развитие карбонатных нодулей во всех типах палеопочв указывает на сезонный полуаридный/субгумидный климат. Присутствие каолинита в илистой фракции палеопочв казанского яруса разреза Сентяк может указывать на более влажный климат в казанское время по сравнению с уржумским, изученным ранее по палеопочвам уржумского яруса опорных разрезов Татарстана [1, 7–9]. Оценка среднегодового количества осадков по геохимическим индикаторам палеопочв показала значения 639-716 мм/год, что также свидетельствует о субгумидном климате.

2. Палеопочвы типа 2 являются наиболее зрелыми и встречаются только в нижнеказанских отложениях. Они классифицируются как кальцисоли [6] благодаря хорошо выраженному горизонту Вk (калькрету).

3. Палеопочвы типа 3 менее зрелые и классифицируются как (аргиллик) кальцисоли [6], так как ведущим признаком является присутствие карбонатных нодулей.

4. Палеопочвы типа 1 незрелые и классифицируются как протосоли [6] несмотря на присутствие карбонатных нодулей.

5. Небольшая мощность почвенных профилей (< 1 м) и их низкая степень зрелости в верхнеказанских отложениях указывают на то, что скорость седиментации превышала скорость педогенеза и формирующиеся почвы размывались и перекрывались новыми осадками.

Список литературы

1. Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки, Т. 158, кн. 4. 2016. С. 548–568.
2. Сементовский Ю.В. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Казань: Тат. кн. изд-во, 1973. 256 с.
3. Силантьев В.В., Жарков И.Я., Сунгатуллин Р.Х., Хасанов Р.Р. Международный симпозиум «Верхнепермские стратотипы Поволжья». Путеводитель геологической экскурсии. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1998. 79 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology, V. 91 (6), 1983. P. 611–627.
5. Folk R.L. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Tex.: Hemphill Publ. Comp, 1980. 184 p.
6. Mack G.H., James W.C., Monger H.C. Classification of paleosols // Geol. Soc. Am. Bull., V. 105, 1993. P. 129–136.

7. Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Eskin A.A., Kropotova T.V. Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // *Palaeoworld*, V. 29, 2020. P. 405–425.
8. Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red paleosols in the key sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga region and their paleoclimatic significance // *Paleontological Journal*, V. 49 (10), 2015. P. 1150–1159.
9. Mouraviev F.A., Silantiev V.V., Gareev B.I., Batalin G.A., Vybornova I.B. Paleosols from the Urzhumian (Middle Permian) reference section, Kazan Volga region, Russia // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, V.18, Is.1.1, 2018. P. 387–394.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, V. 299, 1982. P. 715–717.
11. Nurgaliev D.K., Silantiev V.V., Nikolaeva S.V. (Eds.) Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Kazan Univ. Press, 2015. 208 p.
12. Retallack G.J. Paleosols and Applications. In: Reinhardt J., Sigleo W.R. Field recognition of paleosols // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, Art. 216, 1988. P. 1–21.
13. Sheldon N., Retallack G., Tanaka S. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon // *Journal of Geology*, V. 110, 2002. P. 687–696.
14. Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Science Reviews*, V. 95, 2009. P. 1–52.

ПАЛЕОПОЧВЫ УРЖУМСКОГО ЯРУСА РАЗРЕЗА ГРЕБЕНИ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Э.Р. Шарафутдинова

Казанский федеральный университет, г. Казань,

e-mail: miirasharafutdinova@yandex.ru

Разрез Гребени расположен на правом берегу Волги, в 400 м южнее одноименной деревни и в 30 км южнее Казани, и представляет собой свежую выемку под строительство федеральной трассы М12 и мостового перехода через Волгу (координаты 55°34'18" С 48°58' 19" В). Ранее для наблюдения была доступна только нижняя, береговая, часть разреза мощностью около 45 м, включающая верхнюю часть казанских и нижнюю часть уржумских отложений пермской системы [1]. Верхняя часть разреза, вскрытая выемкой, представлена континентальными красноцветными отложениями уржумского яруса мощностью 50 м. В нижней части залегают розовато-серые известняки и мергели с небольшими прослоями красно-бурых алевролитов, в верхней части появляются прослойки зеленовато-бурых песчаников и глин. Палеопочвенные профили, представляющие собой ценный архив палеоклиматической информации, в этой части разреза не были описаны ранее, поэтому данное исследование является актуальным.

Характер строения, педогенные признаки, степень зрелости исследуемых палеопочв изучались полевыми методами. Выявление и документация палеопочвенных профилей проводилось с помощью методики, изложенной в работе [8], классификация палеопочв проводилась по схеме Mask et al. [3].

Лабораторные исследования включали определение карбонатности и нерастворимого остатка, оптическую микроскопию палеопочв, карбонатных нодулей, а также песчано-пылеватой фракции палеопочв, рентгено-флуоресцентный анализ (РФА), рентгено-фазовый анализ илистой фракции палеопочв, гранулометрический анализ. Расчет геохимических модулей с целью генетической интерпретации палеопочв выполнялся по методике, изложенной в работах [6, 9, 10]. Детальное описание методики лабораторных исследований приведено в работах [2, 5].

В процессе полевых работ было выявлено два уровня развития палеопочв разного строения и степени зрелости. Нижний палеопочвенный профиль мощностью около 1 м залегает между известняками серыми и голубовато-серыми с корневыми ходами и волнистой слоистостью. Почвовмещающими породами здесь являются красно-коричневые и малиновые глины, которые содержат несколько прослоев крупных карбонатных нодулей размером до 15-20 см (рис. 1). Глины имеют массивную текстуру, разбиты на субтреугольные блоки со сликенсаидами (зеркалами скольжения) на их поверхности, в верхней части несут небольшие голубовато-серые глеевые пятна. Карбонатные нодули характеризуются неправильной формой и бугристой поверхностью, содержат тонкие (до 1-2 мм) корневые ходы и примазки вмещающих глин. Согласно классификации Mask et al. [6], эта палеопочва относится к вертик кальцисолям, так как главным ее признаком является присутствие карбонатных нодулей. Степень зрелости этой палеопочвы интерпретируется как умеренно развитая по степени развития карбонатных нодулей.

Степень выветрелости обломочного материала (CIA) по всему профилю высокая (рис. 1), в верхней части гранулометрический состав более грубый, что выражается в уменьшении Al, т.е. природа этого изменения седиментационная, т.к. нечувствительное к выветриванию отношение Ti/Zr здесь заметно ниже, чем в средней и нижней частях.

Строение нижнего почвенного профиля кумулятивное, т.е. процесс осадконакопления проходил в несколько стадий и сопровождался процессом педогенеза, скорость которого была выше скорости накопления осадков.

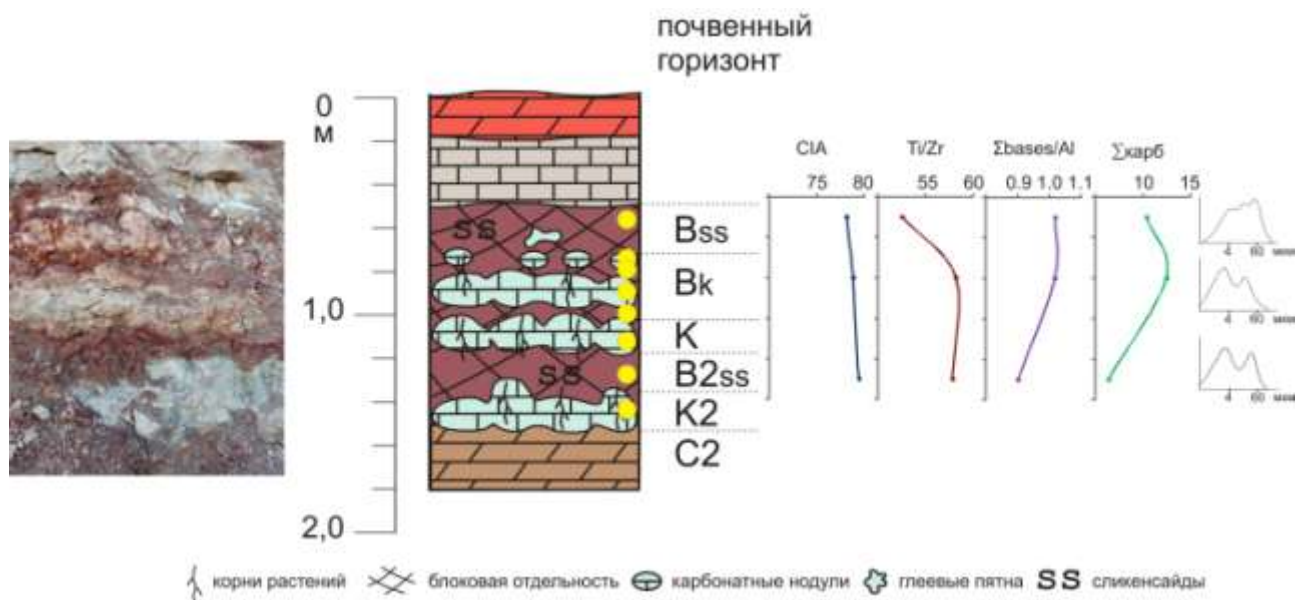


Рис. 1. Строение, вертикальный геохимический профиль и гистограммы гранулометрического состава нижнего почвенного профиля, разрез Гребени, уржумский ярус. Желтые точки показывают уровни отбора проб

Верхний палеопочвенный профиль залегает в 15 м выше по разрезу и имеет мощность 2,2 м. Строение этого профиля составное, он представляет собой 4 самостоятельных почвы, разделенные непедогенными карбонатными осадками, последовательно перекрывающих друг друга (рис. 2). Верхняя палеопочва мощностью около 0,5 м представлена карбонатной мукой с карбонатными нодулями (Bk), которая подстиляется вишнево-красной мелкокомковатой глиной со сликенсаидами и глеевыми пятнами в нижней части (Bss). Ниже залегает мощный ризоидный известняк, пронизанный субвертикальными корневыми ходами диаметром до 5 мм и имеющий характерную вертикальную призматическую отдельность (K2), который залегает на темно-сером волнистослоистом болотном известняке (C2). Третья почва представлена маломощным ризоидным известняком (K3), подстилаемым непедогенным плитчатым мергелем (C3).

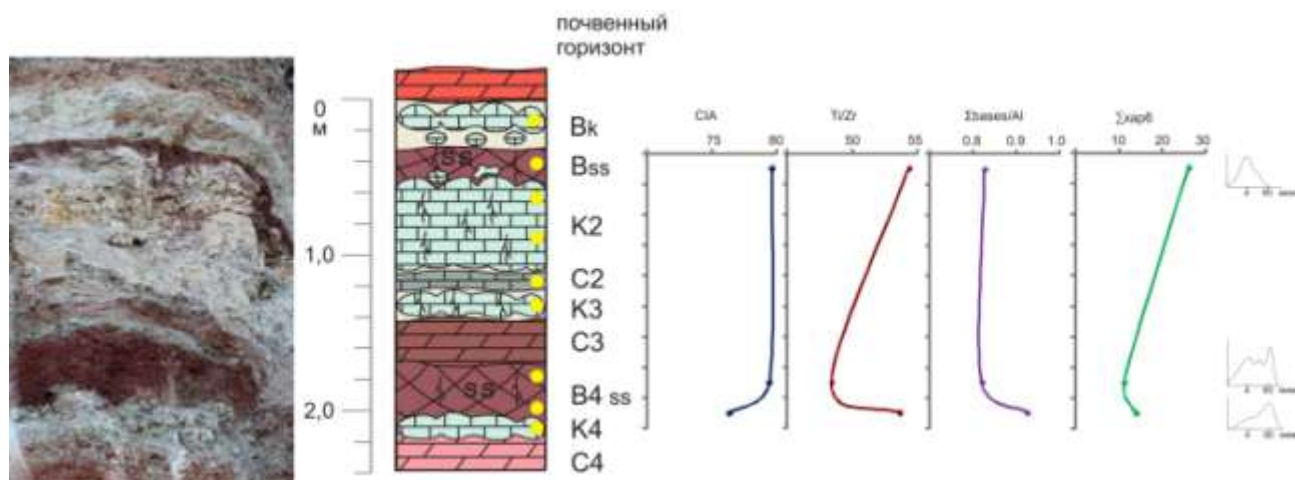


Рис. 2. Строение, вертикальный геохимический профиль и гистограммы гранулометрического состава верхнего почвенного профиля, разрез Гребени, уржумский ярус. Желтые точки показывают уровни отбора проб. Условные обозначения см. на рис. 1.

Нижняя палеопочва мощностью 0,6 м представлена вишнево-красной мелкокомковатой глиной со сликенсайдами и следами корней (B4ss), в нижней части которой залегает нодулярный серый ризоидный известняк (K4). Верхняя палеопочва классифицируется как вертик кальцисоль, нижняя – как вертисоль. Степень зрелости этих палеопочв интерпретируется как сильно развитые по специфической мелкокомковатой и ореховатой структуре глин. Вторая и третья почвы не вписываются в классификацию Mask et al. [6] и представляют собой озерно-болотные почвы, т.е. мелководные карбонатные осадки, сильно переработанные корневой системой.

Степень выветрелости обломочного материала (CIA) по всему профилю высокая, в верхней части гранулометрический состав более тонкий, значения Ti/Zr отражают седиментационную природу накопления глин в нижней и верхней частях (рис. 2).

По гранулометрическому составу почвовмещающие попоры обоих профилей относятся к алевритам и песчанистым алевритам, пылеватая фракция во всех образцах превышает 50 %. Состав илистой фракции обоих профилей схожий, она представлена смектитом, иллитом, хлоритом и кварцем, верхние части профилей характеризуются большей долей смектита.

Процесс осадконакопления верхнего почвенного профиля был неравномерным, стадии быстрого накопления сменялись стадиями медленного накопления, сопровождавшегося педогенезом. В вертикальном строении этого палеопочвенного профиля можно выделить несколько микроритмов: озерно-плайевый (C4-B4), озерно-болотный (C3-C2) и озерно-плайевый (K2-B) ритмы осадконакопления (рис. 2). Известняки K2, K3 и K4 содержат фрагменты раковин остракод, были сильно переработаны корнями во время накопления карбонатного ила как незатвердевшие осадки. В целом вся последовательность этих почв образует педокомплекс, составной почвенный профиль, который был сформирован в период тектонической стабильности территории, во время длительного перерыва в осадконакоплении и поэтому может являться литостратиграфическим маркером при корреляции разрезов.

Исследования опорного разреза уржумского яруса, расположенного в овраге Черемушка [7], в 23 км к северу от разреза Гребени, выявили схожий по строению педокомплекс, залегающий также в верхней части уржумских отложений [4]. Он представляет собой последовательность из 3-4 почв, разделенных в средней части непедогенными слоистыми породами. Геохимические и минералогические исследования обломочных пород обоих педокомплексов показали сходство их химического состава, размеров и степени окатанности зерен, минерального состава илистой и песчано-пылевой фракций. Стратиграфическое положение и уникальность в разрезе уржумского яруса этих педокомплексов позволяет проводить их прямую корреляцию.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. В верхней части разреза Гребени выявлено два профиля палеопочв, развитых на красноцветных алевропелитах. Педогенные признаки (сликенсайды, карбонатные нодули, глеевые пятна) исследуемых палеопочв свидетельствуют о теплом переменном-влажном климате, характерном для субтропиков.

2. Почвовмещающими породами в обоих случаях являются алевритовые глины аллювиального/плайевого генезиса, залегающие среди озерных и озерно-болотных мергелей и известняков, по которым реконструируются обстановки озерно-аллювиальной равнины.

3. Оба почвенных профиля в целом классифицируются как вертик кальцисоли благодаря развитию сликенсайдов на поверхностях почвенных блоков и присутствию карбонатных нодулей.

4. Верхний палеопочвенный профиль является составным, состоит из четырех самостоятельных палеопочв высокой степени зрелости, имеет мощность 2,2 м и содержит прослой непедогенных мергелей и известняков, т.е. представляет собой педокомплекс,

который формировался во время длительного перерыва в осадконакоплении и режима тектонической стабильности территории.

5. Стратиграфическое положение в разрезе уржумского яруса, сходство строения, минералогического и химического состава этого педокомплекса с педокомплексом опорного разреза оврага Черемушка позволяет проводить их прямую корреляцию и использовать их в качестве литостратиграфического маркера.

Список литературы

1. Геологические памятники природы Республики Татарстан / Под ред. И.А. Ларочкиной. Казань: Аварель-Арт, 2007. 296 с.

2. Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кротова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки, Т. 158, кн. 4. 2016. С. 548–568.

3. Mack G.H., James W.C., Monger H.C. Classification of paleosols // Geol. Soc. Am. Bull., V. 105, 1993. P. 129–136.

4. Mouraviev F.A., Silantiev V.V., Gareev B.I., Batalin G.A., Vybornova I.B. Paleosols from the Urzhumian (Middle Permian) reference section, Kazan Volga region, Russia // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM, V.18, Is.1.1, 2018. P. 387–394.

5. Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Eskin A.A., Kropotova T.V. Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // Palaeoworld, V. 29, 2020. P. 405–425.

6. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, V. 299, 1982. P. 715–717.

7. Nurgaliev D.K., Silantiev V.V., Nikolaeva S.V. (Eds.) Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Kazan Univ. Press, 2015. 208 p.

8. Retallack G.J. Paleosols and Applications. In: Reinhardt J., Sigleo W.R. Field recognition of paleosols // Geol. Soc. Am. Spec. Pap., Art. 216, 1988. P. 1–21.

9. Sheldon N., Retallack G., Tanaka S. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon // Journal of Geology, V. 110, 2002. P. 687–696.

10. Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Reviews, V. 95, 2009. P. 1–52.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭОГНАТИД В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРАЖСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

А.Р. Шарипова

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа

e-mail: lar862010@mail.ru

Эогнатиды – это семейство конодонтов, включающие роды *Eognathodus*, *Pseudogondwania* и *Gondvania*. Морфологические изменения эогнатид такие как форма базальной полости и ее расположение, наличие сулкуса важны при построении эволюционной линии. Интервал распространения эогнатид включает зоны *irregularis*, *profunda*, *pireneae* стандартной конодонтовой шкалы (рис. 1).

На западном склоне Южного Урала конодонты пражского яруса (куламатский, тютюленьские горизонты) хорошо изучены в разрезе Миндигулово (правый берег р. Белой). Выделенный комплекс конодонтов здесь представлен видами родов *Icriodus*, *Eognathodus*, *Pelekysgnathus*, *Pedavis*, *Pseudogondwania*, *Gondvania*, *Polygnathus*. Эогнатиды в разрезе включают виды *Gondvania irregularis*, *Pseudogondvania kindlei*, *Gondwania profunda*, *Eognathodus secus*, *Eognathodus zeravshanicus*. На их долю приходится около 30% от общего количества конодонтов. Морфометрические изменения эогнатид выражаются в изменении характера сулкуса и расположения базальной полости, подробнее о которых будет написано ниже.

Самый ранний таксон в линии эогнатид *Gondvania irregularis* Druce (= *Eognathodus irregularis* = *Eognathodus sulcatus* eta морфотип) (рис.1, фиг.1). В разрезе Миндигулово они составляют около 50% от общего количества эогнатид. Для Ра–элемента *Gondvania irregularis* Druce характерна небольшая платформа, орнаментированная трансверсивными (поперечно–зубчатыми или неправильно расположенными) рядами зубчиков, большая, неглубокая базальная полость, которая открыта до конца в задней части. Существует предположение, согласно которой, *G.irregularis* Druce произошли от *Masaraella pandora* alpha морфотип [4, 5]. Вид *G.irregularis* имеет важное стратиграфическое значение. Так у Мерфи он признан в эволюционной линии как показатель нижней границы пражского яруса Распространение *G. irregularis* зона *irregularis* (нижняя часть пражского яруса).

Используя имеющийся фактический материал, также как и в разрезах Мерфи, по разрезу Миндигулово мы можем выделить несколько морфотипов *Gondvania irregularis*.

1 – У *Gondvania irregularis* Druce eta морфотип (рис.1., фиг. 2а) зубчики на гребне соединены в широкие поперечные ряды (ряды имеют форму «прямоугольника»).

2 – Для *Gondvania irregularis* zeta морфотип (рис.1, фиг. 2б) характерно иррегулярное расположение зубчиков

3 – *Gondvania irregularis* theta морфотип (рис.1, фиг. 2в) характеризуется крупными, широкими зубчиками, в верхней половине гребня появляется небольшая неглубокая борозда.

Правжский		Верхний	Ярус
Нижний		piteneae	Отдел
Куламатский		profunda	Конодонтовые зоны [Беккер, 2016]
irregularis			Горизонты [Страт.схемы... 1993]
Шерлубайский			
Лохковский	Верхний		
gilberti			
Конодонты			
Masaraella pandorra 1	Gondwania irregularis 2, 2a, 2b	Gondwania profunda 3, 4	Eognathodus zeraevshanicus 7
		Eognathodus secus 5	Eopolygonathus piteneae 8
		Pseudogondwania kindlei 6	

Рис.1. Морфометрические изменения в развитии эогнатид

Условные обозначения. 1– *Masaraella pandora* morphotype alpha (α); 2– *Gondwania irregularis*: 2a – *Gondwania irregularis* morphotype eta (η) , 2б – *Gondwania irregularis* morphotype zeta (ζ) , 2в– *Gondwania irregularis* morphotype theta (θ); 3, 4 – *Gondwania profunda* Bardashev, Weddige & Ziegler; 5– *Eognathodus secus* Philip; 6 – *Pseudogondwania kindlei* Lane & Ormiston; 7 – *Eognathodus zeravshanicus* Bardashev & Ziegler; 8 – *Eopolygnathus pirenea* Boersma.

Для вида *Gondwania profunda* Bardashev, Weddige & Ziegler (рис.1, фиг.3,4) [2] характерна большая платформа, гребень, состоящий из двух разделенных зубчатых или частично зубчатых рядов, базальная полость широкая, открытая до конца, наличие сулкуса (борозды) идущего от переднего конца конодонта до заднего, тонкого свободного листа с крупными зубцами, лопасти в большинстве случаев расположены ближе к задней части. От *Gondwania irregularis* Druce отличается наличием сулкуса. Распространение *G. profunda* зона profunda.

Следующий вид *Pseudogondwania kindlei* Lane & Ormiston (рис.1, фиг. 6) отличается от остальных эогнатид положением базальной полости и ее характеристиками. Базальная полость большая, сужается на одну вторую часть в задней трети платформы. Платформа ограниченная. Свободный лист длинный (может занимать до 1/2 длины конодонта). Следует отметить, что характеристики расположения зубцов на гребне имеют второстепенное значение. Главный признак вида это расположение базальной полости в центральной части. Распространение пражский ярус, зона profunda.

Для вида *Eognathodus secus* Philip (= *Eognathodus jurii* Арекина 1991) (рис.1, фиг.5), [1] характерна широкая платформа, достигающая заднего конца, орнаментированная двумя боковыми рядами беспорядочно расположенных зубцов, могут присутствовать дополнительные зачатки третьего ряда. В эволюционной истории этот вид редко используют. Распространение *E. secus*: верхняя часть зоны irregularis и зона profunda [3].

Таксон *Eognathodus zeravshanicus* Bardashev & Ziegler (рис.1, фиг.7) расположен стратиграфически выше, чем предыдущие виды. Конодонт с узкой платформой, которая не доходит до конца, орнаментирована тремя рядами бугорков. Трoghi отсутствуют. Платформа наиболее широкая в средней части, и постепенно сужается кзади и кпереди, образуя ромбическую форму. Данное описание делает его очень схожим с *Eopolygnathus pirenea* Boersma (= *Polygnathus pirenea*) (рис.1, фиг.8). Отличительной особенностью *Eognathodus zeravshanicus* Bardashev & Ziegler является то, что бугорки свободного листа прикрепляются не к центральному гребню как у *Eopolygnathus. pireneae* Boersma, а к внутреннему ряду бугорков, как бы являясь его продолжением. Распространение *E. zeravshanicus* зона pirenea.

Сделана попытка выявления морфометрических изменений эогнатид в интервале конодонтовых зон *irregularis*, *profunda* и *pirenea* пражского яруса нижнего девона Южно–Уральского разреза Миндигулово. Автор попытался выявить какие признаки эогнатид, можно использовать как важные диагностические признаки при построении эволюционной линии. Наличие сулкуса, уменьшение размеров базальной полости и ее расположение, появление третьего полноценного ряда бугорков являются первостепенными. Характер зубчатости на гребне имеет второстепенное значение. Например, морфотипы *Gondwania irregularis* различающиеся по характеру зубчатости могут появляться на разных стратиграфических уровнях одновременно и при построении эволюционной линии не учитываются.

Список литературы

1. Елкин Е. А., Изох Н. Г., Веддиге К., Ерина М. В., Валензуела–Риос Х. И., Апекина Л. С. Филогения эогнатид и полигнатид из разрезов Китабского государственного геологического

заповедника (Зеравшано–Гиссарская горная область, Узбекистан. Новости палеонтологии и стратиграфии, 2011, вып. 15, с. 37–45.

2. Bardashev I. A., Weddige K., Ziegler W. The Polymorphogenesis of some Early Devonian platform conodonts. *Senckenbergiana Lethaea*, 2002, 82 (2), 375–451.

3. Mawson R. Thoughts on Late Pragian–Emsian polygnathid evolution: documentation and discussion. *In*: H. Szaniawski (ed.), *Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI)*. – *Palaeontologia Polonica* 58, 1998, 201–211.

4. Murphy M.A. and Walliser O.H. Biostratigraphy and evolution of the Ozarkodina remscheidensis –Eognathodus sulcatus lineage. Lower Devonian in Germany and Central Nevada. *Journal of Paleontology*, 1981, 55:747-772.

5. Murphy M. A. Pragian conodont zonal classification in Nevada, western North America. [Zonación de conodontos praguenses en Nevada, oeste de Norteamérica.] *Revista Española de Paleontología*, 20 (2), 2005, 177–206. ISSN 0213–6937.

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УЧАСТКА БАРОБИНСКИЙ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Н.А. Антонишин¹, Г.Ю. Шардакова^{1,2}

¹ *Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

² *Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*

e-mail: antonishin.nikitka@mail.ru

Определение условий образования и преобразования магматических пород (Р, Т, состав флюидной фазы) могут служить косвенными критериями для определения их возможной рудоносности. Для реконструкции этих параметров используют расчеты, основанные на параметрах химического состава минералов. Это так называемые геотермобарометры. Применяя некоторые из них, авторы постарались оценить условия образования магматических пород, участка Баробинский (Сев. Казахстан). В ходе совместных работ по договору с ОАО «Shagala Mining» нами были отобраны образцы керна из скв. 2, произведено первичное минералого-петрографическое описание пород, определен состав минералов из них, позволяющих оценить Р-Т-условия образования.

Все анализы выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Содержания главных компонентов измерялись на спектрометрах СРМ-18 и EDX-900 HS. Fe₂O₃, Na₂O определялись рентгеноспектральным флюоресцентным методом, FeO, Na₂O, П.П.П. — методом “мокрой” химии (аналитик Н.П. Горбунова). Химический состав минералов определялся с помощью электронного микроанализатора Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6; установки для напыления углеродного и металлического покрытий Q150TES фирмы Quorum Technologies: количественное определение (с содержанием от 0,01 до 100 мас.%) элементов до U, в том числе легких - O, F, Be и др. в пробах с локальностью до 1 мкм.

Участок работ расположен в Аккольском районе Акмолинской области (Республика Казахстан), в 6 км к югу от г. Степногорска. В тектоническом отношении он относится к восточной части Степнякского сегмента (по [1, 3]), в котором представлены блоки докембрийских образований, нижнепалеозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы, средне-верхнепалеозойские основные, средние и кислые плутогенные породы; в мезозое-кайнозое формировался осадочный чехол. Подробно строение этого сегмента описано в работах [1, 2]. Здесь имеется много каледонских интрузий, с которыми связаны золоторудное и медно-порфиоровые руды (в том числе известное месторождение золота – Аксу). Ряд габбро-гранитоидных и гранитных массивов объединены в крыккудукский комплекс, который завершает раннепалеозойскую историю Степнякского сегмента. Отнесение пород участка Баробинский к данному комплексу пока не вполне обосновано.

В скв. 2 (гл. 95.5 м) наблюдаются габбро, диориты и кварцсодержащие диориты. Контакты между разностями нечёткие. Габбро имеет цветовой индекс 50-70, слабо гнейсовидную, пятнистую текстуру, средне-мелкозернистую габбровую структуру. Иногда встречаются включения цветных минералов в более крупном плагиоклазе (монцонитовый облик). Минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, акцессории — апатит, сфен (лейкоксен), эпидот, циркон. Рудная ассоциация – рутил, титаномагнетит. Вторичные изменения — слабая хлоритизация амфибола и биотита, серицитизация плагиоклаза. Вдоль тектонических трещин усиливаются изменения (серицит+карбонат+хлорит+альбит). В единичном случае замечен калиевый полевой шпат.

Диориты имеют слабо гнейсовидную текстуру, неравномернозернистую (до порфирированной) средне-мелкозернистую структуру, состоят из плагиоклаза (An₂₅₋₄₂), роговой обманки, биотита (немного), акцессории – апатит, сфен, эпидот, циркон. Рудная ассоциация и вторичные изменения такие же, как и в габбро.

Кварцевые диориты имеют текстуру массивную или слабо гнейсовидную, такситовую. Их структура неравнозернистая (0.5-4 мм), до порфирированной (фенокристы – амфибол, плагиоклаз). Породы состоят из тех же минералов, что и диориты, но еще содержат 10 и более % кварца. Акцессории – апатит, эпидот, сфен, циркон. Ядра фенокристов плагиоклаза сильно изменены, развита ассоциация серицит+альбит+эпидот±карбонат, встречаются тонкие альбитовые каймы. Роговая обманка желтовато-зеленоватая, иногда замещается биотитом. По биотиту часто развит светло-зеленый хлорит. Породы обогащены сфеном, образующим зерна неправильной формы или ограненные кристаллы; имеются неправильные выделения рутила.

Скорректировав петрографические определения с данными химического состава, согласно современной классификации магматических пород, отметим, что образования из скв. 2 отвечают монцогаббро, габбро-диоритам, диоритам, кварцевым диоритам.

Главный фемический минерал этих типов пород – роговая обманка. Её присутствие указывает на высокую насыщенность расплава, из которого кристаллизуются породы, водой. По данным микрозондового анализа, амфибол из скв. 2 соответствует кальциевым разновидностям; преимущественно это эдениты, по [7]. Некоторые зерна явно более поздние, метаморфические, их составы попадают в поля магнезиальных роговых обманок.

Для определения давления при образовании (или метаморфизме?) пород мы использовали соотношения Al/Si в роговых обманках и сосуществующих с ними плагиоклазах, по [4]. Состав плагиоклазов предварительно оценивался оптическими методами, уточнен по данным микрозондового анализа. Результаты расчетов по методике Г.Б.Ферштатера почти совпали с таковыми по геобарометру Al в амфиболе [6] и составили P= 2,5-3,5 кбар, что отвечает глубинам от 7.5 до 10.5 км, то есть абиссальным условиям. Температура, рассчитанная по геотермометру [8], составила 620-700°C. Согласно данным Э.М. Спиридонова, в Степнякском сегменте с габброидами и диоритами абиссальной фации могут быть связаны месторождения или рудопроявления золота, ассоциирующие с галенитом и теллуридами [3].

Косвенным показателем возможного типа оруденения, связанного с магматическими породами, могут служить уровни содержания галогенов (F, Cl, S) в апатитах [5]. По нашим предварительным данным, интервалы их содержаний в апатитах из пород скв. 2 следующие (мас. %): F – 1, 7-3, Cl – 0,18-0,5, SO₃ – 0,15-0,6. По соотношениям этих трех компонентов породы участка Баробинский более близки к диоритоидам медно-порфириковых месторождений. Данный тип оруденения тоже встречается в Степнякском сегменте.

Более полное представление о генезисе и рудоносности магматических пород данного участка сможет дать последующее изучение их геохимических особенностей, возраста и состава субстрата.

Исследования выполнены частично в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590029-6. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

Список литературы

1. Дегтярев К.Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Дис... доктора геол.-мин. наук. М: ГИН, 2010. 323 с.

2. Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1988. 168 с.
3. Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений, 2005, Т. 37, № 3. С. 179-207.
4. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия, 1990, № 3. С. 328-335.
5. Холоднов В. В., Бушляков И. Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2002. 392 с.
6. Hollister L.S. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner., 1987, V. 1, №72. P. 231-239.
7. Leake B.E. et al Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist, 1997, V. 35. P. 219-246.
8. Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contrib. Mineral. Petrol., 1984, V. 86, № 2. P. 189-199.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛОМИТОВ НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ МИНЬЯРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (Д. ТОЛПАРОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Р. Р. Ахмедова, С. В. Мичурин, А. М. Карамова, Г. М. Казбулатова

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа
e-mail: delmukhametovar@mail.ru*

Литологическое и изотопно-геохимическое изучение отложений нижней подсвиты миньярской свиты, вскрывающихся в обнажениях на р. Зилим в 1,5–2 км южнее д. Толпарово и на р. Мал. Толпар в 2,5 км от устья, проведено ранее [1]. В изученных разрезах преобладают две разновидности карбонатных пород — доломиты строматолитовые с прослоями мелкообломочных онколитов и доломиты тонкоплитчатые с ламинарной горизонтальной слоистостью, представляющие собой, вероятнее всего, пластовые строматолиты.

В настоящем сообщении приводятся результаты рентгенографических исследований доломитов из этих разрезов. С точки зрения кристаллохимии, эти породы представляют собой хороший объект для изучения, поскольку являются практически мономинеральными, что исключает наложение других отражений при рентгенофазовом анализе. Цель изучения — определить кристаллохимические особенности доломитов, что может быть использовано при дальнейших генетических построениях.

Анализ проводился на дифрактометре ДРОН-4 (аналитик Г.С. Ситдикова) в порошковых пробах навеской 0,5–1 г. Съёмка выполнялась в $Cu K_{\alpha}$ излучении в области брэгговских углов 2Θ 4–60° с шагом 0,02° и временем счета, равным 10 с. По результатам дифрактометрии определены параметры элементарной ячейки доломитов a и c , минералогический состав пород, а также так называемый [2] коэффициент упорядочения структуры K , представляющий собой отношение интенсивностей субструктурных рефлексов $I_{01.5}/I_{11.0}$. Химический состав доломитов определяли по валовым пробам спектральным атомно-эмиссионным методом с индуктивно-связанной плазмой (метод ИСП-АЭС) на спектрометре ICPRE-9000 в ЦКД КМТНХ Института нефтехимпереработки (Уфа). Содержания FeO в доломитах определяли по валовым пробам объемным бихроматным титриметрическим методом.

Согласно выполненным ранее петрографическим наблюдениям [1], строматолитовые доломиты в районе д. Толпарово представляют собой микро-, тонко- и мелкозернистые породы, массивные, спаритовые, перекристаллизованные. Ячейки строматолита залечены микро- и тонкокристаллическим карбонатом (размер зерен 0,03–0,05 до 0,1 мм), а их перегородки сложены мелкозернистым карбонатом (размер зерен 0,1–0,12 мм). Доломиты плотноупакованные. Цемент карбонатный, порово-пленочный. Зерна конформные, иногда инкорпорационные. Породы секут разнонаправленные трещины, залеченные тонкозернистым кальцитом.

По нашим данным, в минералогическом составе пород ($n=15$) преобладает доломит (94–98%). Во всех пробах отмечается незначительная примесь кварца (0,2–3,3%), кальцита (0,2–0,9%), хлорита (0,4–0,8%), слюд (0,5–1,1%), альбита (0,6–0,9%), КПШ (0,2–1,1%). Общее содержание силикокластической примеси варьирует от 1,7 до 5,7%, в среднем равно 3,2%.

Количество MnO в породах составляет 63–268 г/т, а содержания Sr варьируют от 29 до 117 г/т. MnO имеет наибольший положительный коэффициент корреляции (0,55) с доломитом. Содержания FeO в породах сравнительно низкие, они колеблются от 0,07 до 0,42 мас. % (среднее 0,19 мас. %). Содержания FeO с содержаниями доломита имеют слабый отрицательный коэффициент корреляции (–0,24) и обнаруживают значимую положительную связь ($K_{\text{корр}}=0,54$) только с количеством в породах силикокластической

примеси. Двухвалентное железо, по-видимому, связано в породах, главным образом, со слюдами и хлоритом, а доломиты являются маложелезистыми с содержаниями FeO менее 0,1–0,2 мас. %. С этим выводом согласуются и данные проведенных рентгенографических исследований. Значения межплоскостного расстояния $d_{303\cdot12}$ в изученных доломитах составляют в среднем 0,962 и на графике зависимости $d_{303\cdot12}$ – FeO [2] их фигуративные точки группируются в области околонулевых содержаний FeO.

В миньарских доломитах (табл.) по сравнению со стехиометрическими фиксируются несколько повышенные параметры кристаллической решетки ($a_{\text{среднее}}=4,8107$ Å, $c_{\text{среднее}}=16,0215$ Å) и несколько пониженные значения коэффициента K (среднее 0,75). В стехиометрических доломитах размеры элементарной ячейки, как правило, меньше – параметр a обычно находится в пределах 4,803–4,807 Å, параметр c – 15,984–16,006 Å [4], а значения отношения $I_{01.5}/I_{11.0}$ близки к 1 [3]. Между параметрами кристаллической решетки и значениями $I_{01.5}/I_{11.0}$ устанавливается значимая ($K_{\text{корр}}=-0,71; -0,56$) обратная связь (рис.), т.е. по мере увеличения размеров элементарной ячейки (параметры a и c) доломитов в них наблюдается уменьшение значений коэффициента K .

Таблица 1.

Параметры элементарной ячейки a и c , значения коэффициента K ($I_{01.5}/I_{11.0}$) и расчетное количество избыточного CaCO_3 в доломитах нижней подсвиты миньарской свиты в районе д. Толпарово

№ образца	a , Å	c , Å	$I_{01.5}/I_{11.0}$	CaCO_3 , мол. %
Б45	4,811 6	16,025 4	0,73	2,24
Б47	4,811 1	16,023 6	0,65	2,73
Б48	4,811 2	16,025 6	0,70	2,44
Б49	–	–	0,73	2,19
Б50	4,810 6	16,019 9	0,68	2,52
Б51	–	–	0,68	2,55
Б52	4,810 4	16,017 1	0,83	1,56
Б53	–	–	0,90	1,07
Б57	–	–	0,68	2,57
Б58	4,810 1	16,015 4	0,98	0,55
Б59	4,810 0	16,018 9	0,74	2,16
Б60	4,811 0	16,023 9	0,76	2,02
Б63	–	–	0,69	2,46
Б70	–	–	0,73	2,19
Б71	4,810 3	16,023 4	0,76	2,02

Известно [2, 6], что неупорядоченное замещение магния в структуре доломита другими катионами (Fe, Ca, Mn, Zn) приводит к значительным искажениям кристаллической решетки, что выражается на дифрактограммах снижением интенсивности и диффузности рефлексов. При этом замещение Mg^{2+} катионами Fe^{2+} или

избыточного Ca^{2+} вызывает один и тот же эффект ослабления субструктурного рефлекса $I_{01.5}/I_{11.0}$ [2]. Поскольку в изученных доломитах содержания FeO и MnO низкие, изменение их кристаллохимических характеристик может быть связано с возможным присутствием избыточного Ca^{2+} . Проведенные расчеты с использованием эмпирической зависимости между значениями коэффициента K и содержанием избыточного CaCO_3 в доломитах [2] показывают, что в доломитах миньярской свиты в районе д. Толпарово количество избыточного CaCO_3 может составлять в среднем 2,1 мол. % (см. табл.). Вместе с тем считается [4], что параметры кристаллической решетки не чувствительны при увеличении в доломите содержания избыточного CaCO_3 до 2,5 мол. %.

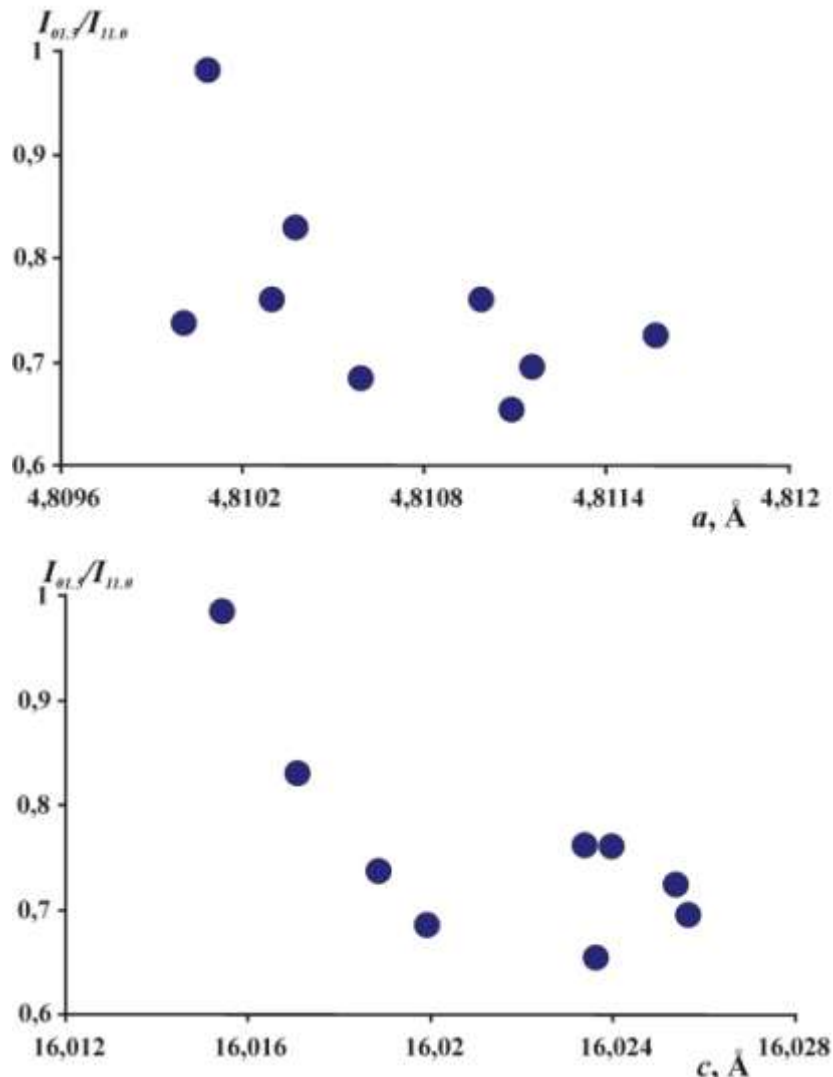


Рис. 1. Зависимость между параметрами кристаллической решетки a , c и коэффициентом упорядочения структуры K ($I_{01.5}/I_{11.0}$) в доломитах нижней подсвиты миньярской свиты в районе д. Толпарово

Полученные нами результаты по миньярским доломитам близки к ранее установленным кристаллохимическим особенностям вмещающих доломитов Саткинского магнетитового месторождения [5]. В последних выявлена слабо проявленная зависимость параметров кристаллической решетки a и c от нестехиометричности доломитов при не явной или отсутствующей связи этих параметров с содержаниями FeO. Допуская обычную интерпретацию установленных связей избыточными концентрациями кальция в решетке доломитов, указанные авторы вместе с тем пришли к выводу о том, что

выявленные закономерности структурного разупорядочения доломитов простым распределением катионов в их структурах трудно объясняются.

Выводы:

1. В доломитах нижней подсвиты миньярской свиты в районе д. Толпарово отмечается незначительная примесь кварца (0,2–3,3%), кальцита (0,2–0,9%), хлорита (0,4–0,8%), слюд (0,5–1,1%), альбита (0,6–0,9%), КПШ (0,2–1,1%). Общее содержание силикокластической примеси в среднем равно 3,2%. Содержания FeO и MnO в породах сравнительно низкие (соответственно, в среднем 0,19 и 0,013 мас. %). Двухвалентное железо, по-видимому, связано в породах, главным образом, со слюдами и хлоритом, а доломиты являются маложелезистыми с содержаниями FeO менее 0,1–0,2 мас. %.

2. В доломитах по сравнению со стехиометрическими фиксируются несколько повышенные параметры кристаллической решетки ($a_{\text{среднее}}=4,8107 \text{ \AA}$, $c_{\text{среднее}}=16,0215 \text{ \AA}$) и несколько пониженные значения коэффициента K (среднее 0,75). Установленные параметры и значения $I_{01.5}/I_{11.0}$ находятся в обратной зависимости. Изменение кристаллохимических характеристик доломитов может быть связано с возможным присутствием в них избыточного CaCO_3 (до 2,7 мол. %).

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Горожанин В.М., Мичурин С.В., Мусина А.М., Захарова А.Г. Литологические и геохимические особенности пород инзерской и миньярской свит верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал) // IV Всероссийская молодёжная геологическая конференция с международным участием «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий», 2016. С. 177–182.
2. Демчук И.Г. Рентгенографическое исследование изоморфизма в доломитах / Известия Академии наук. Серия геологическая. 1992. №10. С. 153–158.
3. Демчук И.Г., Кисин А.Ю. Кристаллохимия доломитов метаморфических и осадочных пород / Ежегодник-1991. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 139. 1992. С. 79.
4. Карбонаты, минералогия и химия: пер. с англ. / Под ред. Р. Дж. Ридера. М.: Мир, 1987. 496 с.
5. Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Маканов С.В., Хиллер В.В., Замятин Д.А. Генетические особенности доломитов Саткинского магнетитового месторождения по данным рентгенографии и микрозондирования / Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013, с. 207–212.
6. Zvir Y., Pimentel C., Pina C.M. The Effect of Stoichiometry, Mg-Ca Distribution, and Iron, Manganese, and Zinc Impurities on the Dolomite Order Degree: A Theoretical Study / Minerals, 2021. 11, 702. <https://doi.org/10.3390/min11070702>.

ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ НЕРСИНСКОГО БАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

Е.А. Васюкова

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
e-mail: lenav@inbox.ru*

На юго-западной окраине Сибирского кратона широко распространены дайки, силлы и штоки габбро-долеритов, традиционно объединяемые в нерсинский комплекс. Наиболее хорошо они изучены в пределах Бирюсинского Присянья (рис. 1) и локализованы в поле распространения палеопротерозойских гранитоидов саянского комплекса, среди терригенно-карбонатной последовательности карагасской серии неопротерозоя и отсутствуют в вышележащей оселковой серии венда [1–3]. Петрохимические характеристики долеритов и структурная позиция подобна дайковым роям комплекса Франклин на севере Канадского щита [4, 5]. Ранние изотопные Ar-Ar исследования нерсинского комплекса показано, что основной этап внедрения отвечал рубежу 741 ± 4 млн лет [4], что действительно очень близко к магматическому событию Франклин [6]. Несколько позднее были получены единичные более молодые датировки – около 610 и 510 млн лет [4], которые хотя и ставят вопрос о возможности разделения нерсинского комплекса, но не противоречат региональным геологическим данным. Однако, недавно по результатам U-Pb датирования бадделеита из долеритов одного из наиболее крупных силлов получен существенно более древний возраст ~ 1.6 млрд лет [7]. Это кардинально меняет построенные реконструкции на основе палеомагнитных данных и сложившиеся представления о геологии Бирюсинского Присянья. Повторить результаты U-Pb датирования не представилось возможным, так как в трех пробах из того же силла ни одного зерна бадделеита выделить не удалось. Однако, исследования Sm/Nd изотопной системы [8] для данного объекта хотя и не дали точного результата, но вполне однозначно указали на отсутствие свидетельств магматического события на уровне 1.6 млрд лет. Полученная цифра – 646 ± 160 млн лет, с малой точностью описывает время внедрения изученного силла и, отчасти, может быть омоложена из-за постмагматических преобразований изотопной системы, однако неопротерозойский возраст нерсинского комплекса является существенно более обоснованным.

На сегодняшний день нами предпринята попытка уточнения вещественных характеристик других магматических тел базитового состава, относимых к нерсинскому комплексу. В том числе были проведены исследования Ar/Ar изотопных систем опробованных объектов.

В ходе полевых работ были опробованы дайки, силлы и штоки вдоль течения р. Малая Бирюса. Вмещающими породами являются осадочные толщи карагасской серии. Интрузии варьируют по мощности от первых до нескольких десятков, доходя до сотни метров. В крупных телах отмечаются отчетливые черты внутренней дифференциации. Как правило, их центральные части представлены полнокристаллическими долеритами и габбро-долеритами, в то время как приконтактные области сложены микродолеритами и криптозернистыми афанитовыми разностями (Гладкочуб и др., 2007). При отборе образцов для геохимических исследований опробовалась центральная часть тела с минимальными при визуальном осмотре изменениями. Вес пробы составлял около 500г. Для проб для изотопных исследований отбиралась объемная проба до 5 кг с минимальными признаками вторичных изменений.

По петрохимическим характеристикам (рис. 1) исследуемые образцы оказались весьма схожи в своём большинстве. По сумме щелочей (3.2-5.3вес.%) и содержанию SiO₂ (45.3-49.7вес.%) породы относятся к полю базальтов, но присутствие титанистого авгита

позволяет отнести их к породам повышенной щёлочности. По соотношению оксидов К и Na их можно отнести к калиево-натровому типу. Также для исследуемых пород характерны умеренные содержания TiO_2 (1,7-2,1%), P_2O_5 (0,17-0,26%), умеренные содержания $Fe_2O_{3\text{сум}}$ (10,9-14,6%) и умеренная до повышенной магнезиальность (39-59). На вариационных диаграммах TiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - SiO_2 явно выделяются образцы 18BP-11, и -17. А образец 18BP-13 отличается низким содержанием CaO (6,58%) и повышенным P_2O_5 (0,6%). В целом образцы ложатся на диаграммы компактным кластером.

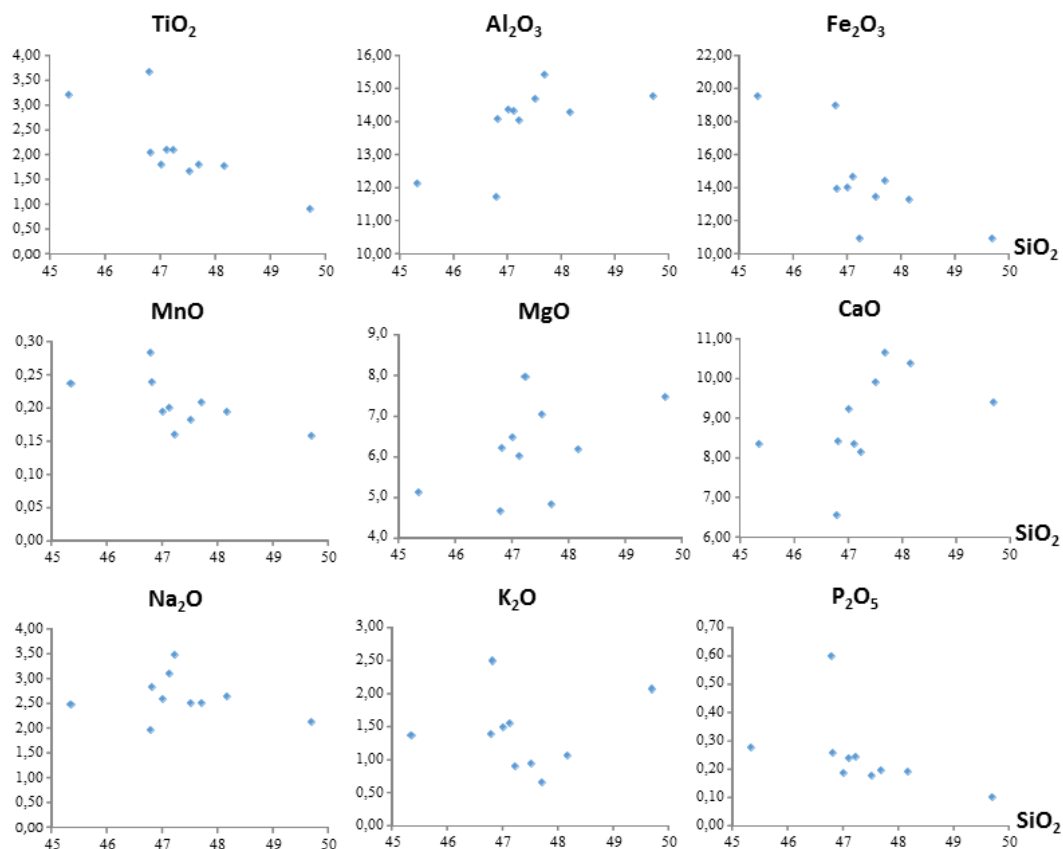


Рис.1. Вариационные диаграммы долеритов, предположительно относимых к нерсинскому комплексу

Содержания редких и редкоземельных элементов были нормированы на PM и вынесены на соответствующие диаграммы (рис.2). Для образцов 18BP-7, -8, -11, -14, -18, -24, -27 графики совпадают как по форме, так и абсолютным содержаниям. Большинство спектров имеют отрицательный уклон, с небольшим расхождением в области LREE ($La/Yb=3,8-7,4$), слабо проявленную Eu аномалию. Образцы 18BP-17 и 18BP-13 совпадают по форме, но характеризуется различными абсолютными содержаниями редкоземельных элементов (самыми низкими из исследованных для первого и самыми высокими для второго).

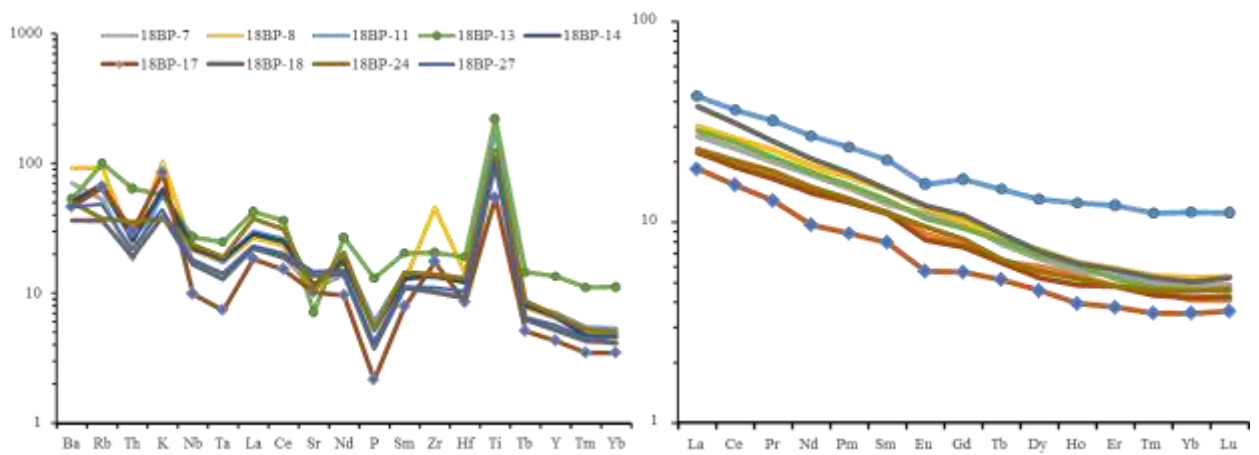


Рис. 2. Мультиэлементные спектры и спектры распределения редких земель пород, относимых к нерсинскому комплексу. Содержания в породах нормированы на содержания в примитивной мантии по [9]

На мультиэлементных диаграммах (рис.2) к общим закономерностям относятся общее повышенное содержания LREE, минимумы по Nb, Ta, P, Sr, максимумы по Ti. Чуть более высокими содержаниями редких элементов, особенно в области HRE, характеризуется образец 18BP-13. В образцах 18BP-17 и 18BP-8 наблюдается максимум по Zr.

Исследование изотопной Ar-Ar системы показало существенный разброс в результатах. На рис.3 представлены частоты встречаемости возрастов, полученных для долеритов комплекса. Можно отметить пик частот встречаемости неопротерозойского возраста и единичные определения мезопротерозойского возраста.

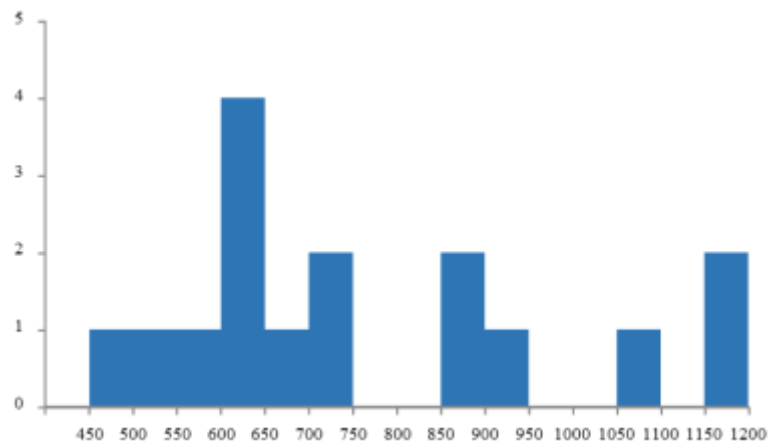


Рис. 3. Частоты встречаемости возрастов, определённых Ar-Ar методом в породах, относимых к нерсинскому комплексу

Основным выводом нашего исследования является необходимость более тщательного доисследования габброидов юго-западной окраины Сибирского кратона, увеличение объёма выборки исследуемых объектов. Исследуемые нами породы, находясь на одной сравнительно небольшой площади и в одной структурной позиции, обладают схожими петрохимическими характеристиками, однако некоторые породы не вписываются в компактный кластер. Одновременно с этим они не могут быть удалены в виду достаточно хорошей сохранности и качественного пробоотбора. Разнообразие в

распределении и содержании редких и редкоземельных элементов свидетельствует о принципиальных отличиях на уровне магматических источников.

Изотопный состав Ar/Ar системы является слишком подвижным вследствие различных причин – постмагматических гидротермальные и метаморфические преобразования, структурные особенности пород с невозможностью выделения мономинеральной фракции. Предполагаем, что выделение нерсинского комплекса возможно на основании вещественного состава вследствие монотонности состава базитов как на вариационных диаграммах, так и на геохимических спектрах распределения.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 21-17-00052.

Список литературы

1. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59–75.

2. Метелкин Д.В., Белонос И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 398–413

3. Метелкин Д. В., Благовидов В. В., Казанский А. Ю. История формирования карагаской серии Бирюсинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №. 8. С. 1114-1133.

4. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precam. Res. 2006. Vol. 147. P. 260– 278.

5. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 66–76.

6. Heaman L. M., LeCheminant A. N., Rainbird R. H. Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia // Earth and Planetary Science Letters. 1992. Т. 109. №. 1-2. С. 117-131.

7. Ernst R. E. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. Т. 9. №. 6. С. 464-469

8. Васюкова Е.А., Метелкин Д.В., Летников Ф.А., Летникова Е.Ф. Новые изотопные ограничения на время формирования долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья // ДАН 2019, том 485, С.594-598.

9. Palme H. et al. Treatise on geochemistry // 2nd ed. 2014. С. 15.

МОРФОЛОГИЯ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА

Р.А. Гатаулин

Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа

e-mail: rusgatln97@gmail.com

Офиолитовые ультрамафиты имеют довольно широкое распространение на Южном Урале. Одним из наиболее хорошо сохранившихся массивов такого типа является Северный Крака, расположенный в Белорецком районе Республики Башкортостан. Это выражено как в рельефе, так и в низком уровне серпентинизации на отдельных участках массива.

Северный Крака представляет собой тело с размерами 15×18 км. Большую часть его площади занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80% оливина, 20–30% энстатита, 5–10% диопсида и 1–5% шпинели. Среди них встречаются участки шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Дунит-гарцбургитовый комплекс близок к периферии массива и распространен довольно неравномерно

Основная часть изученных перидотитов представлена шпинелевыми разновидностями. На отдельных участках массива встречаются шпинель-плагиоклазовые лерцолиты, где акцессорными минералами являются хромшпинелиды и плагиоклаз или его изменённые разновидности [1].

Образцы ультрамафитов были отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, составы шпинели изучены при помощи энергодисперсионного спектрометра. Формулы хромшпинелидов рассчитаны на 4 атома, соотношения железа по валентностям – по стехиометрии.

Большинство образцов ультрамафитов (лерцолиты, перидотиты, дуниты) характеризуются петельчатой структурой, массивной структурой. Образцы в различной степени серпентинизированы. (до 60%).

Значительное количество крупных зёрен породообразующих силикатов демонстрируют признаки деформаций: неоднородное погасание, полосы излома, наличие мелких зёрен пироксенов в оторочке (необласты).

Акцессорная шпинель мантийных ультрамафитов Северного Крака имеет различный облик. Главным образом зёрна шпинели крупного размера обладают ксеноморфным обликом в перидотитах и разной формой (от ксеноморфной до идиоморфной) в дунитах и дунит-гарцбургитах, что характерно для многих массивов мира [3, 2, 4, 6].

Одна из характерных форм шпинели – “лист падуба” (holly-leaf) [5,2] и ответвления – “рыболовные крючки” (fish hooks) [7]. Зёрна хромшпинелидов такого типа демонстрируют округлые границы, имеют ответвления, вклинивающиеся в окружающий силикатный матрикс (рис.1 а,б,в). При этом окружающие зёрна оливина и пироксенов часто имеют неоднородное погасание.

В большом количестве зёрен шпинели присутствуют включения силикатов, обычно округлой формы (рис.1 в,д), что может быть результатом дальнейшего развития отростков шпинели предыдущей морфологической разновидности. В некоторых случаях, напротив, зёрна силикатов содержат включения шпинелидов (рис.1 д,ж).

Для шпинель-плагиоклазовых лерцолитов характерна специфическая форма выделений хромшпинелида червеобразной или другой сложной формы в сростках с плагиоклазом (рис.1г). При этом плагиоклаз демонстрирует различные степени вторичных изменений, вплоть до полной сосюритизации. Зёрна хромшпинелида занимают центральную часть шпинель-плагиоклазовых агрегатов, большинство которых имеют изометричную форму.

В более деплетированных разновидностях ультрамафитов – дунит-гарцбургтах и дунитах появляются изометричные и высокохромистые зёрна шпинели с обликом до идиоморфного (рис.1 ж,з). В дунитах и редковкрапленных хромититах хромшпинелиды образуют цепочечные выделения (рис.1 и).

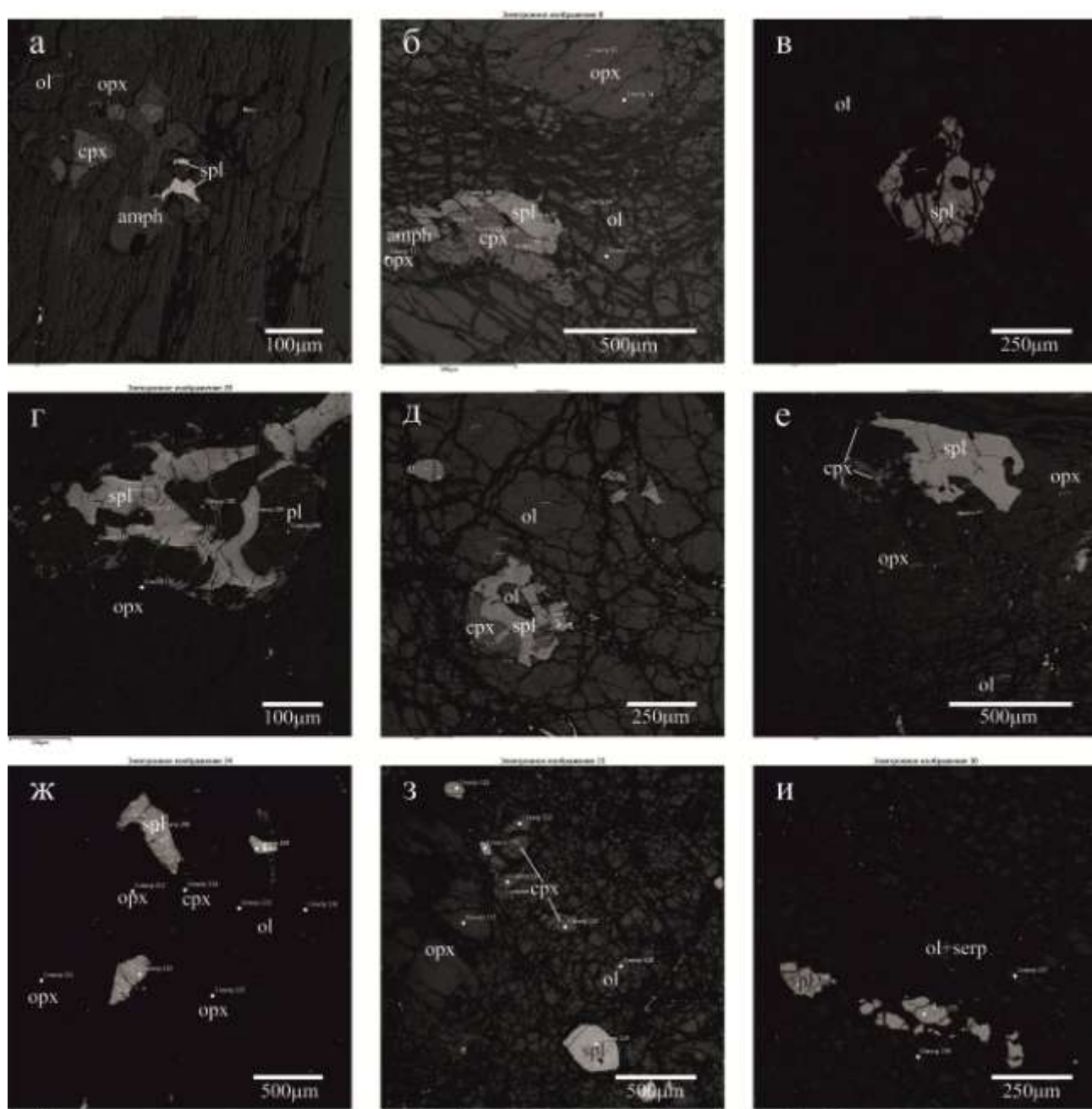


Рис.1. Разнообразие форм крупных зёрен шпинелидов

Прим.: spl – хромшпинелид, ol – оливин, орх – ортопироксен, срх – клинопироксен, амфн – амфибол, серп – серпентин.

Помимо крупных зёрен шпинели в изучаемых ультрамафитах встречается множество микроскопических зёрен (до 50 мкм) как внутри зёрен силикатных минералов, так и на их границах.

Облик микроскопических зёрен шпинели различен. Большинство представлено тонкими ламелями, линзообразными, стержнеподобными выделениями в зёрнах силикатов, в основном в пироксенах (рис.2 а,б,в.). Часть из них обладают формами,

характерными также и для крупных зёрен – крючкообразной либо изометричной (рис.2 б,г,д,е.). Такие зёрна шпинели располагаются у границ зёрен силикатов, либо близко к поверхности. В некоторых случаях мелкие зёрна шпинели располагаются в зонах образования необластов совместно с пироксенами и амфиболом (рис. 2 д). В ортопироксенах, совместно с ламелями хромшпинелидов, часто встречаются ламели диопсида, амфибола.

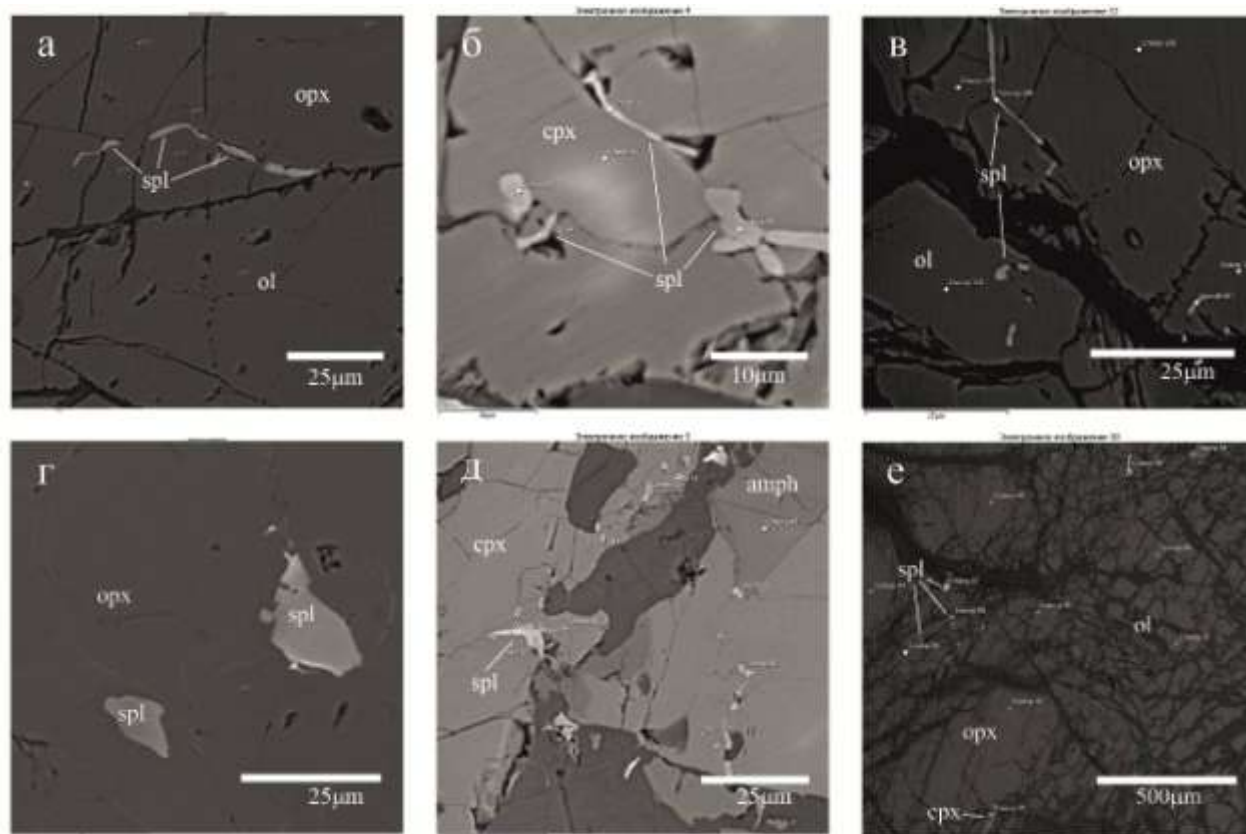


Рис.2. Формы микрозёрен хромшпинелидов.

Прим.: spl – хромшпинелид, ol – оливин, орх – ортопироксен, срх – клинопироксен, amph – амфибол.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить многообразие форм акцессорных шпинелидов в ультрамафитах массива Северный Крак. Учитывая тот факт, что в ультрамафитах повсеместно фиксируются признаки пластических деформаций и рекристаллизации (облачное погасание, кинк-банды, необласты), можно сделать вывод о наличии генетической взаимосвязи между пластической деформацией мантийных пород и изменением формы хромшпинелидов.

Благодарности. Автор благодарит научного руководителя, д.г.-м.н. Савельева Д.Е., за помощь в проведении аналитических исследований и полезные замечания. Работа проведена в рамках выполнения темы Госзадания (№FMRS-2022-0011)

Список литературы

1. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
2. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University. 2012

3. Leblanc M. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Miner. Deposita*. 1980. 15:201–210
4. Matsumoto I, Arai S. Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Mineral Petrol*. 2001. 73:305–323
5. Nielson-Pike JE, Schwarzman E.C. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *J Geol*. 1977. 85:49–61
6. Saveliev, D.E., Shilovskikh, V.V., Makatov, D.K., Gataullin R.A. Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin. *Miner Petrol* 116, 401–427 (2022). <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>
7. Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V.V., Chaplygin I., McCreesh M., Kinnaird J. Bushveld symplectic and sieve textured chromite is a result of coupled dissolution-precipitation: a comparison with xenocrystic chromite reactions in arc basalt. *Contrib Miner Petrol*. 2019. 174:74. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1613-3>

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕФТЕЙ ПЛАСТА Т₁ ПАШКИНСКОГО И ВОСТОЧНО-КЛЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А.П. Данышина, В.А. Харин

ФГБОУ ВО «Оренбургский государственный университет», г. Оренбург

e-mail: nastia090954@gmail.com

Российская Федерация характеризуется большим объемом и разнообразием запасов полезных ископаемых, занимая первое место в мире по данному показателю [4].

По запасам жидких углеводородов Россия занимает шестое место в мире; масштабы и уровень освоенности отечественной сырьевой базы обеспечивает стране третье место в рейтинге стран-производителей и второе – стран-экспортеров [3].

Оренбургская область в отношении нефтегазоносности является немаловажным субъектом РФ, сосредоточившим в своих недрах порядка 1,3 млрд т геологических запасов нефти [3].

Промышленная нефтегазоносность территории приурочена к комплексам нижнепермских, каменноугольных и девонских отложений.

На территории Оренбургской нефтегазоносной области в различных объемах развиты все три отдела карбона. Отложения турнейского яруса палеонтологически обоснованы в достаточной мере и установлены в разном объеме. Отложения турнейского яруса на территории области выражены в мелководной карбонатной фации и представляют собой органогенно-комковатые, детритовые, детритово-комковатые в различной степени перекристаллизованные известняки с прослоями доломитов. Мощность яруса варьируется в пределах от 47 м до 393 м. В северных районах области мощность турнейских отложений возрастает с востока на запад и с севера на юг. В турнейском ярусе выделяют пласты коллекторы Т₁, Т₂, Т₃. Большая часть открытых залежей нефти связаны с пластом Т₁. Продуктивные пласты достаточно распространены. Эффективная мощность пласта Т₁ на ЮСТС (южном склоне Татарского свода, к которому и приурочены рассматриваемые месторождения) изменяется от 14 до 32 м на Шалтинской площади и до 30-41 м на Кирсановской площади, пласт повсеместно перекрыт региональной крышкой, выполненной глинистыми породами. Встречаются прослои глинистых и битуминозно-глинистых карбонатных пород [1].

Характерно широкое разнообразие типов ловушек. Наряду со структурными, образование которых связано с тектоническими процессами, широко развиты ловушки, обязанные своим возникновением процессам и биогермных построек, эрозийных выступов фундамента; ловушки литологически или стратиграфически экранированные; рифовые постройки. Большинство месторождений Оренбургской области относится к комплексным.

В рамках данной статьи рассмотрено 2 месторождения Оренбургской области – Пашкинское и Восточно-Кленовское и проведен сравнительный анализ основных физико-химических свойств их нефтей, отобранных из продуктивного пласта Т₁ турнейского яруса каменноугольной системы. Месторождения приурочены к различным геоструктурным элементам, расположенным в разных административных районах Оренбургской области.

Для анализа используются данные о глубинных и поверхностных пробах нефти в пробуренных интервалах рассматриваемых месторождений.

Пашкинское месторождение в административном плане расположено на территории Северного района Оренбургской области. В тектоническом отношении месторождение принадлежит южному окончанию Южно-Татарского свода и приурочено к Пашкинско-Фоминовскому выступу. С севера Пашкинско-Фоминовский выступ отделяется от Южно-

Татарского свода Туймазино-Бавлинским разломом и сопряженным с ним грабенном, а на юге ограничивается Исайкинско-Алапаевским разломом. Месторождение расположено в Северо-Кинельской зоне нефтегазоносной области Татарского свода [Базаревская В.Г. и др., 2014ф].

На Пашкинском месторождении промышленная нефтеносность установлена в отложениях данково-лебедянского горизонта (пласт D_{ϕ}), заволжского надгоризонта (пласты $Z_{л1}$ и $Z_{л2}$), турнейского яруса (пласт T_1) и бобриковского горизонта (пласт B_2) [Базаревская В.Г. и др., 2014ф].

К отложениям карбона, рассматриваемым в статье, приурочен продуктивный пласт T_1 , выделяемый в верхней части турнейского яруса. Пласт сложен известняками органогенно-сугустково-полидетритовыми. Коллекторы пласта относятся к поровому типу, на отдельных участках определяется трещиноватость. Эффективные нефтенасыщенные толщины пропластков изменяются от 1,2 м до 2,8 м, пористость от 8,8% до 13,4%. Покрышкой служат глинистые разности бобриковских отложений толщиной до 15 м [Базаревская В.Г. и др., 2014ф].

В административном отношении Восточно-Кленовское месторождение расположено на территории Абдулинского района Оренбургской области.

В региональном тектоническом плане по поверхности кристаллического фундамента Восточно-Кленовское месторождение принадлежит южной прибортовой части Серноводско-Абдулинского авлакогена, борт которого контролируется Большекинельским разломом [Сивожелезов Е.В. и др., 2020ф].

Согласно общепринятому нефтегазогеологическому районированию, Восточно-Кленовское месторождение расположено в пределах Северо-Кинельского нефтегазоносного района, входящего в состав нефтегазоносной области Серноводско-Абдулинского прогиба Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [Сивожелезов Е.В. и др., 2020ф].

Промышленная нефтеносность Восточно-Кленовского месторождения связана с карбонатными отложениями турнейского яруса (пласт T_1) нижнего карбона и с карбонатными отложениями фаменского яруса (пласты $D\phi_2^{B2}$, $D\phi_2^{B1}$, $D\phi_2^H$) верхнего девона [Сивожелезов Е.В. и др., 2020ф].

В отложениях турнейского яруса нефтеносным является пласт T_1 . Глубина залегания кровли коллектора пласта T_1 составляет от 1909,4 м до 2029,2 м, а подошвы – от 1916,4 м до 2033,4 м.

Литологически пласт T_1 представлен известняками серыми, микрозернистыми, участками пиритизированными, а также органогенно-детритусовыми, нередко перекристаллизованными, неравномерно глинистыми, местами окремненными, глинистыми, с прослоями известковистых глин. Покрышкой служат аргиллиты бобриковского горизонта. Залежь по углеродному составу – нефтяная, по типу – массивная. Средневзвешенная по площади залежи эффективная нефтенасыщенная толщина составляет 2,3 м. Средневзвешенное значение коэффициента пористости нефтенасыщенных пропластков-коллекторов – 11% [Сивожелезов Е.В. и др., 2020ф].

Сравнительная характеристика основных физико-химических свойств пластовой и дегазированной нефти продуктивного пласта T_1 Пашкинского и Восточно-Кленовского месторождений представлена в Таблице 1.

Таблица 1

Основные физико-химические свойства пластовой и дегазированной нефти продуктивного пласта T_1 Пашкинского и Восточно-Кленовского месторождений [Базаревская В.Г. и др., 2014ф, Сивожелезов Е.В. и др., 2020ф]

Наименование параметра	Значение параметра	
Месторождение	Пашкинское	Восточно-

		Кленовское
Глубина отбора проб, м	1450	2030
Пластовое давление, МПа	14,0	17,16
Давление насыщения газом (абс.), МПа	1,90	7,06
Коэффициент сжимаемости, МПа ⁻¹	0,00073	0,00069
Объемный коэффициент пластовой нефти, доли ед.	1,0332	1,0650
Газосодержание при однократном разгазировании: - м ³ /т	10,32	30,20
Плотность нефти в условиях пласта, кг/м ³	907,1	860,6
Плотность дегазированной нефти при 20 °С, мПа·с	922,3	833,0
Динамическая вязкость нефти в условиях пласта, мПа·с	8,09	7,23
Массовое содержание, %:		
- серы	4,285	2,859
- асфальтенов	8,44	2,59
- смол	11,81	5,53
- парафинов	4,28	3,4
Фракционный состав (объемное содержание выкипающих), %:		
- до 100 °С	9	3
- до 200 °С	24	19
- до 300 °С	36	39,5
Содержание микрокомпонентов, г/т:		
- ванадия	327	—
- никеля	74	—
- железа	185	—

Различия в физико-химических параметрах нефти пласта Т₁ Пашкинского и Восточно-Кленовского месторождений обусловлены приуроченностью к различным структурам кристаллического фундамента юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы: южного окончания Татарского свода (Пашкинский выступ фундамента) и Серноводско-Абдулинскому авлокагену, а также процессами превращения органического вещества как в осадочных образованиях до формирования залежей, так и нефтяных углеводородов в залежах [2, 9].

На границе Пашкинского выступа и Серноводско-Абдулинского авлокагена на основании геофизических исследований установлено резкое погружение кристаллического фундамента, отмечается гравитационная ступень, возможно соответствующая разлому, по которому и происходит погружение блока фундамента [1].

Из этого следует и возрастание глубин залегания пласта, а, значит, и увеличение пластового давления, и увеличение газосодержания, а также уменьшение плотности и вязкости (Таблица 1), что согласуется с установленными ранее закономерностями изменения плотности нефти с глубиной [5].

Известно, что содержание никеля на углеводородных месторождениях ЮСТС напрямую связано с содержанием серы, ванадия и ряда других металлов, в том числе и благородных, а также с плотностью нефти и смолисто-асфальтовыми веществами (значимые положительные коэффициенты корреляции). И в то же время установлена обратная связь никеля и ванадия с глубиной [5].

Приведенные выше факты свидетельствуют о влиянии геологических факторов на физико-химические свойства нефтей пласта Т₁ Пашкинского и Восточно-Кленовского месторождений Оренбургской области, которые отличаются тектонической позицией.

По содержанию основных геохимически важных металлов – ванадию и никелю, нефти данных месторождений относятся к ванадиевому типу ($V/Ni > 1$), что согласуется с исследованиями микрокомпонентного состава нефтей [5], ведущимися на кафедре геологии, геодезии и кадастра нашего университета в рамках изучения региональных закономерностей распределения благородных и других металлов на территории Южного Урала [6, 7, 8], а также с данными других авторов [9, 10].

Выявление геохимических критериев, как индикаторов сложных и длительных процессов на основе комплекса многочисленных взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов, способствует установлению новых критериев прогноза нефтегазоносности и качества флюидов.

Список литературы

1. Баранов В.К., Галимов А.Г., Донцкевич И.А. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Оренбург: Оренбург. кн. изд-во, 1997. 272 с.
2. Мязина, Н.Г., Кузьмина В.В. Сравнительная характеристика свойств нефти месторождений Оренбургской области // Вестник Пермского университета. Геология, № 3(28), 2015. С. 57-64.
3. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году. Государственный доклад. – Москва: Минприроды России; МГУ имени М.В. Ломоносова, 2021. 572 с.
4. О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2020 году. Государственный доклад. М.: Минприроды России; МГУ имени М.В. Ломоносова, 2021. 864 с.
5. Пономарева Г.А., Пономарев А.А. Закономерности распределения платиноидов в галогенных формациях Южного Предуралья // Горный журнал, №12 М., 2021. С. 10-14
6. Пономарева Г.А., Копыл Д.А., Анкаюва Д.В. Минералого-геохимическая характеристика Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения Оренбургской области // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы XII Всерос. Молодеж. Науч. Конф., 26-28 авг / Рос акад наук [и др.]. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2021. С. 124-126.
7. Пономарева Г.А. Платиноиды медно-колчеданных месторождений восточного Оренбуржья // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2116-2121.
8. Пономарева Г.А., Пономарев А.А. Распределение платиноидов в месторождениях Оренбургской части южного Урала // Международная научно-практическая конференция «Уральская горная школа – регионам»: материалы конференции. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2021. С. 3-5.
9. Пунанова С.А. Особенности накопления в нафтидах ванадия и никеля // Актуальные проблемы нефти и газа, № 3(22), 2018. С. 2.
10. Скибицкая Н.А. и др. Увеличение ресурсного потенциала Оренбургского НГКМ в результате оценки прогнозных ресурсов попутных компонентов матричной нефти – металлов (редких и редкоземельных, цветных и благородных) // Новые направления работ на нефть и газ, инновационные технологии разработки их месторождений, перспективы добычи нетрадиционного углеводородного сырья; сб. статей всероссийской научно-практической конференции. Оренбург: ООО «ТИПОГРАФИЯ «АГЕНТСТВО ПРЕССА», 2019. С. 98-102.

НЕОАРХЕЙСКИЕ ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ДИОРИТЫ ЗОНЫ КОНТАКТА МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОХИМИЯ И SM-ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Е.Л. Кунаккузин^{1,2}, Е.С. Борисенко¹, Л.И. Нерович¹, Т.Б. Баянова^{1,3}, Т.В. Каулина¹, Е.Н. Стещенко¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail:kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

² Институт Геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

³ Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

В центральной части Кольского региона на стыке крупных докембрийских геологических структур – Центрально-Кольского и Беломорского мегаблоков и Имандра-Варзугской зоны карелид – располагается крупный, общей площадью более 500 км², комплекс основных пород, выраженный в рельефе в виде Главного хребта (Чуна-Монче-Волчьих-Лосевые и Медвежьи тундры). По периферии Главного хребта, а также между горными отрогами Чуна- и Монче-тундр устанавливаются выходы гиперстеновых диоритов. Их общее простирание меняется с субмеридионального в районе Лосевых и Волчьих тундр на северо-западное – в районе Мончетундры. Мощность тела варьирует от 2.5 км до 150-200 м, постепенно выклиниваясь в районе сочленения Мончетундровского массива и Мончегорского плутона.

Несмотря на длительную историю изучения геологии всего Мончегорского района, включающий интрузии Главного хребта и Мончегорского плутона, вопрос происхождения и возраст гиперстеновых диоритов является дискуссионным. Согласно наиболее ранним исследованиям [1] данные породы являются самостоятельным магматическим образованием, внедрившимся по контакту габбрового массива и вмещающими породами гнейсового комплекса. Также исследователи рассматривали гиперстеновые диориты как продукт взаимодействия основной магмы интрузий Мончегорского района с вмещающими породами и высказывалось предположение о том, что диориты являются частью разреза массива [3]. В работе [6] гиперстеновые диориты отнесены к вмещающим породам кольской серии. При изучении структурной скважины М-1, которая вскрыла большую часть разреза Мончетундровского массива, гиперстеновые диориты были обнаружены в интервалах 1750-2037 и 2387-2472.5 м и отнесены к метаморфическому комплексу архейских пород [5].

Помимо северо-западного обрамления Главного хребта, известны и другие выходы пород диоритового состава в пределах Мончегорского района: метадiorиты интрузии Габбро 10-ой аномалии [2], диориты блока выхода архейских пород, известное как Диоритовое окно [7] и диориты массива Ярва-варака [4].

В ходе полевых работ в северной части хребта Мончетундра был изучен предполагаемый контакт пород одноименного массива Мончетундра и вмещающих пород Центрально-Кольского блока. На данном участке были установлены коренные выходы гиперстеновых диоритов. При изучении геохимии гиперстеновых диоритов проводилось их сравнение с диоритовыми породами Мончегорского района (Ярва-варака, Габбро-10 аномалии и Диоритовое окно). По содержанию SiO₂ изучаемые породы характеризуются содержаниями от 60 до 69 мас. %, от диоритов Мончегорского района они отличаются главным образом более низкими содержаниями TiO₂ (0.11-0.33 мас. %), FeO_t (3.08-5.39 мас. %), MgO (0.92-2.66 мас. %), K₂O (0.05-0.15 мас. %) и повышенными CaO (5.41-7.00 мас. %). По концентрациям суммы редкоземельных элементов породы характеризуются умеренными значениями от 13.71 до 27.43 ppm. При этом отличаются от диоритов Мончегорского района крутыми отрицательными спектрами распределения ((La/Yb)_n=11.2-58.4), выраженном в существенном фракционировании легких РЗЭ

((La/Sm)_n=6.6-16.6) с высоким значением Eu аномалии (3.3-6.4). Таким образом, при изучении геохимии диоритов было отмечено их отличие от диоритов других массивов Мончегорского района.

Для изотопного U-Pb датирования диоритов была отобрана проба с северо-восточного склона г. Хипик. Исследованная порода состоит из ортопироксена (20%), плагиоклаза (57%), кварца (20%), амфибола, рудных минералов (3%). Плагиоклаз образует крупные зерна, в проходящем свете интенсивно окрашенные в бурый цвет, обусловленный наличием мельчайших включений магнетитовой «пыли». Форма зерен неправильная, реже таблитчатая, ксеноморфная по отношению к ортопироксену. Ортопироксен представлен призматическими зернами коричневого цвета, местами имеющими тенденцию к директивной ориентировке, а также встречаются совместные скопления с рудными минералами (магнетит, ильменит). Амфибол частично замещает ортопироксен, а также образует зеленые келифитовые каймы на границе пироксенов и плагиоклазов. Из пробы диоритов были выделены цирконы коричневого цвета, представленные прозрачными субидiomорфными кристаллами призматического облика и их обломками с тонкой внутренней зональностью. Длина циркона составляет от 100 до 350 мкм. Коэффициент удлинения от 1.5 до 3. По результатам U-Pb SHRIMP-II датирования для цирконов получен конкордантный возраст 2784.3 ± 7.4 Ma, Th/U=0.16 – 0.67. Полученный новый возраст интерпретируется как возраст формирования гиперстеновых диоритов северо-восточного склона г. Хипик.

Согласно полученным новым изотопным Sm-Nd данным гиперстеновые диориты характеризуются положительными значениями величины $\epsilon Nd_{(2784)}$ от +3.6 до +4.4 и модельными возрастaми $T_{DM}=2.75-2.79$ млрд лет. Таким образом, гиперстеновые диориты северо-восточного склона г. Хипик массива Мончетундра представляют собой самостоятельное интрузивное тело неoarхейского возраста.

Работа выполнена в рамках НИР 0226-2019-0053 и при частичной финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10049.

Список литературы

1. Воробьева О.А. Волчья тундра. – В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч.3, вып. 5. Л., Изд. АН СССР, 1933.
2. Groshov N.Yu., Pripachkin P.V., Karykowski V.T., Malygina A.V., Rodionov N.V., Beleytskiy B.V. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 546-557.
3. Дубровский М.И., Микляев А.Н. Геология, вещественный состав и генезис “гиперстеновых диоритов” восточного предгорья Главного хребта // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Изд-во КолФАН АН СССР, 1975. С. 91–107.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунакузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. С. 141–146.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). В 2 частях. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
6. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л. Изд-во: Наука. 1980. 169 с.
7. Pripachkin, P.; Rundkvist, T.; Groshov, N.; Bazai, A.; Serov, P. Archean rocks of the diorite window block in the southern framing of the monchegorsk (2.5 Ga) layered mafic-ultramafic complex (Kola Peninsula, Russia). Minerals 2020, 10, 848.

ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-ТУРНЕЙСКОГО КАРБОНАТНОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

С. Г. Панышев

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь
e-mail: scorpion.2289@mail.ru*

Соликамская депрессия (СД) Предуральского краевого прогиба на сегодняшний день является одним из перспективных объектов для геологоразведочных работ по величине прогнозных ресурсов в Пермском крае. Помимо разрабатываемых Уньвинского, Сибирского, Озерного, Маговского и др. месторождений есть выявленные и подготовленные к глубокому бурению структуры. В связи с этим, возникает необходимость проведения анализа геологического строения среднедевонско-турнейского нефтегазоносного комплекса.

Среднедевонский-турнейский карбонатный комплекс вносит (в %) ~13 – в суммарные геологические ресурсы жидких УВ Прикамья, ~23 – в ресурсы растворённого газа, ~8 – свободного газа, ~8- конденсата. В разрезе сарагаево-турнейских отложений сосредоточено ~17% всех нефтяных залежей, ~12 – газонефтяных, ~14 – газовых, ~20 – нефтепроявлений и газопроявлений. В разрезе комплекса на территории Русской платформы ~78% залежей приурочено к турнейскому ярусу, ~17 – к фаменскому, ~5 – к франскому, в Предуральском прогибе ~50% - к фаменскому, ~39 – к турнейскому, ~11 – к франскому. [3]

Соликамская депрессия является частью Предуральской депрессии (ПрД), сформировавшейся в результате Уральского горообразования. ПрД в Пермском крае представлена с севера на юг южной частью Верхнепечерской впадины, собственно Соликамской впадиной и Сылвенской впадиной, разделенными Колвинской и Косьюинско-Чусовской седловинами субширотного простирания.

На карте содержание парафинов (Рис. 1 А) выявлены высокие значения на северо-востоке территории (до 10% на Гежском месторождении). Среднее значение парафинов на территории – 3,9%. Прослеживается уменьшение содержания парафинов в юго-восточном направлении к границе Передовых складок Урала.

На карте содержание асфальтенов (Рис. 1 Б) можно рассмотреть две аномалии: на севере территории в районе Плутковского профиля – 2,2% и в центральной части на территории Чашкинскогго месторождения – 2,6%. Среднее значение асфальтенов на территории – 1,1%. Происходит уменьшение содержания в северо-восточной и юго-восточной части района.

Карта содержания смол (Рис. 1 В) показывает равномерное уменьшение распределения смол на территории с запада на восток – от 14% до 2%.

На карте содержания плотности (Рис. 1 Г) можно рассмотреть уменьшение значения в северо-восточной части территории (0,746 г/см³ на Плутковском профиле). Среднее значение – 0,93 г/см³ [2].

Таким образом, отложения верхнедевонско-турнейского карбонатного нефтегазоносного комплекса на территории Соликамской площади Пермского края представляют несомненный интерес как один из объектов увеличения запасов УВ. В разрезе осадочного чехла Соликамской депрессии преобладают нефти очень лёгкие, маловязкие, сернистые, малосмолистые и парафинистые. Однако на сегодняшний момент требуются более детальные исследования данных отложений [1], что в условиях экономического кризиса становится затруднительным.

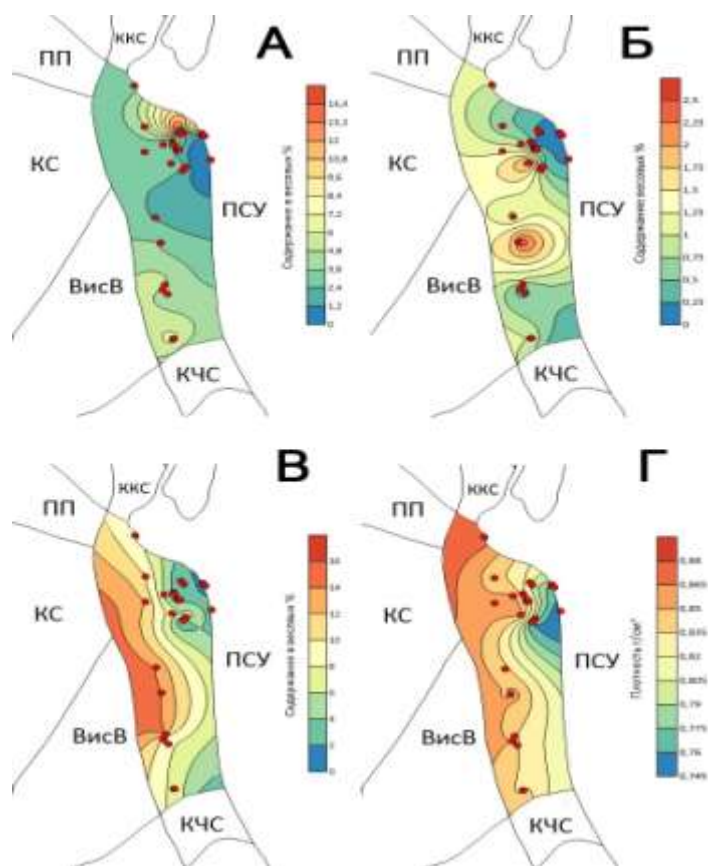


Рис. 1. Схематичная карта распределения значений: А) асфальтенов (%);
 Б) парафинов (%); В) смол (%); Г) плотности (г/см^3)

Список литературы

1. Кожанов Д. Д., Хопта И. С. Анализ распределения, условий накопления и генерации органического вещества в доманиковых отложениях Удмуртской Республики // Природные процессы в нефтегазовой отрасли. Geonature 2017. 2017. С. 49-54.
2. Нефти, газы и ОВ пород севера Урало-Поволжья. Каталог физико-химических свойств / Под ред. А.З. Кобловой, Ю.А. Дулепова. Пермь, КамНИИКИГС, 1989. Вып. III. 685 с.
3. Фрик М. Г., Титова Г. И. Геохимия нефтей и газов Пермской области. 2003. 58 с.

ВОЗМОЖНОСТИ АТОМНО-АБСОРБЦИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Г.А. Пономарева

*ФГБОУ ВО «Оренбургский государственный университет», г. Оренбург
e-mail: galy.ponomareva@mail.ru*

Важнейшей задачей современных аналитических методов химического состава является изучение комплексных концентраций благородных металлов (БМ) в различных геологических образцах за один аналитический прием. Такие подходы позволяют исключить влияние частных аналитических методов. Автор полагает, что предлагаемые методические приемы помогают решить поставленные вопросы. В дальнейшем будут приведены примеры их реализации на различных месторождениях Оренбургской области.

При изучении рудных месторождений особый интерес представляют ассоциации БМ (золота, серебра, платины и палладия как наиболее промышленно значимых металлов). Изучение условий, которые приводят к концентрированию металлов и образованию их парагенезисов, является важным при рассмотрении вопросов генезиса рудных месторождений.

Рост потребления БМ, и платиноидов в том числе, обуславливает необходимость комплексного изучения их как в традиционных рудных месторождениях, так и в нетрадиционных [2, 3 и др.].

Решение основных задач рудной геологии напрямую связано с качеством проводимых лабораторных исследований, целью которых является изучения геохимии благородных металлов, в том числе и платиноидов. Широкое внедрение современных методов диагностики БМ в рудах месторождений с повышенным содержанием углерода существенно расширяет возможности исследования платиноидов. Наибольшее значение, по мнению автора, представляет метод атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) [1, 4-9, 11].

Анализ платиноидов, особенно микроколичеств, в геологических объектах является весьма сложной аналитической задачей. Еще большие проблемы возникают при одновременном определении БМ. Это не всегда позволяет использовать известные приемы и вынуждает разрабатывать специфические способы анализа.

Большинство известных методов количественного определения БМ в углеродистых породах основываются на следующем: сначала необходимо окислить углеродистую матрицу с полным удалением из нее углерода желательнее без потери металлов; затем сами металлы окисляют, то есть переводят их в раствор; применяют концентрирование металлов при необходимости; инструментально определяют элементы.

Наибольшую сложность здесь представляет поиск способа разложения углеродистой части породы (Бельский и др., 1997; 1999; Митькин и др., 2003; Шварцман и др., 1975, 1984; Бажов и др., 1977; Курский и др., 1984; Варшал и др., 1994; Кубракова и др., 1990; Covey, 1992 и другие). Перечисленные способы обладают как определенными достоинствами, так и недостатками. Во всех перечисленных работах не предусмотрено определение серебра, предположительно из-за его летучести.

В связи с этим проводились исследования по разработке способа окислительной деструкции углеродсодержащих пород, который позволил бы определять одновременно золото, платину, палладий и серебро независимо от форм их существования, а также снизить потери БМ при анализе. В результате был получен патент «Способ разложения проб при определении благородных металлов в углеродистых породах» (Патент РФ № 2409810). Предложенный способ повышает точность определения концентрации золота, платины, палладия вследствие минимизации потерь металлов на стадии пробоподготовки, а также позволяет одновременно определять золото, платину, палладий и серебро в

углеродистых породах и сокращает время аналитических операций. Инструментальное окончание – любой метод, предусматривающий определение металлов из растворов. В нашем случае использовали атомно-абсорбционную спектрометрию с электротермическим атомизатором. Данный способ разложения углеродистой основы применяли как дополнительный к методике, разработанной во ВСЕГЕИ (отраслевая методика №430-Х). Конечные растворы или суспензии сорбента анализировались на содержание золота, платины, палладия и серебра, согласно условиям их определения и режиму работы атомизатора, согласно руководству по эксплуатации спектрометра (МГА-915 (СПб)) в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии Оренбургского государственного университета с учетом специфики образцов [4, 6, 7, 11].

Предложенный способ позволил выполнить аналитические работы по проведению геохимических исследований при определении БМ из образцов следующих промышленно-генетических типов месторождений Оренбургской области (более 1200 анализов):

- колчеданного типа;
- месторождений, связанных с ультрамафитами;
- золотосульфидных;
- медистых песчаников;
- нефтегазовых месторождений;
- галогенных формаций [4, 6, 7, 9, 11].

На основе разработанного способа подготовки геохимических проб к атомно-абсорбционному анализу установлено широкое распространение платины и палладия в ассоциации с золотом и серебром в промышленно-генетических типах месторождений (колчеданных, хромитовых, золотосульфидных месторождениях, месторождениях хризотил-асбеста, силикатного никеля, нефти, каменной соли и др.).

Впервые научно обоснованы возможные перспективы платиноносности нефтегазовых флюидов и эвапоритовых образований кунгурского возраста платформенного Оренбуржья.

Полученный в результате исследований массив элементоопределений послужил основой систематического изучения платиноидов. Применение математических методов позволило установить статистические, пространственные и, отчасти, временные закономерности их распределения по обширной территории Оренбургского Урала. При этом была выявлена важнейшая роль палладия в распределении БМ, которая проявилась при статистических исследованиях [6].

Для анализа межэлементных отношений методом главных компонент была составлена представительная выборка из проб с максимальными концентрациями БМ в рудах разнообразного состава и генезиса. Анализ распределения БМ в признаковом пространстве позволил сделать вывод о поступлении палладия в литосферу в определенные моменты геологической истории.

Независимое распределение палладия в различных рудах месторождений Оренбургской части Южного Урала позволяет использовать платино-палладиевое отношение при типизации месторождений, а также выявления металлогенических зон [4, 5, 9].

Разработанные подходы использованы автором для определения БМ в некоторых углеродистых средах Оренбургской области при изучении золотоносности и платиноносности черносланцевых формаций нижнесреднепалеозойского возраста на территории Восточно-Уральской зоны. При этом выявлены повышенные содержания платиноидов в рудах золотосульфидной формации, связанной с углеродисто-терригенной карбонатной толщей палеозойского возраста (Кировское месторождение и месторождение Васин) [6, 9].

Поскольку атомно-абсорбционная спектрометрия является одним из основных методов определения золота, серебра и платиновых металлов в минераграфических объектах, автор предложил схему взаимного сочетания предварительной пробоподготовки с известными методиками количественного определения этих же металлов и в углеводородной среде, что позволило выявлять парагенезисы платины, палладия, золота и серебра в углеводородах [5, 7].

На основе дискриминантного анализа распределения БМ в нефтегазовых месторождениях удалось классифицировать нефти и предположить возможные источники БМ в них.

Показана возможность использования данных по микроэлементному составу для стратиграфической корреляции нефтенасыщенных пластов [7].

В образцах Кунгурского яруса иренского горизонта (28 геохимических проб) установлены повышенные содержания всех благородных металлов - платины, палладия, золота и серебра. При этом более высокие значения концентрации платины, палладия, золота и серебра проявлены в каменных солях, приуроченных к месторождениям углеводородного сырья. Возможно, это свидетельствует о присутствии геохимического барьера на границе углеводородной и галогенной сред. Приведенные факты обнаружения благородных металлов в соленосных толщах Оренбургского Предуралья имеют и прикладное значение, демонстрируя взаимосвязь повышенных концентраций металлов с процессами галогенеза и эффектами солевой тектоники [11].

Полученные результаты с применением авторских подходов к одновременному анализу золота, платины, палладия и серебра в геологических средах методом атомно-абсорбционной спектрометрии позволили расширить перспективы изученных территорий Оренбургской области на благородные металлы, в том числе и платиноиды, с учетом возможностей их извлечения [4, 8, 10].

Для количественного определения БМ на объектах платформенного и складчатого Оренбуржья был выбран метод ААС, поскольку, с точки зрения автора, именно этот метод лучше всего подходит для данной аналитической задачи. Достоинства ААС при определении БМ обусловлены следующими основными факторами:

1. Для устранения спектральных помех используются различные корректоры фона. Принцип действия спектрометра «МГА-915» основан на использовании метода зеемановской поляризационной спектроскопии с высокочастотной модуляцией (ЗПСВМ), который является одним из вариантов селективного атомно-абсорбционного анализа. В качестве аналитического сигнала регистрируется величина интегрального абсорбционного сигнала за вычетом фона неселективного поглощения.

2. Существенно уменьшить помехи можно применяя ряд приемов: использование графитовых трубок электротермического атомизатора с пиролитическим покрытием, метода добавок, подбор температурно-временной программы, регистрируя сигнал в интегральном режиме.

3. Возможность использования предварительного концентрирования не только для снижения пределов обнаружения, но и для устранения матричных эффектов. Это позволяет получать конечные однородные растворы и применять унифицированные методики анализа проб с неомогенным содержанием БМ.

4. Ряд свойств платины и палладия, золота и серебра благоприятствует их определению методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Практически нет влияния на аналитический сигнал со стороны оксидов и карбидов платиновых металлов. Они непрочны и разлагаются в твердой фазе при сравнительно низких температурах.

5. ААС не требует разделения этих металлов перед анализом [1] и др.

Список литературы

1. Аналитическая химия металлов платиновой группы: Сборник обзорных статей / Сост. и ред. Ю. А. Золотов, Г. М. Варшал, В. М. Иванов. М.: Едиториал УРСС, 2003. 592 с.
2. Додин Д.А. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов / Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, О.А. Дюжиков и др. // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 5 - 17.
3. Золоев К.К. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.А. Малахов, А.Н. Мардиросьян, В.Н. Хрыпов. Екатеринбург, 2001. 199 с.
4. Пономарева Г.А. Платиноиды медно-колчеданных месторождений восточного Оренбуржья // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2116 – 2121.
5. Пономарева Г.А. Применение геоинформационных технологий при решении геологических задач на примере месторождений Оренбургской области / Г.А. Пономарева, В.А. Москалев // В сборнике: Актуальные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности. XI Студенческая научная конференция ИНОЗем. Оренбург, 2022.
6. Пономарева Г.А. Геохимические особенности распределения палладия в рудных месторождениях Оренбургской части Южного Урала // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)», 25 мая 2016 г., Санкт- Петербург, Горный университет – СПб: Изд-во СПГУ 2016. С. 75-79.
7. Пономарева Г.А. Металлы в нефти месторождений Оренбургской области / Г.А. Пономарева // Известия Уральского государственного горного университета. – Екатеринбург, 2019. - № 2 (54). - С. 56-62. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2019-2-56-62>
8. Пономарева Г.А. Технологии выщелачивания цветных и благородных металлов из отвалов и отходов медноколчеданных месторождений // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2122 – 2126.
9. Пономарева Г.А. Распределение платиноидов в месторождениях Оренбургской части южного Урала / Г.А. Пономарева, А.А. Пономарев // Международная научно-практическая конференция «Уральская горная школа – регионам»: материалы конференции. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2021. С. 3-5.
10. Сметанников А.Ф. О возможности извлечения Au, Ag и Pt-металлов из руд Верхнекамского месторождения калийных солей / А.Ф. Сметанников, А.И. Кудряшов // Руды и металлы, 1995. № 5. С. 118 – 121.
11. Ponomareva, G. A. Distribution patterns of platinoids in halogen rock masses in the Southern Urals [Электронный ресурс] / G.A. Ponomareva, A.A. Ponomarev // Gornyi Zhurnal, 2021. - Iss. 12. - P. 10-14.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УГЛЕВОДОРОДОВ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.А. Пономарева

ФГБОУ ВО «Оренбургский государственный университет», г. Оренбург

e-mail: galy.ponomareva@mail.ru

Исследование распределения Pt, Pd в ассоциации с Au и Ag в нефтегазовых месторождениях Оренбургской области проводили в связи с изучением благороднометальной специализации углеродсодержащих формаций Южного Урала, что имеет важное значение при металлогеническом районировании одноименной складчатой области Восточного Оренбуржья [9, 10], а также для решения вопросов генезиса металлов в нефти и самой нефти.

Целью работы являлось установление пространственных закономерностей распределения Pt и Pd в ассоциации с Au и Ag в месторождениях углеводородов (УВ) платформенного Оренбуржья.

Для этого были отобраны 39 образцов с 22 месторождений испытателем пластов из карбонатных и терригенных коллекторов контролируемой стратиграфической и структурно-тектонической принадлежности. Ниже приводится список нефтегазовых месторождений западного Оренбуржья, образцы которых анализировались на благородные металлы (БМ).

1. Вахитовское нефтяное месторождение
2. Твердиловское нефтяное месторождение
3. Султангуловское газонефтяное месторождение
4. Бобровское нефтегазовое месторождение
5. Красноярское нефтяное месторождение
6. Лебяжинское нефтяное месторождение
7. Родниковское нефтяное месторождение
8. Загорское нефтяное месторождение
9. Донецко-Сыртовское газонефтяное месторождение
10. Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение
11. Покровское газонефтяное месторождение
12. Пронькинское газонефтяное месторождение
13. Долговское нефтяное месторождение
14. Тананыкское нефтяное месторождение
15. Росташинское нефтегазоконденсатное месторождение
16. Гаршинское нефтяное месторождение
17. Сахаровское нефтегазоконденсатное месторождение
18. Колганское нефтяное месторождение
19. Никифоровское нефтяное месторождение
20. Ашировское нефтяное месторождение
21. Нагумановское нефтегазоконденсатное месторождение
22. Капитоновское нефтяное месторождение [8].

Всего выполнено более 200 анализов по единой методике с применением дополнительного собственного патентованного способа (Патент РФ №2409810) [9, 10 и др.].

Инструментальное определение БМ выполнено методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермическим атомизатором на спектрометре МГА-915 (фирмы Люмэкс, СПб) в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета

Данные автора по содержанию платины, палладия, золота и серебра в углеводородных месторождениях платформенного Оренбуржья представлены в табл. 1 [8]. В числителе приведен размах содержаний, в знаменателе – средние значения содержания металлов.

Таблица 1

Содержания Pt, Pd, Au, Ag в нефти различных структурно-тектонических зон Оренбургской части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, мг/т

Структурно-тектонические зоны	Число выборок	Pt	Pd	Au	Ag	Pt/Pd
БВСП	13	$\frac{1-102}{26}$	$\frac{1-29}{8}$	$\frac{1-33}{14}$	$\frac{6-90}{30}$	3,25
БВЮП	10	$\frac{2-78}{21}$	$\frac{1-51}{9}$	$\frac{0,3-153}{21}$	$\frac{0,1-21}{3,1}$	2,33
ВОСП	9	$\frac{1-30}{8}$	$\frac{1-17}{6}$	$\frac{0,4-9}{3,1}$	$\frac{0,1-30}{10}$	1,33
СИС	4	$\frac{9-11}{10}$	$\frac{6-18}{14}$	$\frac{0,3-16}{11}$	$\frac{1-46}{26}$	0,71
ЮСТС	3	$\frac{9-18}{13}$	$\frac{8-10}{9}$	$\frac{3-9}{6}$	$\frac{8-17}{12}$	1,44
Среднее по всем зонам	39	$\frac{0,4-102}{18}$	$\frac{0,6-51}{8}$	$\frac{0,3-153}{13}$	$\frac{0,1-68}{17}$	2,2
Примечание: ВОСП - Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, ЮСТС - Южный склон Татарского свода, СИС – Соль-Илецкий свод, БВСП - Бузулукская впадина: северный район, БВЮП - Бузулукская впадина: южное погружение						

Из таблицы 1 видно, что наиболее изучены следующие структуры западного Оренбуржья: Бузулукская впадина – 23 выборки и Восточно-Оренбургское сводовое поднятие – 9 выборок. Они и являются основными районами добычи углеводородного сырья. Благороднометальная специализация нефтегазовых месторождений всех структурно-тектонических элементов 1-го порядка, как правило, палладиево-платиновая, при среднем соотношении Pt/Pd~2,2. Распределение платиноидов в углеводородах Оренбургской области носит ультрамафитовый характер.

Для выявления региональных закономерностей пространственного распределения платины и палладия в ассоциации с золотом и серебром в углеводородных месторождениях за основу взяты схемы структурно-тектонического районирования и нефтегазоносности западной части Оренбуржья [2, 3 и др.]. Карты изоконцентрат металлов построены с помощью геостатических крайгинг-алгоритмов, снижающих влияние особенностей сети опробования, совмещенных со структурно-тектонической основой (рис. 1) [8, 11] (цифрами в кружках показаны номера анализов, а изолинии подписаны содержаниями соответствующих металлов в мг/т).

Анализируя рис. 1 видно, что характер распределения Pt и Au имеет много общего (рис. 1 а и 1 б), по сравнению с Ag и Pd (рис. 1 в, 1 г). Изолинии концентраций платины разделяют территорию западного Оренбуржья на две зоны, условно назовем их западной и восточной. Западная зона включает в себя – Бузулукскую впадину и Южный склон Татарского свода: содержание платины в ней почти в три раз больше, чем в восточной зоне. Резкие очертания зоны, возможно, доказывают тектоническую природу наблюдаемого явления. Граница зон практически совпадает с границей, установленной на основании обобщенного анализа данных сейсморазведки. Это граница выклинивания рифей-вендских отложений, которые отсутствуют в большей части Бузулукской впадины [12]. Приведённые факты, по мнению автора, заслуживают дополнительного изучения. Похожее распределение, менее выраженное, наблюдается и для золота. Распределение Pd и Ag представляется сравнительно более спокойным и более равномерным (рис. 1 в, 1 г).

Однако, наибольшие концентрации для этих металлов отмечаются в тех же нефтегазогеологических районах, что и для золота и платины – Южно-Бузулукском и Мухано-Ероховском, приуроченным к Бузулукской впадине, то есть в западной зоне.

Интерпретация количественных данных по содержанию БМ в нефти месторождений окраинно-платформенной части Оренбургской области позволяет выделить платиносодержащие нефтеносные зоны:

1. Западная зона (объединяет большую часть Бузулукской впадины и Южного склона Татарского свода).
2. Восточная зона (включает Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Соль-Илецкий свод и северный борт Прикаспийской синеклизы).

В западной зоне установлены и повышенные содержания Pd, а также Au и Ag (Южно-Бузулукский и Мухано-Ероховский нефтегазогеологические районы).

Предполагается, что Бузулукская впадина, возможно, осложнена структурными элементами более низкого порядка. Изучение распределения металлов по всей площади выявляет концентрические подзоны, которые, возможно, маркируют отдельные котловины в пределах Бузулукской впадины, которые отличаются характером осадконакопления (рис. 1). Примеры таких впадин, с повышенным содержанием металлов, известны в пределах Красноморского рифта и описаны в литературе (впадина Атлантис 1, Атлантис 2 и другие, отличающиеся плотностью рассолов и концентрацией в них металлов).

Повышенные концентрации БМ, как правило, пространственно совпадают с выходами ультраосновных пород перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации в кристаллическом фундаменте. Существование этих пород доказано глубоким бурением со вскрытием фундамента на площадях (Росташинская, скв. 171, 172, Тананыкская - 166, Твердиловская - 14 и др.), что нашло отражение на геологической карте кристаллического фундамента юго-востока Русской платформы и в публикациях [1]. Анализ образцов этих пород на БМ показал присутствие металлов в достаточно высоких концентрациях при палладиево-платиновой специализации этого комплекса Восточно-Европейской платформы – Pt>Pd>Au>Ag [9].

Доказательством наличия в нефти веществ глубинной природы может служить и то, что более 27 углеводородных месторождений области содержат гелий, в среднем около 0,05 % [6]. Таким образом, не исключена гипотеза о непосредственной роли мантийной компоненты в благороднометальной специализации углеводородных флюидов.

Следует отметить, что полученные данные подтверждают вывод, сделанный рядом авторов [5, 7] об ультрамафитовой геохимико-минерагенической специализации нефти, о связи образования и геохимических особенностях углеводородных флюидов «со строением нефтегазоносных провинций, возрастом их фундаментов, мощностью консолидированной коры и осадочного чехла, типом и степенью проявления магматизма, то есть с характером геодинамического развития и эволюции литосферы» [7]. Золоев К.К. (2009) предложил модель совместного формирования углеводородов и ряда твердых полезных ископаемых (сульфиды металлов и др.) в результате дегазации в глубинных разломах, при этом главная роль отводится габбро-гипербазитовым комплексам и альпинотипным офиолитам [4].

Приведенный в статье материал позволяет сделать следующие выводы.

Распределение платиноидов в нефтегазовых месторождениях западного Оренбуржья подчиняется разномасштабным пространственным закономерностям их локализации в структурах платформенного чехла:

- структурно-тектонических зонах,
- нефтегазогеологических районах.

Выделены две зоны (западная и восточная), крайне резко отличающиеся концентрацией платины в нефтях.

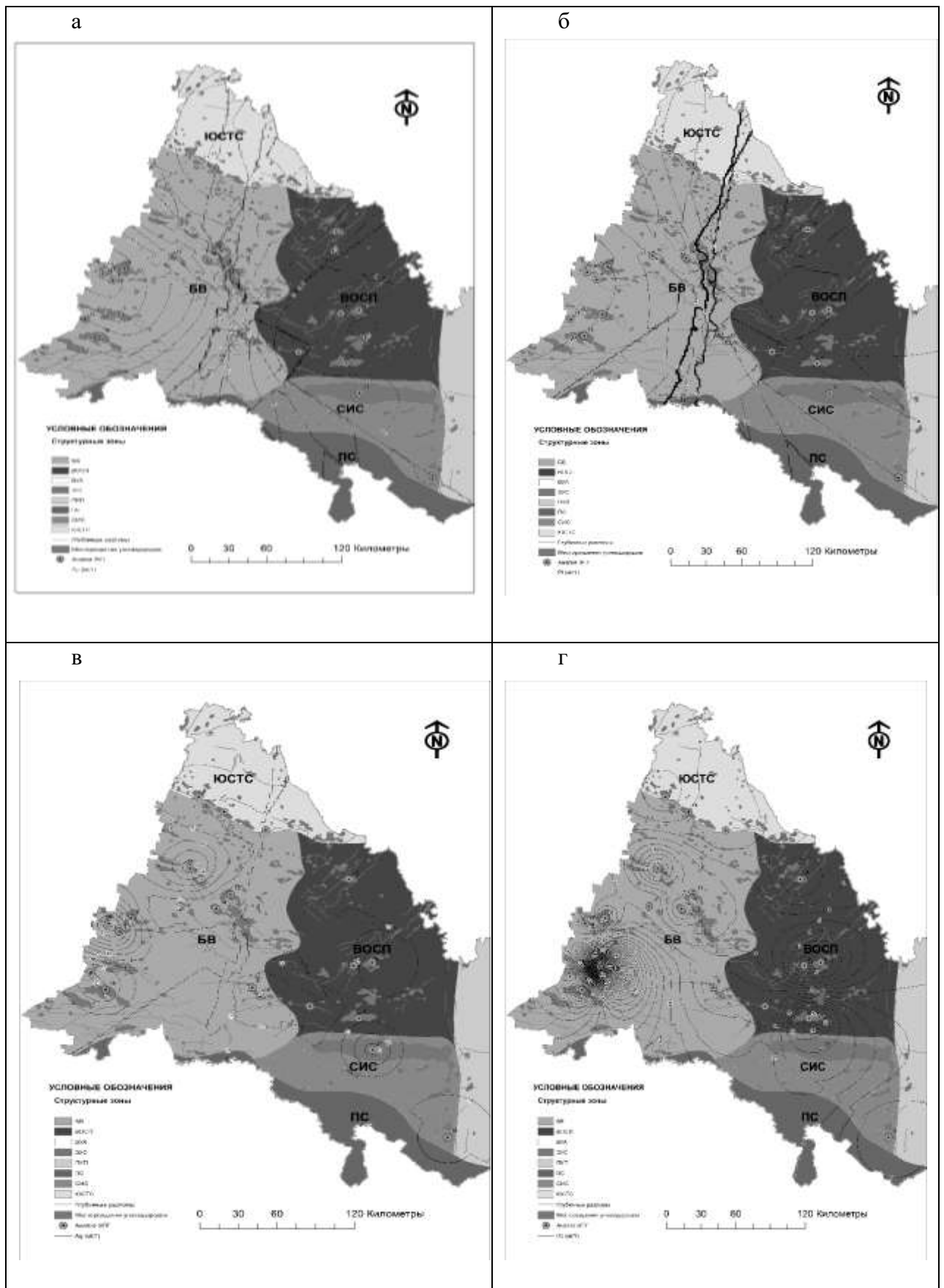


Рис. 1 –Схемы распределения БМ в нефтях Оренбургской области: а – золота, б – платины, в – серебра, г – палладия

ВУА – Волго-Уральская антеклиза, ПКП – Предуральский краевой прогиб, ПС – Прикаспийская синеклиза. Расшифровка ВОСП, ЮСТС, СИС, БВСП, БВЮП приведена в табл. 1

Полученные результаты свидетельствуют о влиянии геолого-структурных элементов на пространственное распределение платиноидов в нефтях. Изоконцентраты металлов повторяют границы структурно-тектонических элементов и нефтегазогеологических районов, часто образуя ступени на их границах.

Список литературы

1. Галимов А.Г. Абсолютный возраст кристаллических пород докембрия юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы / А.Г. Галимов, С.П. Макарова // Геология и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области: научные труды компании «ОНАКО» и «ОренбургНИПИнефть». Оренбургское книжное издательство, 2001. Выпуск 3. С. 42 - 54.
2. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / Под ред. А.С. Пантелеева и Н.Ф. Козлова. – Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997. 272 с.
3. Геология, разработка и обустройство нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области / Под общ. ред. М.Н. Персиянцева [и др]. Научные труды. Выпуск 4. Оренбург: ОАО «ИПК «Южный Урал», 2007. 280 с.
4. Золоев К.К. Прогнозно-минерагеническое районирование в формате кластерного анализа / К.К. Золоев // Литосфера, 2009, № 6. С. 3 - 16.
5. Иванов К.С. [и др.]. Нефть – продукт ультрабазитовой мантии Земли // Сб. материалов III-ей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009. С. 200 - 202.
6. Конторович А.Э. Сырьевая база и перспективы развития гелиевой промышленности России и Мира / А.Э. Конторович, А.Г. Коржубаев, Л.В. Эдер // Минеральные ресурсы России. Экономика и Управление. М., 2006. № 2. С. 17 – 24.
7. Маракушев А.А. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений / А.А. Маракушев, Б.И. Писоцкий, Н.А. Панях, Р.П. Готтих // Доклады АН, 2004. Т. 398. № 6. С.795 - 799.
8. Пономарева Г.А. Геохимические особенности распределения благородных металлов в нефтегазовых месторождениях Оренбургской области / Г.А. Пономарева // Вестник Оренбургского государственного университета. Оренбург: ОГУ, 2015. № 7. С. 167-172.
9. Пономарева Г.А. Распределение платиноидов в месторождениях Оренбургской части южного Урала / Г.А. Пономарева, А.А. Пономарев // Международная научно-практическая конференция «Уральская горная школа – регионам»: материалы конференции.– Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2021. С. 3-5.
10. Пономарева Г.А. Платиноиды медно-колчеданных месторождений восточного Оренбуржья // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2116 – 2121
11. Пономарева Г.А. Применение геоинформационных технологий при решении геологических задач на примере месторождений оренбургской области / Г.А. Пономарева, В.А. Москалев // В сборнике: Актуальные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности. XL Студенческая научная конференция ИНоЗем. Оренбург, 2022.
12. Соколов А.Г. Выделение и трассирование тектонических нарушений по данным сейсморазведки и прогнозирование приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье: монография; Оренбургский гос. ун-т. Оренбург: ОГУ, 2010. 205 с.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИНФРАКРАСНЫХ СПЕКТРОВ БИТУМОИДОВ ПОРОД ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-КОЛЬЧУМСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ В СВЯЗИ С ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

П.П. Попов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г.

Пермь

e-mail: pashatamada@gmail.com

Скважина «Северо-Кетская 1» пробурена в Енисейском районе Красноярского края. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция и одноименный осадочный бассейн, домезозойская часть которого по сейсмическим материалам и данным бурения подразделяется на два структурных подэтажа (яруса). Верхний ярус сохранился в северных частях бассейна и представлен пермотриасовым комплексом мощностью более 1000 м [2]. Нижний структурный ярус сложен неопротерозой-нижнепалеозойскими отложениями и подразделяется на пять согласно залегающих комплексов. Неопротерозойский (верхнерифей-нижневендский в отечественной стратиграфической шкале) нерасчлененный комплекс мощностью от 1000 до 3000 м скважинами не вскрыт, но, по-видимому, он аналогичен верхнерифей-вендским терригеннокарбонатным отложениям Енисейского края. Расчленение и корреляция венд-кембрийских комплексов стали возможными благодаря детальному палеонтологическому, седиментологическому изучению и анализу ГИС разрезов новых глубоких скважин и естественных обнажений на левобережье р. Енисей.

В Предъенисейской субпровинции абсолютная глубина залегания подошвы платформенных отложений изменяется в широком диапазоне. Минимальные отметки фиксируются на востоке рассматриваемой территории вблизи Енисейского края, максимальные – в депрессионной зоне, расположенной в северной части субпровинции, в районе Лекосской площади. В разрезе территории выделены два структурных яруса, соответствующих во времени смене тектонических режимов и этапов перестройки структурного плана. Нижний структурный ярус характеризует зону развития верхнепротерозойско-нижнепалеозойских субплатформенных отложений. Вышележащие надсолевые карбонатные (с прослоями ангидритов) комплексы нижнего и среднего кембрия и преимущественно терригенно-карбонатные – верхнего кембрия согласно залегают на подстилающих отложениях и полностью повторяют их морфологию. В целом структурный план по срезам нижнего этажа гораздо более расчленен, чем верхнего. Для него типична брахиформная, часто коробчатая складчатость, наличие крупных депрессионных структур и разделяющих их валов.

Изучение ИК-спектров поглощения большого числа образцов битумоидов рассеянного органического вещества может показать основные закономерности их состава, связи их с геохимической историей органического вещества пород и возможности использования в исследовании генетического плана. В целях проведения геохимической характеристики юрских отложений Западно-Кольчумской антиклинали были проанализированы данные ИК-спектрометрии по 15 образцам битумоидов.

При геохимических исследованиях, не фракционированных битумоидов использовались спектральные коэффициенты, представляющие отношение оптической плотности на двух разных частотах [1]. По данным ИК-спектрометрии и проведенному анализу было установлено, что углеродный скелет битумоида в целом – алифатический, что может объясняться преимущественно сапропелевой природой исходного ОВ. Небольшая роль Алифатических эфиров (1740 см^{-1}) неспособных к миграции указывают на миграционные процессы органического вещества. В структуре битумоидов наблюдается остаточное накопление ароматических структур (K_1 до 1,31; $C_1 = D_{1620}/D_{1470}$

до 1,47), кислородосодержащих соединений мало, характерно сильное поглощение сульфоксидных групп и преобладание поли- над моноароматической ($A_1 = D_{815}/D_{750}$ и $A_2 = D_{875}/D_{750} > 1$). Массовая доля алифатических эфиров увеличивается с глубиной указывая на увеличение доли сенгенетичных форм органического вещества. Так же на миграционный характер органического вещества указывает малое содержание хиноидных групп (D_{1680}/D_{1650} до 0,39). Для сапропелевых битумоидов характерны соединения типа алифатических органических кислот и их сложных эфиров. Небольшая доля ароматических битумоидов может так же содержаться и в сапропелевом органическом веществе (D_{1720}/D_{1700} в среднем 0,9). Их доля возрастает при миграционных процессах, потери легких (преимущественно алифатических) компонентов. Интенсивности полосы поглощения ароматических УВ (1600 см⁻¹) и кислородсодержащих групп (1710 см⁻¹ и 1740 см⁻¹) и значениях спектральных показателей ароматичности и окисленности (в среднем 0,9), указывает на слабоокисленное органическое вещество. Определение типа органического вещества может осложниться смешанным характером ископаемого ОВ [3].

По данным геохимических исследований ИК-спектроскопии образцов битумоидов пород юрских отложений Западно-Кольчумской антиклинали скважины «Северо-Кетская 1»

Установлено, что органическое вещество является миграционным, с преобладанием алифатических структур, указывающих на сапропелевый тип ОВ. Степень катагенетического изменения органического вещества увеличивается в интервалах глубин от: 1920-1938 м, и 2260-2283 м (С=О групп 1740-1700 см⁻¹ в среднем равны 0,58). На стадии катагенеза реализуется потенциальная возможность ОВ осадочных пород производить нефть и газ и начинается их эмиграция в породы-коллекторы.

Таким образом, результаты исследования битуминозных компонентов РОВ мезозойских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции методом ИКС позволяют оценить степень его преобразованности, что позволяет выделять зоны генерации УВ и временные этапы нефтегазогенерации в осадочном чехле [4]. Особенности и закономерности изменения структурно-группового и группового состава нейтральных битуминозных компонентов РОВ в процессе погружения мезозойских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции могут быть использованы при поисках нефти и газа в потенциально нефтегазоносных и нефтегазоносных осадочных бассейнах России, и других регионах.

Список литературы

1. Иванова Л. В., Сафиева Р. З., Кошелев В. Н. ИК-спектроскопия в анализе нефти и нефтепродуктов //Вестник Башкирского университета. 2008. Т. 13. №. 4. С. 869-874.
2. Исаев В. И., Лобова Г. А. Зоны нефтегазоаккумуляции Предъенисейской части Западно-Сибирской НГП (по результатам геоплотностного моделирования вдоль регионального сейсмопрофиля XIII) //Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2010. Т. 317. №. 1.
3. Кожанов Д. Д., Хопта И. С. Биомаркеры и изотопный состав углерода битумоидов рифей-вендских отложений Верхнекамской впадины //Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ. 2019. С. 213-217.
4. Фрик М. Г., Титова Г. И. Геохимия нефтей и газов Пермской области. 2003. 58 с.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ФЁДОРОВСКОГО РАЙОНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ БАШКИРИЯ)

И.Р. Рахимов, А.А. Самигуллин

*Институт геологии и геохимии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: samigullinaidar85@gmail.com*

Восточный (горно-складчатый) Башкортостан богат рудными полезными ископаемыми, в том числе уникальными и крупными месторождениями Cu, Zn, Fe, Au, Mn, Cr, Ni и др. [1]. Западный (платформенный) Башкортостан знаменит своими месторождениями нефти, а из рудных полезных ископаемых известность получили медистые песчаники, локализованные в пермских карбонатно-терригенных отложениях [4].

Проведённые нами в последние годы геологические исследования в Южном Предуралье позволили выявить ряд новых типов оруденения в Западном Башкортостане – Cr, Fe, Mn, дополнительно к Cu. Все эти типы минерализации представлены на карбонатно-терригенных разрезах пермского и неогенового возраста в Фёдоровском районе республики Башкортостан.

Медная минерализация

В Фёдоровском районе распространены десятки рудопроявлений и пунктов медной минерализации. В XIX веке разрабатывались мелкие месторождения – Дедовское, Булгаровка, Сандин. В последние десятилетия при вскрытии песчано-гравийных отложений всё ещё обнаруживаются рудные тела медистых песчаников. Так, нами были изучены Нижне-Алыштанское, Новомихайловское, Кирюшкинское проявления медистых песчаников. Наиболее детально изучено Базилевское рудопроявление площадью не менее 1200 м², где было выявлено четыре стадии минерализации [3]. Медная минерализация представлена в основном сульфидами (халькозин, ковеллин, борнит, халькопирит, кубанит) и гидрокарбонатами (азурит, малахит). Сульфиды замещают структуру древесной ткани (рис. а), а гидрокарбонаты цементируют гравийно-песчаную массу. Выявлено, что рудные тела приурочены к фоссилизированным древесным стволам, содержание Cu в рудах варьирует от 0.2 до 18.8 мас. %, но и вмещающие песчаники также обогащены медью (0.02–0.2 мас. %). Кроме того, в сульфидизированных образцах определено высокое содержание Ag (150–200 г/т).

Генезис руд меди связывается с восходящими минерализованными растворами, дренировавшими нижележащие красноцветные терригенные породы и эвапоритовые отложения.

Хромитовая минерализация

Большой неожиданностью стало обнаружение в районе хромитовой минерализации, представляющей собой серию палеороссыпей [5]. Всего выявлено девять россыпей и пунктов хромитовой минерализации (Сабантуй, Колхозный пруд, Верхнеяшево, Акбулат, Сухой Изяк, Базилево, Новомихайловка, Кирюшкино, Юрматы), локализованных в песчаниках казанского яруса. Большинство из них имеет аллювиальный генезис, а наиболее крупная Сабантуйская россыпь с площадью залежи более 16500 м², мощностью рудного пласта 0.9–1.0 м, содержанием Cr₂O₃ 2–17 мас. %, является прибрежно-морской. Эти объекты примечательны тем, что они несут признаки россыпей дальнего сноса, при этом не являются комплексными. Хромитовые песчаники являются хорошо отсортированными с преобладающей размерностью зёрен 0.1–0.2 мм (рис. б), обломки слабо или средне окатаны. Довольно обширная география распространения россыпей и пунктов хромитовой минерализации дают основание выделить в западном Башкортостане Южно-Предуральский хромитоносный район.

Хромшпинелиды составляют до 70 % тяжёлой фракции хромитовых песчаников, однако в них развито больше 10 % и титановых минералов – титаномагнетита, ильменита, псевдобрукита, титанита.

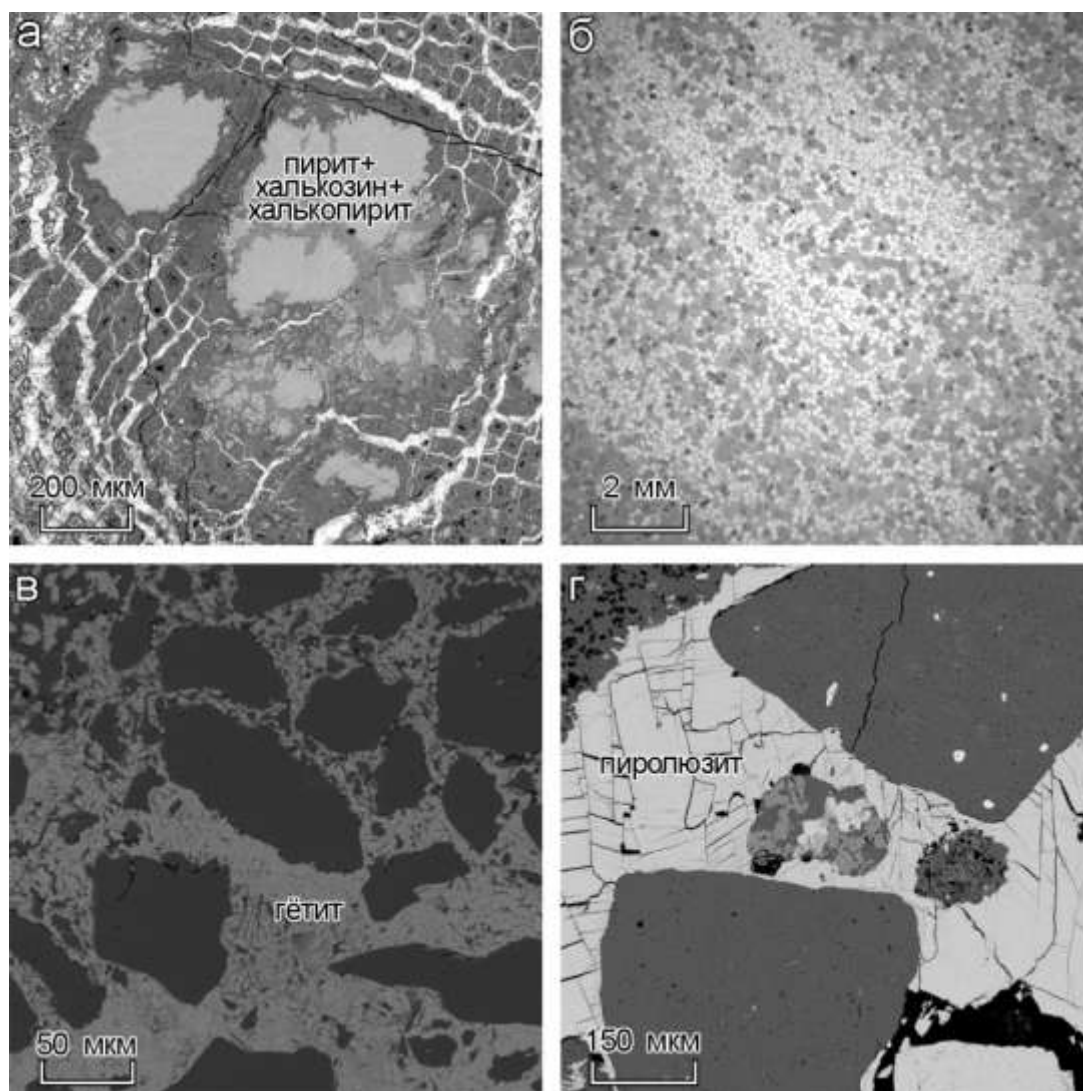


Рис. BSE-изображения Cu- (а), Cr- (б), Fe- (в) и Mn-минерализованных (г) пород карбонатно-терригенных отложений Фёдоровского района РБ

Железная минерализация

Ожелезнённые породы встречаются в отложениях Сайтовского песчано-гравийного месторождения, где было выявлено два типа оруденелых тел: 1) стратиформные (полосы ожелезнения в гравийно-галечниках и железистые конгломераты) и 2) жильные (железистые песчаники) (рис. в). Методом рентгеновской дифракции определено, что в обоих типах преобладающими минералами Fe являются гётит и гематит. Полосы ожелезнения и железистые конгломераты содержат гётит, богатый фосфором (1.2–1.4 %), что даёт основание предположить участие в процессах ожелезнения почвенного горизонта и латеритной коры выветривания. Мощность горизонтов железистых конгломератов достигает 40 см, содержание FeO_t в них достигает 12 мас. %. Жильные железистые песчаники в основном трассируют разрывные нарушения, они более богаты FeO_t (до 32 мас. %) и содержат высокую концентрацию меди (0.2 %). Второй тип руд вероятно связан с деятельностью восходящих растворов и имеет более поздний возраст. Площадь оруденения составляет 10–12 тыс. м².

Марганцевая минерализация

Марганцевая минерализация была обнаружена в виде небольших стяжений из плотных тёмно-серых агрегатов, образующих субгоризонтальные полосы толщиной в несколько сантиметров в красноцветных песчано-гравийно-галечных отложениях в карьере близ с. Юлдашево. Тоши предположительно имеют верхнепермски возраст. По результатам рентгеноспектрального анализа установлено, что они представлены единственным минералом Mn – пиролюзитом, содержащим Cu до 1 мас. % (рис. г). Пиролюзит образует радиально-лучистые и пластинчатые агрегаты, цементирующие обломочную массу. В трещинах в пиролюзитовых агрегатах встречаются также субмикронные зёрна титанита, циркона, а также минералов Fe и Pb.

Таким образом, проведённые исследования расширяют разнообразие рудной минерализации в осадочных комплексах западного Башкортостана. Пока обнаруженные пункты минерализации и рудопроявления не представляют серьёзного промышленного интереса, однако являются ценными объектами для минералогических исследований, поскольку очевидно, что они сформировались в результате разнообразных, вероятно не связанных между собой гидротермально-осадочных и биогенных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Президента РФ № МК-857.2021.1.5 и РБ НОЦ-ГМУ-2021. Аналитические работы поддержаны Госзаданием ИГ УФИЦ РАН, № темы FMRS-2022-0012.

Список литературы

1. Ковалёв С.Г., Пучков В.Н., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы). Уфа: Альфа-реклама, 2016. 554 с.
2. Рахимов И.Р. Минералогия и геохимия ожелезненных пород Сайтовского миоценового песчано-гравийного месторождения (Южное Предуралье) // Геология. Известия отделения наук о земле и природных ресурсов Академии наук республики Башкортостан. 2022. № 29. С.58–65.
3. Рахимов И.Р., Мичурин С.В., Султанова А.Г., Киселёва Д.В., Карамова А.М. Минералогическая характеристика и условия формирования Базилевского медного рудопроявления (Южное Предуралье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 5. С. 7–22.
4. Салихов Д.Н., Масленников В.В., Серавкин И.Б., Беликова Г.И., Галиуллин Б.Г., Никонов В.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). Уфа: Гилем, 2010. 376 с.
5. Rakhimov, I.R.; Saveliev, D.E.; Rassomakhin, M.A.; Samigullin, A.A. Chromian Spinels from Kazanian-Stage Placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: Morphological and Chemical Features and Evidence for Provenance. Minerals 2022, 12, 849.

КРУПНЫЙ РОЙ ДОЛЕРИТОВЫХ ДАЕК В ХАБАРНИНСКОМ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ

А. О. Симанкова, Е. В. Пушкарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: A.l.e.k.s.S.i.m.a.n.k.o.v.a@yandex.ru

Дайковые рои, распространенные на территориях в сотни и тысячи километров, рассматриваются как индикаторы магматизма, связанного с плюмами или с крупными изверженными провинциями (LIP) [8]. На Южном Урале в позднепалеозойское время, после коллизии Магнитогорской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы, происходит формирование многочисленных малых интрузий и даек, преимущественно базитового состава, которые связывают с проявлением плюм-зависимого магматизма [2]. В составе Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона, залегающего в Сакмарской зоне Южного Урала, также известны крупные рои долеритовых даек, о составе, возрасте и геодинамических условиях формирования которых имеются весьма ограниченные сведения [1, 4]. Начатое нами в 2021 году исследование направлено на решение этих вопросов. Кроме того, мы рассматриваем проблему комагматизма долеритовых даек с габброидами, входящими в разные магматические комплексы Хабаровинского аллохтона. В настоящем сообщении мы представляем первые результаты выполненных работ по изучению крупного роя долеритовых даек в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне.

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон (массив) расположен на Южном Урале в нескольких километрах к западу от города Новотроицк и делится рекой Урал на две неравные части. Большая по площади северная часть расположена в России, а меньшая - в Казахстане. Массив представляет собой верхнюю тектоническую пластину Сакмарской аллохтонной зоны [5] и сам является комплексным образованием [1, 3, 4], состоящим из 5 магматических комплексов и метаморфических пород основания аллохтона: 1) офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс, наиболее древний; 2) восточно-хабарнинский (ВХК) дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс; 3) молостовский комплекс малых кольцевых интрузий клинопироксенит-габбро-гранитного состава; 4) аккермановский верлит-габбро-плаггиогранитный комплекс с зонами развития параллельных диабазовых даек; 5) комплекс метаморфических пород, залегающих в основании аллохтона и входящих в его структуру. Долеритовые дайки прорывают все, перечисленные выше, магматические комплексы и метаморфические породы основания аллохтона. Это позволяет выделять их в самостоятельный магматический комплекс самого молодого возраста. Однако вопрос о их генетической связи с габброидами других магматических комплексов также остается открытым.

Долеритовые дайки неравномерно распределены по всему массиву. Наибольшее количество крупных даек зафиксировано в восточной части массива, где они прорывают породы восточно-хабарнинского комплекса. Здесь дайки имеют, преимущественно, субмеридиональное простирание. В центральной и западной частях массива, где они прорывают офиолитовые перидотиты и расслоенную интрузию горы Кирпичной, дайки имеют субширотное либо северо-западное простирание. Протяженность даек от первых метров до 15 км, мощность от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Нами было проведено геологическое изучение и опробование даек, секущих породы разных комплексов. С целью определения состава первичной расплава даек и оценки степени их дифференциации на месте становления, во всех случаях были опробованы центральные раскристаллизованные части даек и зоны закалки.

Петрографическая характеристика пород выполнена на универсальном петрографическом-минераграфическом микроскопе Альтами ПОЛАР 3. Химический состав пород определен рентгенфлюоресцентным методом на СРМ-18 и СРМ-35. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на спектрометре ELAN-9000. Состав минералов был изучен на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA с ЭДС приставкой «Оксфорд». Эти исследования были выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург. Определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста по амфиболу методом ступенчатого прогрева проведено в изотопной лаборатории ИГМ СО РАН (Новосибирск).

При петрографическом изучение шлифов были получены данные о составе и структуре пород: породообразующие минералы долеритов – плагиоклаз, клинопироксен, амфибол, из акцессорных наиболее часто встречающиеся – титаномагнетит, апатит, титанит. Типичными структурами пород является средне-мелкозернистая офитовая, в закаленных частях жил встречается порфировая

Изученные плагиоклазы часто имеют зональное строение – ядра более основного состава окружены более кислыми каймами позднего плагиоклаза. На магматической стадии кристаллизуются плагиоклазы от анортита до андезина, а в процессе диафтореза образуются кислый олигоклаз и альбит.

Главный темноцветный минерал в долеритах – клинопироксен. Клинопироксен образует зерна двух типов. Наиболее ранний клинопироксен встречается в виде идиоморфных зональных вкрапленников, чаще всего в зонах закалки. Более поздний клинопироксен находится в интерстициях между плагиоклазом и образует зерна неправильной формы. По химическому составу клинопироксен отвечает авгиту, соответствующему изотерме 800°C на пироксеновой трапеции. Клинопироксены содержат примесь глинозема (до 4,23% масс.), окиси хрома (до 0.35% масс.) и двуокиси титана (0.4-0.9% масс.). Железистость клинопироксенов варьирует в интервале 0.24-0.36.

Амфибол присутствует как ранний магматический, так и поздней генерации, образовавшийся по пироксену. Раннемагматический амфибол в проходящем свете имеет буроватый цвет и по составу более железистый и титанистый, чем позднемагматический. Минеральный вид раннемагматического амфибола определен как ферропаргасит. Амфибол поздней генерации образует тонкие каймы по пироксену и в проходящем свете имеет зеленоватый оттенок. Содержания двуокиси титана менее 1% мас. По составу вторичный амфибол соответствует ряду актинолит-тремолит.

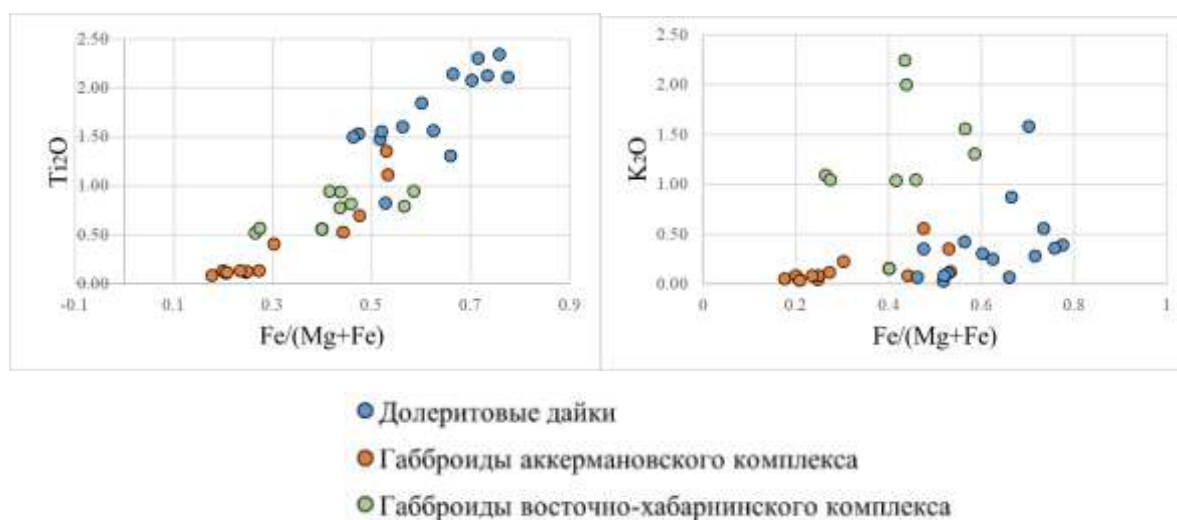


Рис. 1. Диаграммы $\text{TiO}_2\text{-Fe/Fe+Mg}$ и $\text{K}_2\text{O-Fe/Fe+Mg}$ для долеритов и габброидов Хабаровского аллохтона

Сравнение химических составов долеритов с габброидами аккермановского и восточно-хабарнинского комплексов показывают существенные различия (рис. 1), что позволяет сделать вывод об отсутствии генетической связи между ними и то, что долеритовые дайки не представляют собой жильную серию этих габбро. На геохимических дискриминационных диаграммах долериты располагаются в полях островодужных базальтов и базальтов срединно-океанических хребтов. На мультиэлементных диаграммах долериты имеют выраженные положительные аномалии по стронцию и отрицательные аномалии по ниобию, танталу и титану, что свидетельствует об заметном вкладе материала субдукционного слэба в состав пород. По характеру распределения РЗЭ породы дайкового комплекса сходны с базальтами MORB, но с более низким общим уровнем концентраций элементов и отсутствием европиевых аномалий, что указывает на примитивный характер расплава и слабую степень его фракционированности.

Глубина становления долеритовых даек была оценена по эмпирическому амфибол-плагиоклазовому барометру Г.Б.Ферштатера [6]. Согласно этим данным, долериты кристаллизуются при давлении 1-2 кбар и не более 3-4 кбар (рис. 2).

Возраст долеритовых даек был получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу и соответствует франскому ярусу среднего девона – 377 млн. лет. Эти данные подтверждают, что долериты являются самыми молодыми породами в составе Хабарнинского аллохтона [4] и соответствуют времени начала формирования зилаирского флиша [2].

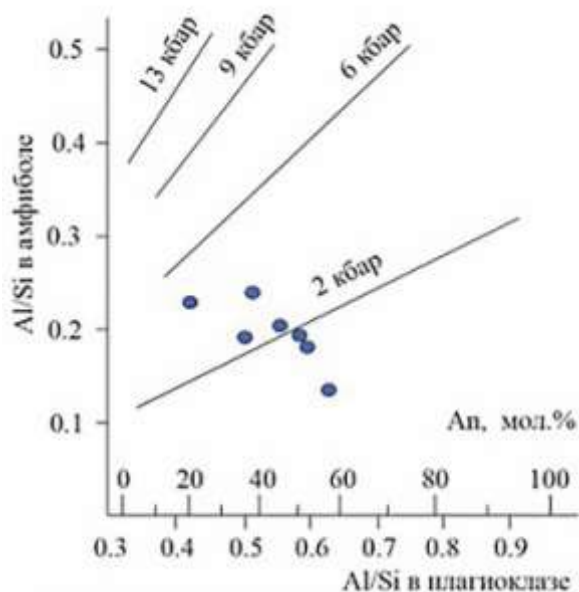


Рис. 2. Отношение Al/Si в равновесных амфиболах и плагиоклазах из проб долеритов Хабарнинского массива и оценка давления по эмпирическому амфибол-плагиоклазовому барометру Г.Б. Ферштатера [6].

Выводы. Крупные рои долеритовых даек в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне относятся к наиболее молодым магматическим породам, верхнедевонского возраста. По составу они определены как базальты нормальной щелочности, источником которых может служить деплетированная мантия типа COX с участием материала субдукционного слэба. Составы минералов показывают, что формирование даек происходило при давлении около 2 кбар и ниже, а температура субсолидусных равновесий отвечает интервалу 900-700° С. По химическому составу долеритовые дайки

заметно отличаются от габброидов аккермановского и восточно-хабарнинского комплексов, что не позволяет рассматривать их как комагматичную жильную свиту этих комплексов. Таким образом, можно утверждать, что формирование крупного роя долеритовых даек в Хабарнинском аллохтоне происходило в верхнем девоне и, вероятно, связано с режимом активизации в мантийном клине над прекратившей свое существование зоной субдукции среднедевонского возраста.

Работа выполнена по госбюджетной теме АААА-А18-118052590029-6 в Лаборатории петрологии магматических формаций ИГГ УрО РАН. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург).

Список литературы

1. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М., «Наука», 1978 г.
2. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика / Д.Н. Салихов, В.В. Холоднов, В.Н. Пучков, И.Р. Рахимов – М.: Наука, 2019. 392 с.
3. Петрология постагрцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
4. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М., Готтман И.А., Серов П.А., Бирюзова А.П., Юдин Д.С. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления// Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы 3-й международной конференции. Том 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125-132.
5. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: ГИН АН СССР, 1976. Вып. 283. 173 с.
6. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 231 с.
7. Эвгеосинклиналильные габбро-гранитные серии /Ферштатер Г.Б., Малахова Л. В., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. М.: Наука, 1984. 264 с.
8. Srivastava, Rajesh & Ernst, Richard & Peng, Peng. (2018). Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective. 10.1007/978-981-13-1666-1.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙКАЛ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.В. Сначёв¹, А.В. Коломоец², М.А. Рассомахин³, М.С. Глухов⁴

¹ *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия*

² *Оренбургский государственный университет, Оренбург, Россия*

³ *Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, Миасс, Россия*

⁴ *Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия
e-mail: SAVant@rambler.ru*

Черносланцевые отложения широко распространены во всем мире и представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичной хемогенной сорбции благородных и редких металлов, а также являются их источником в ходе метаморфических преобразований [2, 6, 11, 13-15]. С ними связаны крупные золоторудные месторождения по всему миру, а также серия проявлений и месторождений на Южном Урале [5, 9, 10, 12]. В Оренбургской части Южного Урала примером золоторудного объекта в углеродистых толщах является Кумакское рудное поле, приуроченное к раннекаменноугольному Аниховскому грабену Восточно-Уральского поднятия. В его пределах было выявлено несколько десятков золотых месторождений и проявлений (Восточно-Тыкашинское, Коммерческое, Забайкальское, Байкал, Центральное, Кумак, Кумак-Южный и др.). Многочисленные поисково-разведочные и тематические работы, проводимые здесь за почти вековую историю, позволили уточнить геологию рудного поля, а также провести металлогенические построения и реконструкцию условий накопления осадков [1, 3, 5, 7]. Основной задачей данной работы является изучение углеродистых отложений проявления Байкал, оценка их золотоносности, а также уточнение особенностей благороднометальной минерализации, широко представленной в рудовмещающих породах.

Золотое проявление Байкал приурочено к углеродисто-карбонатно-терригенным отложениями брединской свиты (C₁bd) и расположено в двух километрах севернее Кумакского месторождения (рис. 1). В разрезе свиты преобладают углеродсодержащие терригенно-осадочные образования: алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы и песчаники, образующие мощную рудовмещающую пачку шириной 70–140 м и протяженностью около 20 километров. В основании разреза в подчиненном количестве отмечены эффузивы дацитовых и андезитовых порфиритов и их туфов. На глубине углеродистые сланцы прорываются интрузией кварцевых диоритов кумакского комплекса (δC₁k), протягивающейся вдоль всей рудной зоны.

Кумакское рудное поле характеризуется большим разнообразием золоторудной минерализации, а также сложным полиформационным типом оруденения [5], которое приурочено преимущественно к пачкам кварц-слюдисто-турмалиновых метасоматически измененных углеродистых сланцев [7]. Золотоносными являются четыре минеральные ассоциации [4]. Первая из них развита только на юге рудного поля (Кумакское месторождение и проявление Байкал) и представлена целым спектром золото-висмут-теллуридной минерализации, а также включениями раклиджита и самородного золота в кобальтине. Вторая – мелкое самородное золото (в виде пленок и гнезд) наблюдается во всех разновидностях сланцев, а также накладывается на кварцевые и шеелит-кварцевые жилы. Третьей ассоциацией является полиметаллическая минерализация с бедным содержанием благородного металла (в пределах рассматриваемой площади она слабо проявлена). Четвертая (преобладающая) – фиксируется в основной зоне смятия на

северном участке. Золото здесь тонкодисперсное, связано с мелкокристаллическим пиритом, арсенопиритом и приурочено к зонам с обильной турмалинизацией [16].

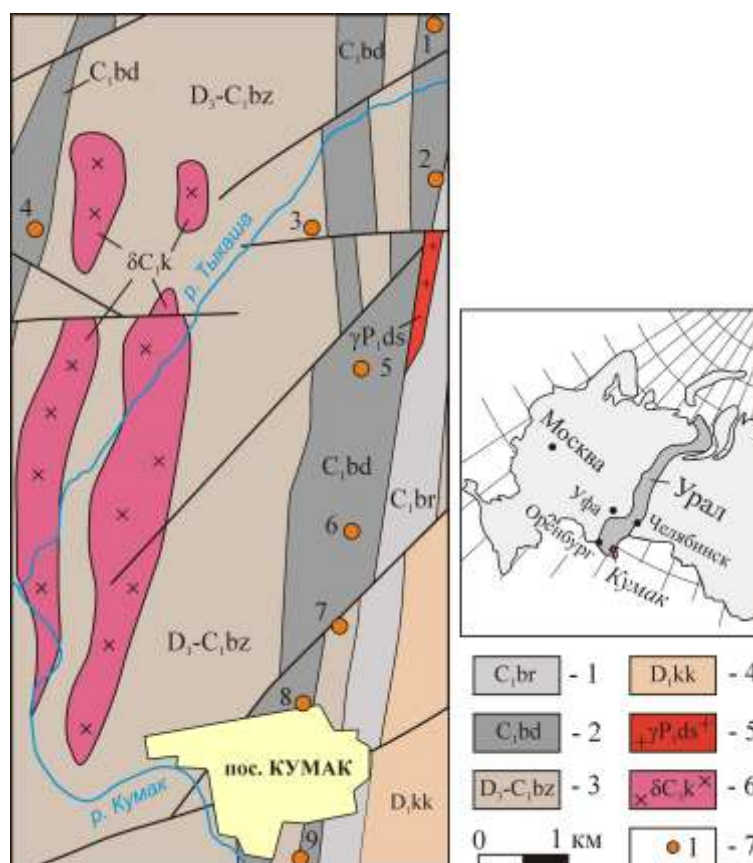


Рис. 1. Геологическая карта Кумакского рудного поля (Южный Урал) (по П.В. Лядскому и др. [8], с упрощениями авторов).

Условные обозначения: 1 – биргильдинская толща (конгломераты, песчаники, известняки, углеродистые сланцы), 2 – брединская свита (углеродистые сланцы, песчаники, алевролиты, конгломераты), 3 – березняковская толща (туфы основного и кислого состава, реже лавы, прослои алевролитов и углеродистых сланцев), 4 – кокпектинская толща (лавы и туфы базальтов, субвулканические тела габбродолеритов, риолитов), 5 – джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый, 6 – кумакский комплекс диорит-плагитогранитовый, 7 – проявления и месторождения золота: 1 – Восточно-Тыкашинское, 2 – Коммерческое, 3 – Миля, 4 – Тамара, 5 – Забайкальское, 6 – Байкал, 7 – Центральное, 8 – Кумак, 9 – Кумак-Южный.

В центральной части проявления Байкал нами был описан и опробован разрез, полностью вскрывающий рудовмещающую черносланцевую полосу. Штуфное опробование всех разновидностей пород по разрезу, а также по площади проявления показало промышленные содержания золота до 6,5 г/т и стабильно высокие – серебра (до 7,6 г/т) [16]. Учитывая крайне неравномерное содержание золота в рудных телах, нами были дополнительно промыты шлиховые пробы из углеродистых сланцев и кор выветривания, состоящих преимущественно из дресвы и обломков жильного кварца и углеродистых сланцев, а также просмотрены пробы-протопочки. Всего было получено порядка 40 мелких золотин размером от 0,05×0,1 до 0,3×0,1 мм (рис. 2). Также в прожилке кварца было найдено небольшое скопление золота, пронизывающее образец вглубь. Формы выделения самородного золота самые разнообразные: пластинчатые, изометричные, в виде сростков и листочков. На поверхности золотин часто отмечаются колломорфные почковидные корочки лимонита, а также срастания с мусковитом и

турмалином. Микронзондовый анализ показал довольно однородный их элементный состав. Золото относится к высокопробному типу (Au – 90–96 %), содержание серебра 4–9 % [16].

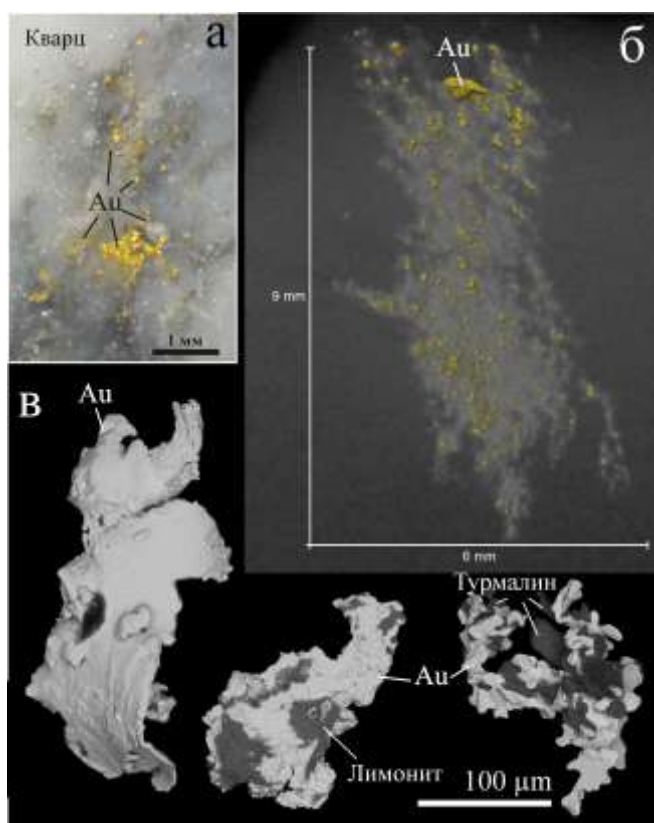


Рис. 2. Фотография самородного золота в кварцевом прожилке (а), микротомография штокверка золота в кварце (б) и электронно-микроскопические изображения поверхности золотин, отмытых из углеродистых сланцев и кор выветривания проявления Байкал (в).

Примечание: Фотографии поверхности золотин, а также микронзондовый анализ полированных препаратов выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act. Использовано углеродное напыление, ускоряющее напряжение 20 кВ, «живое» время 120 с, эталоны МАС – Micro-analysis consultants LTD, рег. № 1362 (аналитик М.А. Рассомахин, ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Для рентгеновской компьютерной микротомографии применялась микрофокусная исследовательская рентгеновская система для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240 (Германия), при напряжении 180 кВ, силе тока 150 мА, разрешение съемки для образца 27 мкм (оператор Е.О. Стаценко, Казанский федеральный университет, г. Казань).

Методом рентгеновской компьютерной микротомографии было проведено изучение образца кварца с видимым самородным золотом. Для образца получена трехмерная визуализация минеральных фаз и трещин в трех плоскостях пространства, а также рентгенотомографические срезы (проекции по плоскости XZ, YZ) (рис. 2). Для золота измерены параметры крупных частиц (больше 1 мм): длина, ширина, толщина и объемная доля всех микрочастиц. Исследование показало, что золото представлено преимущественно частицами менее 0,02 мм (492 шт, 53% по объему). Крупные золотины (5 шт, 23% по объему) размером 1,4–1,9×0,4–0,7×0,1–0,2 мм имеют уплощенную форму и приурочены к трещинам в кварце.

Таким образом, при изучении черносланцевых отложений проявления Байкал

установлено, что золоторудная минерализация в пределах проявления приурочена преимущественно к пачкам кварц-слюдисто-турмалиновых метасоматически измененных углеродистых сланцев. Золото здесь преимущественно тонконкодисперсное и связано с двумя основными минеральными ассоциациями: золото-висмут-теллуридной и самородным золотом в сростании с турмалином. Штуфное опробование всех разновидностей пород показало промышленные содержания в них золота до 6,5 г/т и стабильно высокие – серебра (до 7,6 г/т). Анализ состава золотин, отмытых из кварцевых жил и углеродистых сланцев, показал, что они относятся к высокопробному типу.

Полевые работы выполнены в рамках Госзадания по теме № FMRS-2022-0011. Микрозондовые исследования проведены в рамках Госбюджетной темы № 122040600006-1. Томографические исследования проведены в рамках Государственного задания в сфере научной деятельности (Проект № 0671-2020-0048 Государственного задания № 075-00216-20-05 от 04.06.2020 (Часть II, Раздел I)).

Список литературы

1. Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 215 с.
2. Арифюлов Ч.Х. Черносланцевые месторождения золота различных геологических обстановок // Руды и металлы, №2, 2005. С. 9–19.
3. Билибина Т.В., Богданов Ю.В. О перспективах золотоносности в районе Мугоджар // Геология рудных месторождений, №5, 1959. С. 104–111.
4. Воин М.И. Особенности структуры и оруденения Кумакского рудного поля и методика выделения обогащенных интервалов в минерализованных зонах смятия // Известия вузов. Геология и разведка, №11, 1966. С. 77–86.
5. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Классификация золоторудных месторождений восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, №8, 2009. С. 177–186.
6. Иванов А.И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология, № 4, 2017. С. 3–23.
7. Колomoец А.В., Сначёв А.В., Рассомахин М.А. Золототурмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал, №12, 2020. С. 11–15. DOI: 10.17580/gzh.2020.12.02
8. Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-I (Аниховка). Объяснительная записка. М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 100 с.
9. Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология, №5, 2020. С. 64–70. DOI: 10.33623/0579-9406-2020-5-64-70
10. Сначёв А.В., Пучков В.Н. Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады Академии наук, Т. 433, №1, 2010. С. 77–80.
11. Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Металлоносность и углеродное вещество в уральских породах черносланцевого типа // Доклады Академии наук, Т. 469, №1, 2016. С. 86–90. DOI: 10.7868/S086956521619021X
12. Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Zhaoping Yang, Petts D. Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE mineralization, Peel River, Yukon, Canada // Ore Geology Reviews, V. 107, 2019. P. 600–614. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.030
13. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance // Economic Geology, V. 98, No. 1, 2003. P. 1–29. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.1.1

14. Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin Type and Orogenic Gold Deposits // *Economic Geology*, V. 106 (3), 2011. P. 331–358. DOI: 10.2113/econgeo.106.3.331
15. Majumdar S., Singh S., Sahoo P.R. Characterization of organic matter and its implications for pyrite hosted refractory gold mineralization along the South Purulia Shear Zone, eastern India // *Ore Geology Reviews*. V. 124:103584, 2020. DOI: 10.1016/j.oregeorev. 2020.103584
16. Snachev A.V., Kolomoets A.V., Rassomakhin M.A., Snachev V.I. Geology and gold content of carbonaceous shale in Baikal mineralization site, Southern Ural // *Eurasian Mining*, No. 1, 2021. P. 8–13. DOI: 10.17580/em.2021.01.02

ФТОРАПАТИТ В ОБРАЗЦАХ ШЛАМА ДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

М.А. Смакова, Е.О. Шиянова
ООО «РН-БашНИПИнефть», г. Уфа
e-mail: SmakovaMA@bnipti.rosneft.ru

Изучение минерального состава и детальной литологической характеристики новой скважины в пределах Асташевско-Сосновско-Назаровского лицензионного участка, расположенного в пределах Зилайрского синклинория, проводилось не только по керновому материалу, но и по шламу. Рентгенофазовый анализ (РФА) проб шлама в интервалах глубин 3902-3914 м показал присутствие в нескольких пробах фторапатита, содержание которого варьирует от 3,1 до 29,4 вес.%.

Присутствие фторапатита также подтверждается на растровом электронном микроскопе (РЭМ) в виде шестиугольных стержней, местами сгруппированных в виде псевдоконкреций, при этом кристаллы отмечаются только на поверхности частиц шлама (рис. 1).

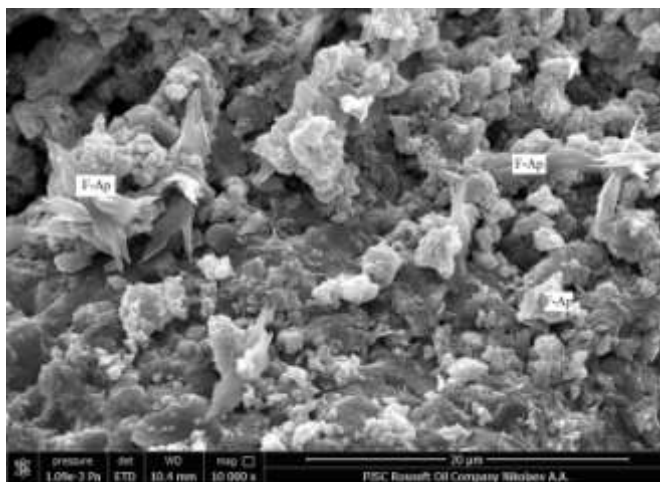


Рис. 1. РЭМ-фотография поверхности карбонатной породы, на которой отмечаются кристаллы фторапатита (увеличение 10000х)

По данным сводок ГТИ бурение скважины проводилось с использованием калий-хлор полимерного раствора. Отбор шлама из скважины производился стандартным способом с помощью шламоотборника непрерывного действия у устья скважины в потоке выходящего бурового раствора. Шлам с исследуемых глубин подавался на вибросита, откуда отбор образцов производился с помощью скребка и частично промывался водой. В лаборатории непосредственно перед изготовлением шлифов образцы шлама подверглись повторной промывке.

Литологическое описание шлама из данного интервала показало, что в составе пород преобладают известняки и аргиллиты. Фторапатит в шламе приурочен к пробам, в составе которых присутствуют как известняки, так и аргиллиты. Наибольшие содержания фторапатита (29,4 вес.%) наблюдаются в образце, который почти пополам состоит из аргиллитов и известняков. Ниже по разрезу в пробах фторапатит отсутствует, при этом пробы шлама состоят преимущественно из известняков. Петрографические исследования пород в шламе демонстрируют отсутствие фторапатита в них.

Изученные пробы шлама относятся к карбонатному разрезу девонского возраста. По имеющемуся керновому материалу этой скважины в девонских отложениях преобладают

известняки серые, светло-серые, микро-тонкокристаллические, пеллоидно-биокластовые со структурой пакстоун, вакстоун, с маломощными прослоями аргиллитов.

Фторапатит в природе это обычный минерал изверженных и метаморфических пород, первичный минерал из пегматитов, в осадочных породах встречается в виде обломочных зерен [5]. Морфология кристаллов и присутствие их только на поверхности шламовых частиц, скорее всего, говорит о техногенной природе образования фторапатита.

Есть несколько способов образования синтетического фторапатита. По данным [5], фторапатит может быть получен искусственно путем нагревания смеси $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ и CaF_2 при 1370° в течение 30 минут в потоке сухого азота с некоторым количеством CaF_2 в восходящем потоке, чтобы минимизировать улетучивание фтора из реакционной смеси. Данный процесс хоть и является быстрым, но ввиду слишком высоких температур и специфического состава смеси, исключает возможность образования фторапатита данным способом в шламе.

Некоторыми исследователями приводится иной способ образования фторапатита. К примеру, в процессе очистки природных вод от ионов фтора [3,4], на минеральную затравку, состоящую из минералов кальцита, доломита и фторсодержащих минералов воздействовали щелочными растворами. Перекристаллизация кальцита происходит, когда кальцит подвергается воздействию водного раствора. Присутствие щелочных минералов может ингибировать этот процесс и способствовать непрерывному растворению Ca. Таким образом, в метастабильном растворе фосфат/фторид кальция при постоянных температурных условиях сначала образуется аморфный фосфат кальция, который действует как затравка на поверхности для кристаллизации фторапатита, за которым следует образование фторапатита неправильной формы в виде наностержней, которые постепенно превращаются в кристаллы. На рисунке 2 приведена генерализованная схема образования фторапатита.

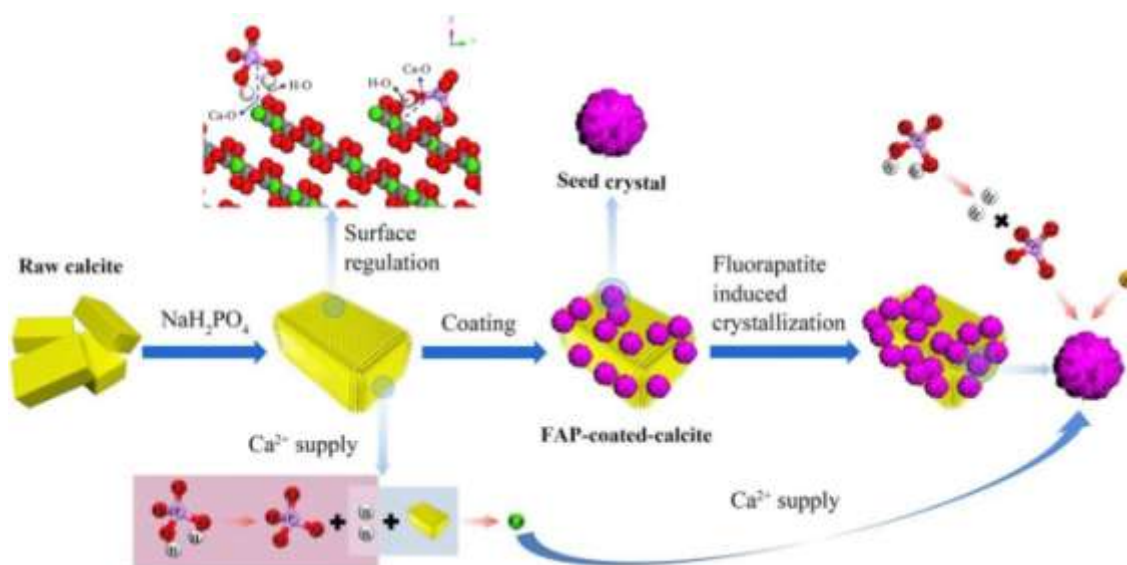


Рис. 2. Схема образования фторапатита на кальцитовой затравке [4]

Новообразованные кристаллы фторапатита с луковичной структурой образуются на поверхности затравочных частиц. Они состоят из сферических частиц, покрытых плотным минеральным слоем с гладкой поверхностью. Подобные новообразования фторапатита демонстрируют в экспериментальной работе и другие авторы [1,2].

Морфология кристаллов фторапатита, как показано в исследованиях [4], зависит от времени воздействия на затравку растворов. Когда время воздействия увеличено с 1 ч до 24 часов морфология вновь образованного фторапатита изменяется от аморфной до гроздьевидной, конкреционной и формы лепестков (рис. 3). Таким образом, увеличение

времени воздействия растворов на затравку приводит к образованию сферолитовых и конкреционных агрегатов.

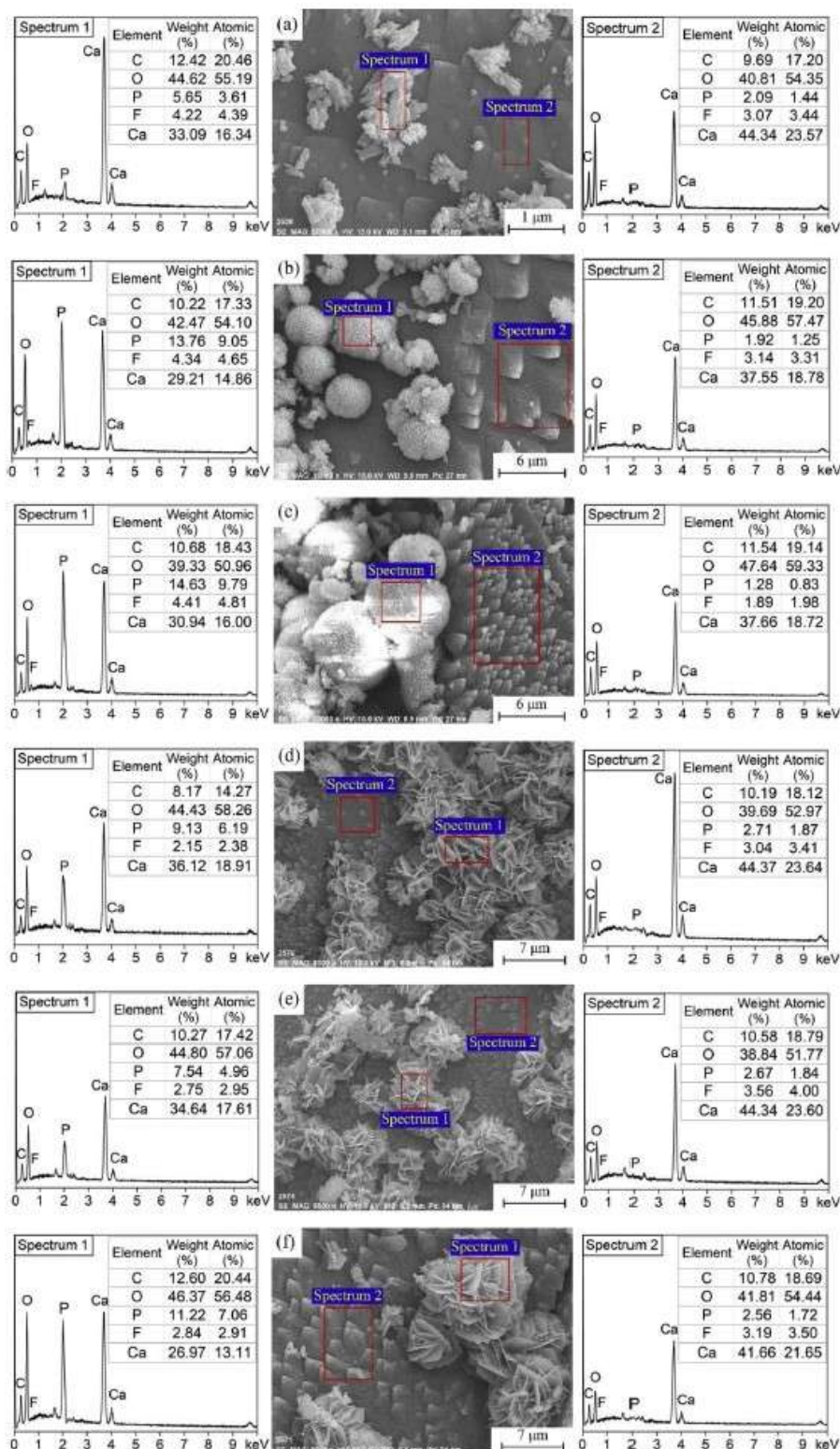


Рис. 3. Иллюстрации из статьи [4], демонстрирующие зависимость морфологии новообразованных кристаллов фторапатита от времени воздействия раствора на затравку (а – 1 ч, б – 2 ч, в – 4 ч, д – 6 ч, е – 12 ч, ф – 24 ч)

Изучая морфологию кристаллов фторапатита из шлама можно сказать, что кристаллы имеют вид лепестков, стержней, сгруппированных в псевдоконкреции и недооформленные сферолитовые агрегаты (рис. 4). То есть, в соответствии с

иллюстрациями зависимости морфологии кристаллов фторапатита от времени воздействия раствора, можно сделать вывод, что раствор воздействовал на шлам в течение 1-6 часов. Это не противоречит данным о времени взаимодействия бурового раствора на породы и частицы шлама во время бурения, подъема шлама и отбора образцов.

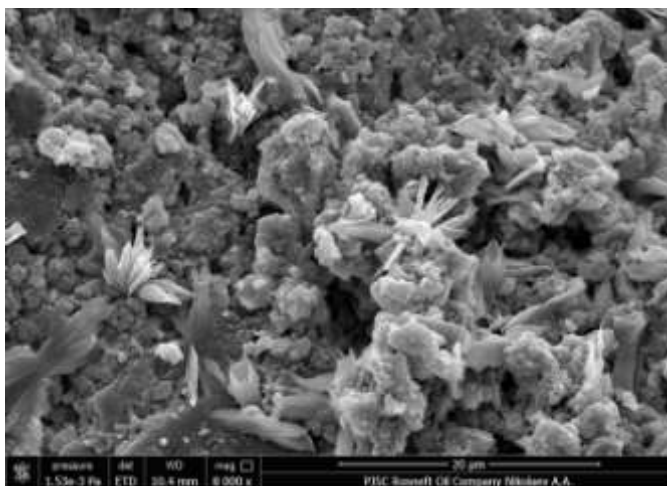


Рис. 4. РЭМ-фотография поверхности карбонатной породы, на которой отмечаются кристаллы фторапатита (увеличение 8000х)

По данным энергодисперсионного анализа в составе фторапатита присутствуют примеси Na, K, Al, Si, S. Расчетная формула фторапатита – $(Ca_{4,7}K_{0,6}Na_{0,1})(P_{0,5}S_{0,25}Si_{0,17}Al_{0,08}O_4)_3(F_{0,89}[OH]_{0,11})$. Нестехиометричный состав фторапатита, свидетельствует о быстрой кристаллизации минерала из раствора, а имеющиеся примеси, вероятно, привнесены буровым раствором.

На данный момент неясным остается происхождение ионов фтора и фосфора в растворе необходимых для кристаллизации фторапатита. Возможно, присутствие их связано с составом пород в шламе (например, аргиллитов). Согласно [6-8] осадочные породы являются одним из главных аккумуляторов фтора и фосфора в земной коре. Обычно минимальные концентрации свойственны известнякам, более высокие – доломитам, а максимальные (до 2000 мг/кг) – глинистым породам. Таким образом, ионы фтора и фосфора в системе могут быть связаны с выносом их из аргиллитов, которые, как было указано выше, присутствуют именно в образцах с фторапатитом.

Исходя из вышеизложенного, впервые обнаруженный фторапатит в образцах шлама девонских карбонатных отложений является новообразованным и имеет техногенную природу. Образование фторапатита может являться результатом воздействия на породу (известняки и аргиллиты) бурового раствора калий-хлор полимерного состава, вероятно, имеющего щелочную среду.

Список литературы

1. Aldaco R., Garea A., Irabien A., 2005. Fluoride recovery in a fluidized bed: crystallization of calcium fluoride on silica sand. *Ind. Eng. Chem. Res.* 45, 796-802.
2. Aldaco R., Garea A., Irabien A., 2007. Calcium fluoride recovery from fluoride wastewater in a fluidized bed reactor. *Water Res.* 41, 810-818.
3. L. Deng, Y. Wang, X. Zhang, J. Zhou, T. Huang. Defluoridation by fluorapatite crystallization in a fluidized bed reactor under alkaline groundwater condition. *J. of Cleaner Production.* 272 (2020).
4. L. Deng, J. Ou, H. Yang, G. Wen, Y. Wang, T. Huang. The surface regulation of calcite for defluoridation by fluorapatite-induced crystallization. *J. of Water Process Eng.* 41 (2021).

5. D. McConnell. Apatite: Its Crystal Chemistry, Mineralogy, Utilization, and Geologic and Biologic Occurrences. Springer-Verlag, Wien New York, 1973. P.111
6. Ронов А.Б., Гири́н Ю.П., Ермишкина А.И. и др. Геохимия фтора в осадочном цикле // Геохимия, № 11, 1974. с. 1587-1612.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
8. Янин Е.П. Фтор в окружающей среде (распространенность, поведение, техногенное загрязнение) // Экологическая экспертиза, 2007, № 4, с. 2-98.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД РУЧ. ПЕРИДОТИТОВОГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н.С. Уляшева, О.В. Удортина, А.С. Шуйский

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
e-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru*

В Харбейско-Марункеуском блоке в пределах Центрально-Уральской зоны Полярного Урала имеются массивы мафит-ультрамафитовых пород, контролируемые тектоническим нарушением надвигового типа. Они часто приурочены к контакту между эклогит-амфиболит-гнейсовым марункеуским комплексом с одной стороны и зеленосланцевыми отложениями няровейской серии с другой стороны. Согласно работам [1] тела мафит-ультрамафитов отнесены к ампельшорскому комплексу раннего–среднего ордовика. Рассматриваемые породы остаются слабо изученными образованиями. Детальные петрографические, минералогические и геохимические исследования мафит-ультрамафитов позволяют установить геодинамические обстановки их формирования и условия метаморфизма.

Нами изучены измененные мафит-ультрамафиты небольшого массива в южной части Марункеуского блока по руч. Перидотитовому.

Минеральный состав, структурные и текстурные особенности пород изучены под поляризационным микроскопом. Химический состав минералов исследован на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max в ЦКП «Геонаука» в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Содержания петрогенных компонентов получены с помощью классического химического анализа, а концентрации редких и редкоземельных элементов установлены на масс-спектрометре с индуктивной связанной плазмой (ICP-MS метод) в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Геохимические реконструкции проведены с учетом изохимического характера вторичных изменений [3].

Петрография. Породы массива представлены пироксен-амфибол-хлоритовыми и мусковит-альбит-клиноцизит-амфиболовыми образованиями.

Пироксен-амфибол-хлоритовая порода характеризуется нематолепидобластовой, реликтовой пойкилитовой и кумулятивной микроструктурой, местами сланцеватой текстурой (рис. 2а). Порода состоит в основном из хлорита и тремолита, развивающихся по первичным магматическим минералам. Наблюдаются контуры идиоморфного субизометричного и удлинённого минерала размером до 1.5 мм, скорее всего оливина, занимающего 40–50 % от объема породы. Контуры этого минерала распознаются по наличию систем поперечных трещин, выполненных магнетитом. Промежутки между трещинами заполнены мелкочешуйчатым хлоритом и реже тремолитом. В пространстве между субизометричными контурами наблюдаются реликтовые зерна пироксена и зеленовато-бурого амфибола, образующие крупные кристаллы с включениями реликтовых оливинов. Рудные минералы (об., %) представлены магнетитом (4–5), хроммагнетитом (2–3), кобальтином (1) и пиритом (2).

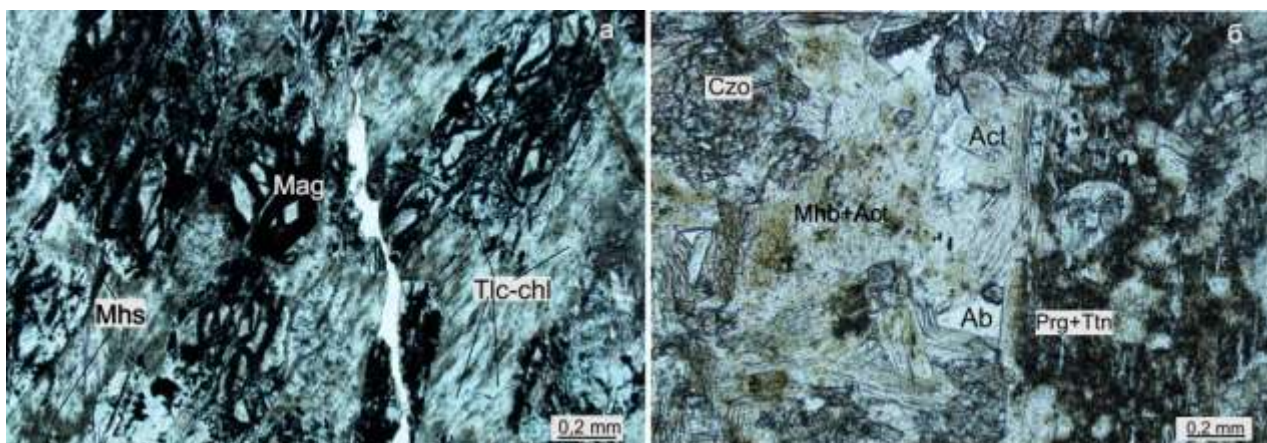


Рис. 1. Фотографии шлифов метаультрамафита и метабазита, сделанные при одном никеле. Реликты кристаллов оливина и пойкилитовая структура в пироксен-амфибол-хлоритовой породе (а), фенокристалл паргасита (справа) в мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовой породе (б).

Условные обозначения: Tlc-chl – тальк-хлорит, Mhs – магнезиогастингсит, Mag – магнетит, Czo – клиноцоизит, Prg – паргасит, Act – актинолит, Ab – альбит, Mhb – магнезиальная роговая обманка, Ttn – магнезиальная роговая обманка

Мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовая порода имеет массивную текстуру и гранолепидонематобластовую, реликтовую порфиroidную микроструктуру (рис. 2 б). Породообразующие минералы в ней представлены (об., %) амфиболом (70), клиноцоизитом (15–20), альбитом (5–8) и мусковитом (5–8). Акцессорными минералами являются (об., %) титанит (2), апатит (до 1) и барит (менее 1), рудными – пирит (1–2), редкие зерна пирротина, халькопирита и галенита.

Порфиroidные выделения размером до 3 мм образуют зерна амфибола, имеющие неравномерную пятнистую окраску. Центральные буровато-коричневые участки минерала соответствуют кальциевым амфиболам: паргаситу и эдениту. По краям минерал замещается светло-зеленой магнезиальной роговой обманкой и актинолитом. В межзерновом пространстве между порфиroidными выделениями развиваются зерна клиноцоизита, актинолита и альбита размерами до 1–1.5 мм.

Петрогеохимия пород. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [2] точка состава мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовой породы располагается в области базальта, долерита и габбро, а пироксен-амфибол-хлоритовая порода обнаруживает сходство с пикритом и перидотитом. Породы являются высокомагнезиальными ($\# \text{mg} = 78\text{--}85$), низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.33\text{--}0.59$, мас., %), низкоглиноземистыми и калиево-натриевыми образованиями. На диаграмме AFM точки составов пород образуют толеитовый тренд дифференциации вещества. Структурные и химические особенности пород, а также реликты магматических минералов дают основание предположить, что первичный состав их соответствовал, скорее всего, роговообманковому долериту или габбро-долериту (мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовая порода) и роговообманковому перидотиту (пироксен-амфибол-хлоритовая). В дальнейшем их будем характеризовать соответственно как метабазит и метаультрамафит.

Метаультрамафит и метабазит имеют субпараллельные спектры содержаний редких и редкоземельных элементов и, возможно, генетически связаны. Метаультрамафит характеризуется более низкими содержаниями элементов ($\sum \text{REE} = 16.37$), чем метабазит ($\sum \text{REE} = 32.31$). Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) нормированные на состав хондрита [9], слабо дифференцированы ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.9; 2.9; (\text{La}/\text{Sm})_n = 1.1; 1.5; (\text{Gd}/\text{Yb}) = 1.5; 1.4$), наблюдаются превышение легких РЗЭ над тяжелыми без какой либо аномалии по Eu.

На мультиэлементных диаграммах спектры содержаний элементов в метабазите отличается от линий океанических вулканитов [9] и наиболее близки к составам базальтов энсиматической островной дуги [8], отличаясь от них лишь немного меньшим количеством тяжелых редкоземельных элементов. Так же, как и в вулканитах островных дуг, в нем наблюдаются положительные аномалии по Sr, Pb и K и отрицательные – по Nb, Zr и Ti. Для метаультрамафита характерна положительная аномалия по Pb и отрицательная – по Nb.

Высокие содержания магния и когерентных элементов (в г/т) Ni – 289, 69; Co – 120, 43; Cr – 2830, 837 в породах указывают на формирование их из первичных мантийных магм или в результате дифференциации магматического расплава. Повышенные значения отношений Th/Nb – 0.59; 0.53, Ce/Nb – 8.3; 8.1 являются признаком влияния на деплетированный источник (Zr/Y – 3.8; 2.6, Nb/Y – 0.11; 0.08) субдукционного компонента или водного флюида [5, 8].

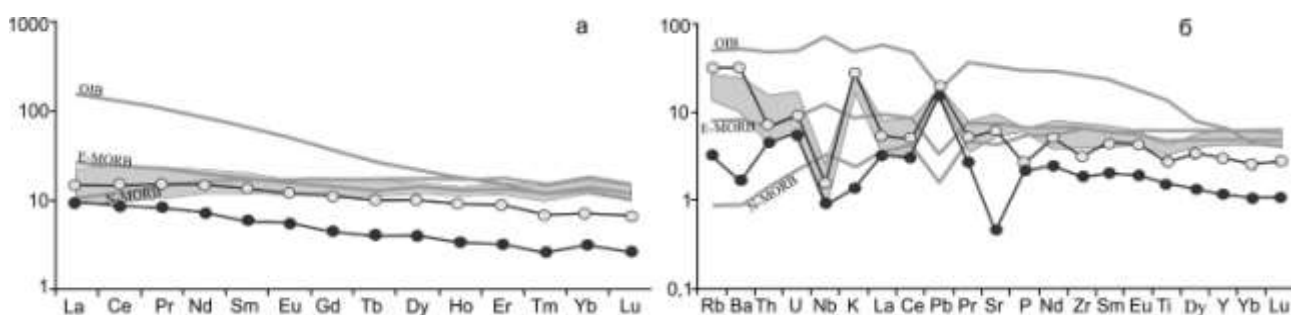


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовой (белые круги) и пироксен-амфибол-хлоритовой (черные круги) пород. Спектры: OIB – базальтов океанических островов, E-MORB – обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB – примитивных базальтов срединно-океанических хребтов [9], серое поле – толеитовых базальтов Южно-Сандвичевой энсиматической островной дуги [8].

Метаморфизм. В метабазите альбит, клиноцоизит, актинолит, мусковит и титанит характеризуют поздние метаморфические процессы. Альбит, клиноцоизит и низкоглиноземистый актинолит являются индикаторными минералами фации зеленых сланцев и, скорее всего, сформировались в один этап низкотемпературного преобразования пород. Вычисленные значения температур по альбиту и актинолиту согласно плагиоклаз-амфиболовому геотермометру [6] составляют 468–380 °С. Давление оценено при помощи барометра Брауна [4], разработанного для кальциевых амфиболов низких и средних ступеней метаморфизма. Точки составов актинолитов соответствуют значениям давления – 2–3 кбар.

В метаультрамафите метаморфические парагенезисы представлены тремолитом, хлоритом, хроммагнетитом и магнетитом, которые характеризуют низкотемпературные изменения. Хроммагнетит и магнетит – это вторичные хромшпинелиды, которые сформировались, скорее всего, по первичным хромшпинелидам в результате выноса из них алюминия и хрома. Реликты первичных хромшпинелидов и сульфидов не сохранились в породе. Хлорит является характерным минералом фации зеленых сланцев. Тремолит и хлорит, скорее всего, находятся в парагенезисе, так как совместно замещают более ранние минералы. По-видимому, метаморфические минеральные ассоциации в метабазите и метаультрамафите сформировались в один этап низкотемпературного преобразования пород.

Выводы. Породы мафит-ультрамафитового массива южной части Марункеуского блока Полярного Урала представлены мусковит-альбит-клиноцоизит-амфиболовыми и пироксен-амфибол-хлоритовыми образованиями, первичный состав которых, скорее

всего, соответствовал роговообманковым габбро-долериту (долериту) и перидотиту. Породы являются высокомагнезиальными, низкотитанистыми, низкоглиноземистыми и калиево-натриевыми толеитами. На мультиэлементных диаграммах они образуют субпараллельные спектры содержаний редких и редкоземельных элементов, что может указывать на их генетическое родство. Магматиты кристаллизовались, по-видимому, из первичных магм, выплавление которых, по-видимому, происходило из мантии, ранее участвовавшей в субдукционных процессах. Метаморфические изменения пород происходили в условиях зеленосланцевой фации.

Список литературы

1. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. М.: Наука, 1983. 360 с.
3. Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.
4. Brown E.H. The crossite-content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // *J. Petrol.* 1977. V. 18. N. 1. P. 53–72.
5. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 491–504.
6. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994. V.116. P. 433–447.
7. Pearce J.A. Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 1973. P. 290–300.
8. Saundres A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.* 1988. Special Lithosphere Issue. P. 415–445.
9. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No 42. P. 313–345.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БРАГИНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МАССИВА

И.И. Шишкова

*Гомельский государственный университет имени Ф.Скорины,
Гомель, Республика Беларусь
e-mail: phacops14@mail.ru*

Брагинский гранулитовый массив расположен на юго-востоке Беларуси (рис. 1). В магнитном поле ему соответствует обширная магнитная аномалия. Контуры блока определены, главным образом, по данным бурения. Массив сложен однородными высокоглинозёмистыми гнейсами кулажинской (AR_{1kl}) серии, в значительной степени гранитизированными [2].

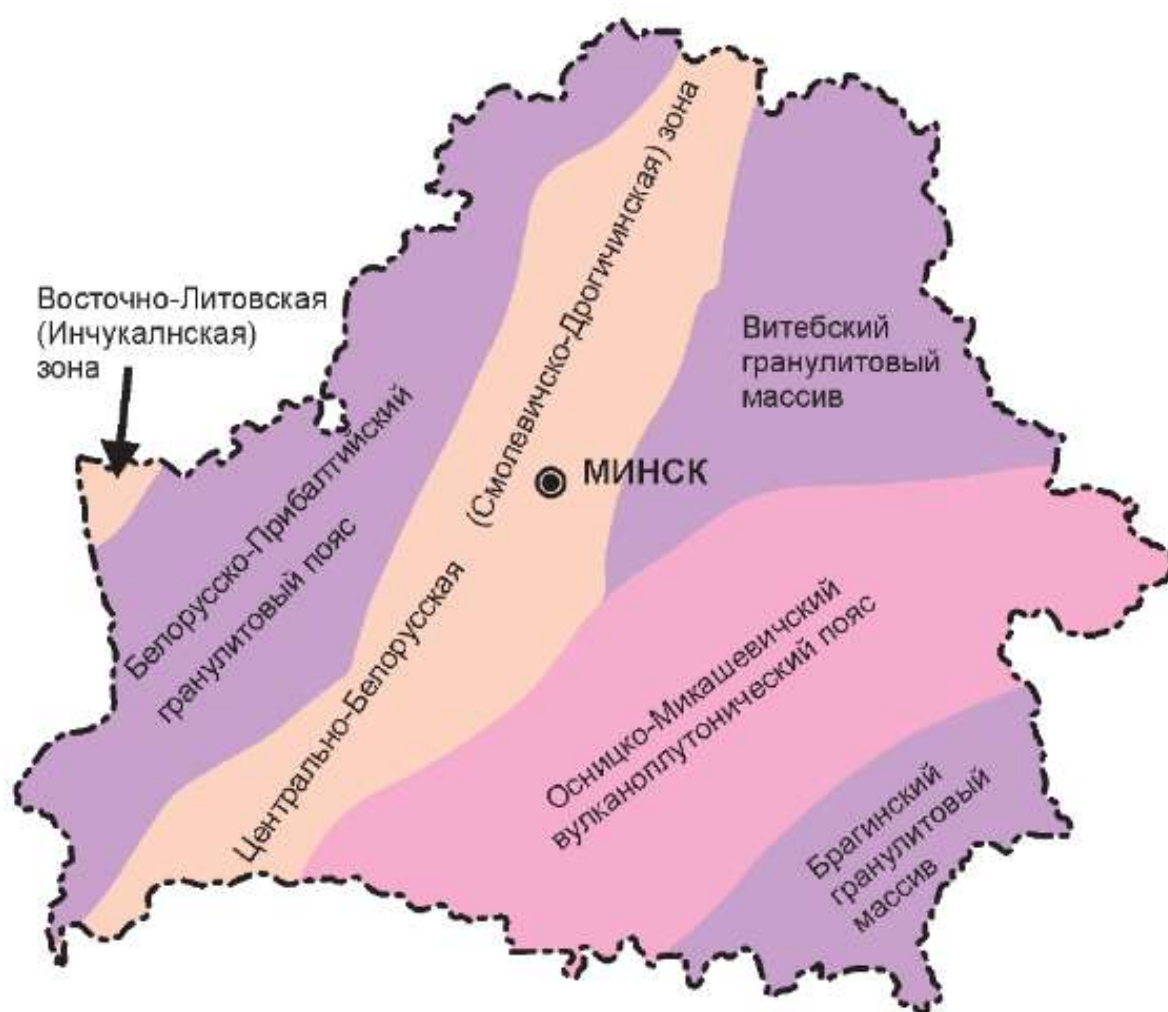


Рис. 1. Основные геоструктурные области кристаллического фундамента Беларуси [2]

При оценке геохимической и металлогенической специализации стратометаморфических, ультраметаморфических и магматических комплексов, установленных на изученной территории, использовалась совокупность признаков (геохимических, минералогических, петрографических, структурно-тектонических и др.),

определяющих пространственные и генетические связи с ними проявлений полезных ископаемых и позволяющих прогнозировать возможность формирования определенных типов рудной минерализации.

При определении геохимической специализации горных пород за основу принимались особенности их микроэлементного состава с разделением по естественным химическим группам элементов, которые подразделяются на сидерофильные (V, Cr, Co, Ni, Sc), халькофильные (Cu, Pb, Zn, Sn, Ga) и литофильные элементы. Последние подразделяются на щелочные (Rb, Li), щелочноземельные (Sr, Ba, Be), редкие и редкоземельные (Mo, W, Nb, Y, Yb, La, Ce, Zr, P, Cs и др.) и радиоактивные (U, Th). Для выявления геохимической специализации комплексов пород региона принималась величина кларка концентрации микроэлементов более 2,0–2,5. При определении металлогенической специализации пород учитывалась величина кларка концентрации элементов – 3,0–5,0 и более, а также наличие в породах акцессорной минерализации.

В пределах *Брагинского гранулитового массива* развиты стратометаморфические породы гранулитового комплекса (кулажинская серия), ультраметаморфические гранитоиды барсуковского комплекса, магматические интрузивные породы копаньского и ипутьского комплексов и, остающиеся неизученными, интрузии основного состава выделенные по геофизическим данным.

Глиноземистые гнейсы и плагиогнейсы кулажинской серии имеют средний и умеренно кислый состав, а также близкий микроэлементный состав. По сравнению с кларками осадочных пород кулажинские гнейсы и плагиогнейсы обогащены сидерофильными элементами (Cr, Co, Sc, в отдельных случаях – V, Ni), и литофильными (W, Be, Zr, Li, Cs). Микроэлементный состав пород кулажинской серии в целом близок к среднему составу осадочных пород. Геохимическая специализация пород серии определяется как умеренно дифференцированная сидерофильная (рис. 2).

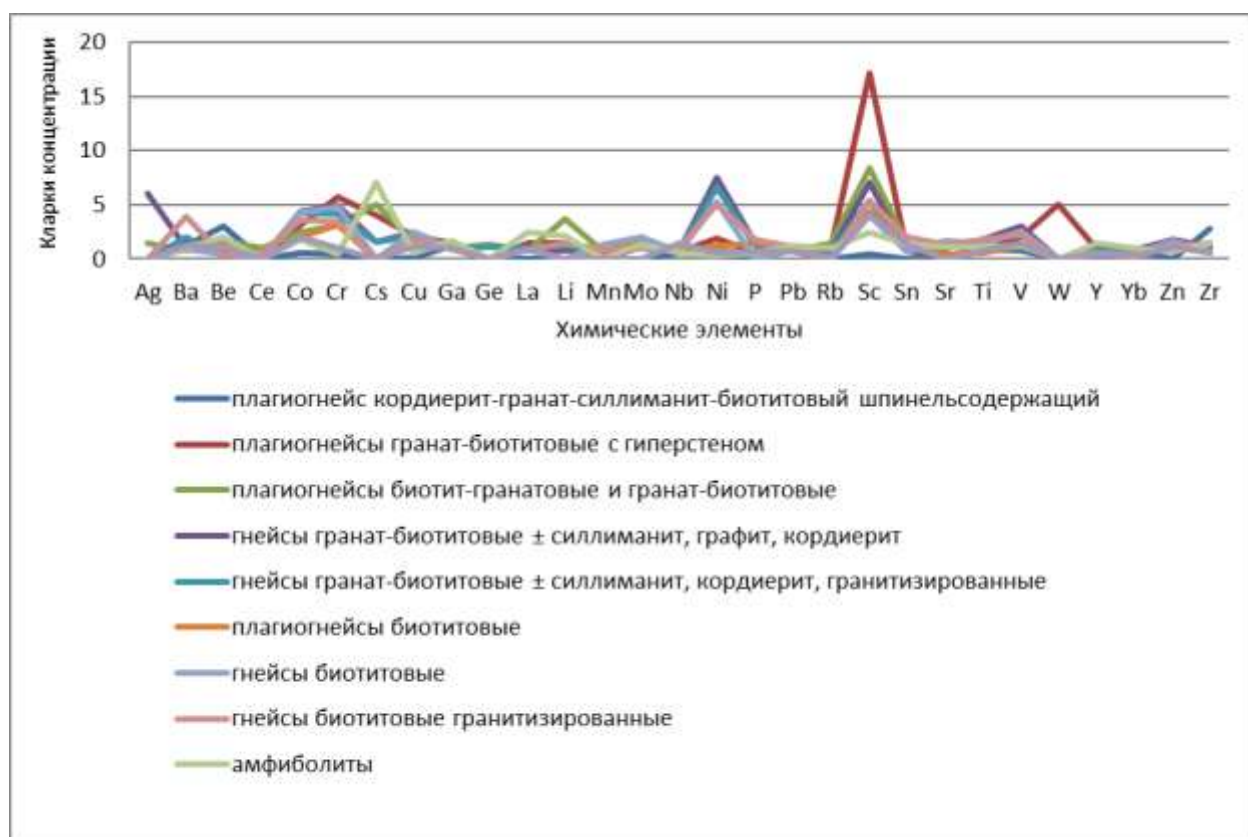


Рис. 2. Кларки концентраций (K_x) микроэлементов в породах кулажинской серии

Ультраметаморфический гранитоидный барсуковский комплекс. По содержанию микроэлементов гранитоиды комплекса близки к кларку кислых магматических пород фундамента Беларуси [1]. Отмечаются лишь несколько повышенные содержания сидерофильных (Cr, Ni), халькофильных (Pb) и литофильных (Sr, Rb) элементов. Наблюдается уменьшение содержания сидерофильных элементов в ряду от плагиомигматит-гранитов до лейкогранитов (рис. 3). В этом же направлении увеличивается содержание Pb и Ba.

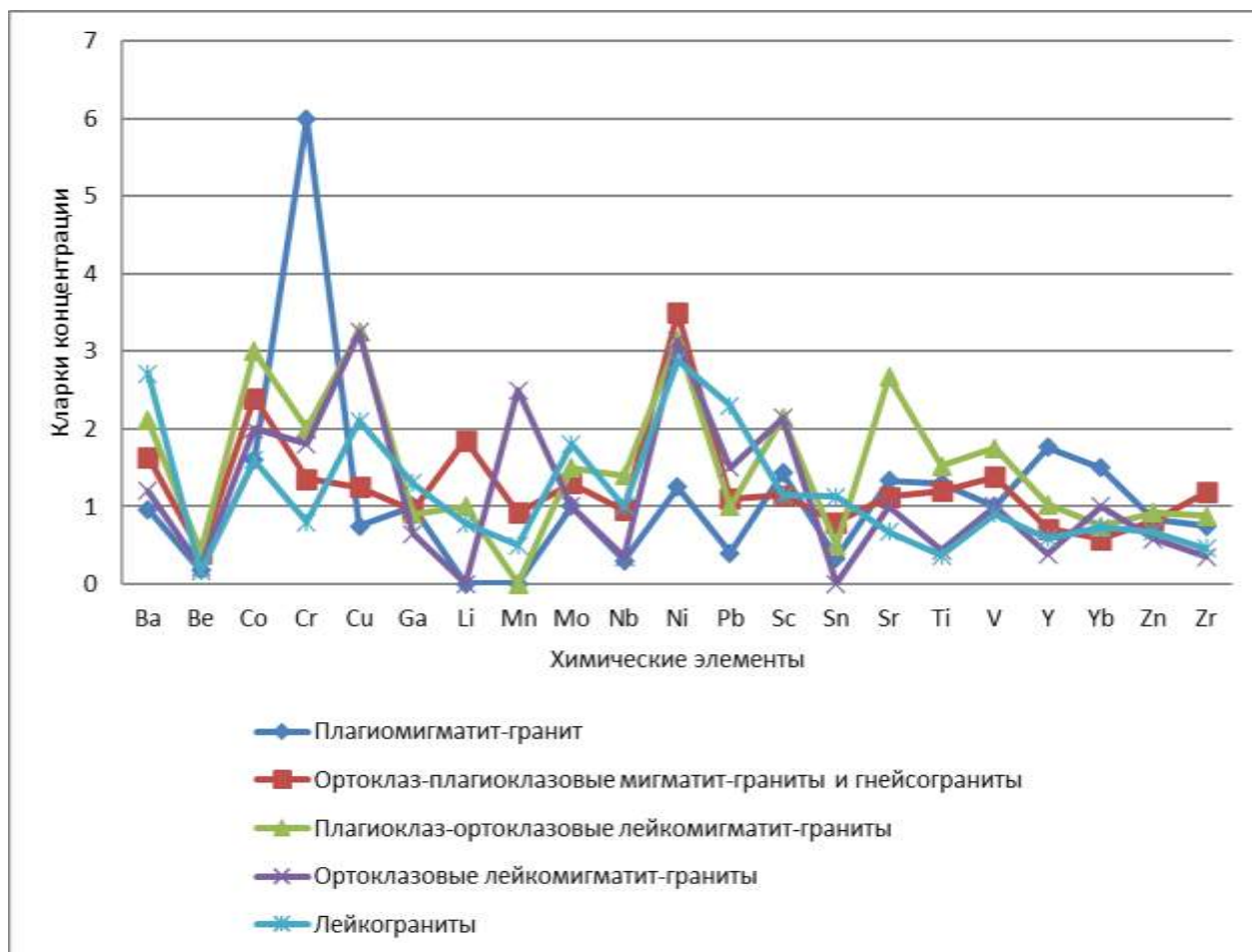


Рис. 3. Кларки концентраций (K_k) микроэлементов в ультраметаморфических гранитоидах барсуковского комплекса

По сравнению со средними данными для этого типа пород из сидерофильных элементов в рассматриваемых гранитоидах отмечается повышенное содержание Cr, Ni, Co, из халькофильных – Cu, из литофильных – Sr, Ba. Величина кларка перечисленных элементов изменяется в пределах от 2,7 до 6,0. В отдельных пробах установлены аномальные содержания (г/т): Cr до 200; Sc и Pb до 40; Mo до 4; Zr до 600; Ba до 4000. Из аксессуарных минералов характерны магнетит, циркон, апатит, иногда – монацит, сфен, сульфиды. Таким образом, для гранитоидов барсуковского комплекса устанавливается слабо дифференцированная сидерофильная геохимическая специализация и слабо проявленная металлогенетическая специализация на хром и никель.

Породы копаньского комплекса (монцогаббро-чарнокит-гранитная формация) характеризуются повышенным содержанием микроэлементов сидерофильной группы и неравномерностью в распределении элементов халькофильной и литофильной групп. Повышенные кларки ряда элементов в чарнокитах, рассчитанные по отношению к региональному кларку магматических пород среднего и кислого состава, характерны для

Cr, Co и Ni. По степени обогащенности чарнокитов микроэлементами в сравнении с породами соответствующего состава по А.П. Виноградову, отмечается повышенное содержание сидерофильных элементов (Cr, Co, Ni, Sc), некоторых халькофильных (Ga), щелочноземельных (Ba) и редкоземельных (Hf) (рис. 4). Кларк концентрации этих элементов варьирует от 3 до 10. В отдельных пробах отмечаются аномальные содержания (г/т): Ti до 10000; Cr до 2000; Ni до 1000; Co до 200; Pb до 40; Zn до 150; Zr до 800; P до 6000; Sc до 40.

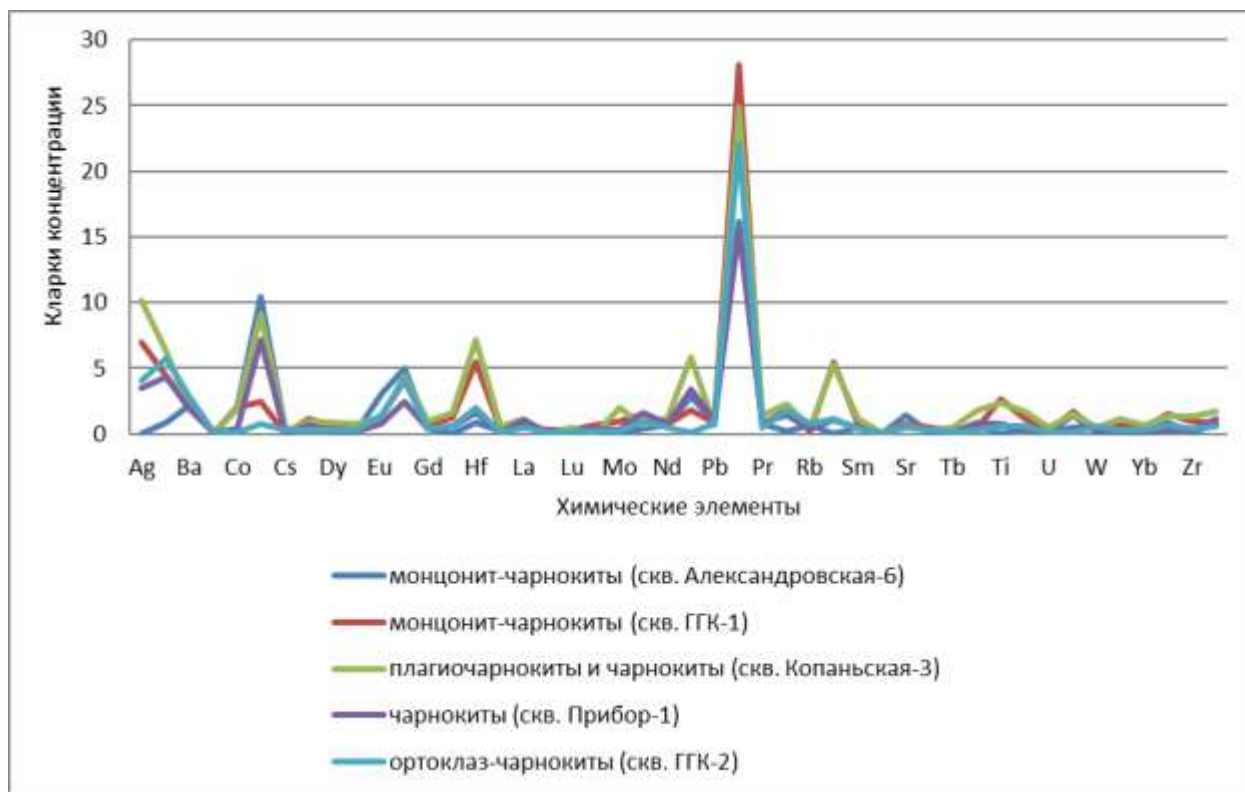


Рис. 4. Кларк концентрации (K_k) микроэлементов в чарнокитах копаньского комплекса

Обогащение пород копаньского комплекса сидерофильными и некоторыми халькофильными и литофильными элементами связано с наличием аксессуарных и рудных минералов – магнетита, ильменита, монацита, сфена, сульфидов, циркона и апатита. Характерной особенностью чарнокитов комплекса является довольно высокое содержание благородных металлов – Ag (в 7–10 раз выше кларка для кислых пород), Pd ($K_k = 16–28$), Pt ($K_k = 1,8–2,3$), Au ($K_k = 4–6$).

В целом, на данном этапе изученности пород копаньского комплекса, геохимическая специализация оценивается как умеренно дифференцированная редкометалльно-сидерофильная, а металлогеническая – на хром, никель и благородные металлы (серебро, золото, палладий).

Ипутьский комплекс базитовых интрузий (долериты, габбродолериты). Ввиду низкой степени геологической изученности выводы по определению геохимической и металлогенической специализации пород комплекса носят предварительный характер. Наиболее крупная интрузия базитов вскрыта единственной скважиной. Изученным является лишь небольшой по мощности (около 75 м) фрагмент висячего крыла этого мощного и протяженного пластообразного тела.

Породы комплекса обогащены некоторыми редкоземельными элементами (Nb, Yb, Ce, Ge, W), кларк концентрации которых изменяется от 2,8 до 3,8. Габбродолериты

обогащены благородными металлами: Ag (содержания превышают кларк в 8 раз); Au ($K_k = 5$); Pd ($K_k = 10$). Геохимическая специализация рассматриваемых пород, в первом приближении, определяется как редкометалльно-редкоземельная (рис. 5).

Возможна перспективность на благородные металлы (в том числе на минералы платиновой группы). Геохимические исследования пород этого комплекса продолжаются.

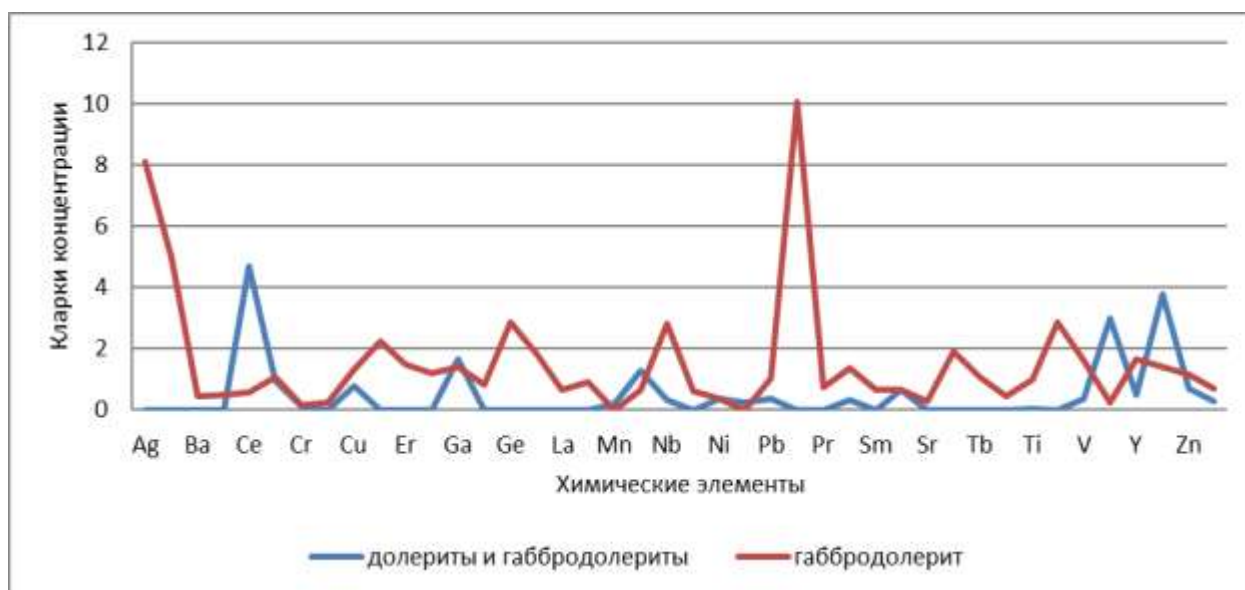


Рис. 5. Кларки концентраций (K_k) микроэлементов в долеритах и габбродолеритах ипутьского комплекса

Учитывая крайнюю неравномерность в степени геологической изученности рассматриваемой территории, металлогеническая оценка выделенных комплексов пород носит предварительный характер и может изменяться в связи с получением новых данных в процессе геологического доизучения кристаллического фундамента.

Список литературы

1. Аксаментова Н.В. Петрография и геохимия кристаллического фундамента Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 2012. 232 с.
2. Матвеев А.В., Махнач А.С. Геология Беларуси / под ред. Гарецкого Р.Г. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

НЕЙРОСЕТЕВЫЕ МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ В ЗАДАЧАХ КАРТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА

А.В. Карамышев

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.

П. Карпинского (ВСЕГЕИ)», г. Санкт-Петербург

e-mail: and.karamysheff2011@yandex.ru

Последнее десятилетие отмечено повсеместным распространением алгоритмов машинного обучения (МО) и, в частности, компьютерного зрения или распознавания образов, как универсального инструмента, дополняющего и заменяющего человеческий опыт при решении задач в самых разных областях науки и техники. Принцип работы машинного обучения заключается в автоматизированном поиске структур и закономерностей в данных, что позволяет осуществлять их анализ без явного программирования. Одним из наиболее распространенных методов МО на сегодняшний день можно считать искусственные нейронные сети (ИНС) – математические модели, в той или иной степени имитирующие процессы обработки информации нервной системой живого организма.

Первые серьезные примеры применения нейросетевых технологий и машинного зрения в геологических науках относятся к концу 1980-х гг, когда вводится концепция картирования минерального потенциала (англ. mineral prospectivity mapping), как статистического метода интеграции и интерпретации пространственных закономерностей в геонаучных данных [1]. На практике это сводится к подбору алгоритма их анализа и выводу т.н. «картировочной функции», т.е. закона, связывающего физические объекты и их отражение в признаковом пространстве [6].

Ввиду впечатляющих результатов прикладного использования нейросетевых методов в различных сферах - от медицины и охранных систем - до военной и космической отраслей – в настоящее время наблюдается всплеск интереса к данной теме и в научном сообществе. Количество статей в том числе и на геологическую тематику с упоминаниями МО за последние 10 лет выросло практически на порядок [3]. Однако практическое применение таких алгоритмов в задачах картирования элементов геологического строения и минерального потенциала по-прежнему носит весьма ограниченный характер. Это связывается в первую очередь со спецификой входных геонаучных данных, чаще всего недостаточно однородных и представительных в силу зависимости от конкретных геологических обстановок и параметров съемки, а потому не позволяющих сформировать полноценную обучающую выборку [4]. Особенно остро эта проблема стоит в задачах картирования минерального потенциала, где используемые при обучении эталонные рудные объекты чаще всего не имеют близких аналогов. Однако это не означает, что данное направление бесперспективно. За последние годы в индустрию МО вкладывается огромное количество ресурсов. Непрерывно совершенствуются методы предобработки, архитектуры сетей и алгоритмы обучения, что существенно снижает требования к качеству и полноте входных данных. С другой стороны спрос на нейросетевые решения со стороны специалистов, не имеющих прямого отношения к информационным технологиям, привел к появлению широкого спектра простых в освоении пользовательских средств разработки ИНС

Базовый элемент нейросети – искусственный нейрон – по существу представляет собой взвешенный сумматор с n входов и единственным выходом. Его выходное значение определяется т.н. активационной функцией $f(s)$, где $s = \sum_{i=1}^n w_i x_i + b_0$. Здесь x_i и w_i – соответственно сигналы на входах нейрона и веса входов, а b_0 – смещение – аддитивный параметр, корректирующий значение результирующей суммы входов и тем самым задающий порог чувствительности нейрона. Единичные нейроны организуются в слои, соединенные системой взвешенных связей. В общем случае ИНС состоит из входного, выходного и системы скрытых слоев.

В отдельный большой класс выделяются т.н. сверточные нейронные сети (СНС). Вместо полного набора связей между слоями они используют небольшую матрицу весов, играющую роль оконного фильтра, выделяющего не отдельные значения, а характерные структуры во входных данных. В совокупности с повышенной скоростью обучения за счет относительно небольшого числа настраиваемых коэффициентов это делает сверточные нейросети одним из лучших алгоритмов для работы с цифровыми изображениями и другими типами пространственно представимых данных.

Обучение нейронной сети с учителем можно рассматривать как задачу оптимизации. Она сводится к настройке параметров сети – весов и смещений – с целью минимизации значения т.н. функции потерь, характеризующей качество работы алгоритма по величине расхождения выходных и целевых значений. Наиболее распространенным подходом к ее решению выступают различные вариации метода градиентного спуска. Суть его заключается в вычислении градиента в случайной точке гиперпространства значений функции потерь и последующем итеративном перемещении в его отрицательном направлении за счет модификации параметров модели вплоть до достижения минимума.

В рамках данного исследования выполнена попытка реализации системы нейросетевого распознавания образов для решения задачи сегментации по комплексным геологическим данным с использованием открытых средств разработки, в частности – программной библиотеки TensorFlow для языка Python [8].

В качестве основного рабочего набора данных использованы площадные геофизические, геохимические и геологические материалы, покрывающие обширную территорию площадью 58,8 тыс. кв. км в пределах Центрально-Колымского региона (ЦКР). На основе первичных данных рассчитан набор трансформант и синтетических карт признаков, из числа которых экспертным методом с привлечением анализа гистограмм распределения значений в пределах эталонных площадей было выделено 11 наиболее представительных (табл. 1)

Таблица 1.

Рабочие наборы признаков для двух типов задач

Распознавание рудных объектов	Распознавание геологических структур
Геохимический фактор $F1 = 0.954 \times \lg(\text{Au}) + 0.954 \times \lg(\text{As})$	Энтропия гравитационного поля
Геохимический фактор $F2 = 0.68 \times \lg(\text{Au}) + 0.16 \times \lg(\text{Ag}) + 0.15 \times \lg(\text{As}) - 0.56 \times \lg(\text{W}) - 0.22 \times \lg(\text{Cu}) - 0.19 \times \lg(\text{Mo})$	Вертикальный градиент гравитационного поля
Составляющая поля силы тяжести от слоя 4 ÷ 5 км	Параметр tilt магнитного поля
Энтропия магнитного поля	Локальная составляющая магнитного поля
Плотность распределения даек на единицу площади	
Удаленность от крупных разрывных нарушений	
Удаленность от гранитных массивов	
Вертикальный градиент гравитационного поля	
Энтропия гравитационного поля	
Параметр tilt магнитного поля	

Также созданы бинарные слои меток с положением эталонных рудных объектов, отмеченных окружностями радиусом 2000 м, а также границами интрузивных тел и зонами крупных разрывных нарушений, оконтуренных с буферной дистанцией в 1500 м (рис. 1). Все матрицы признаков и меток приведены к общей геометрии, при необходимости пересчитаны на сеть 100x100 м и сведены в единую текстовую базу данных.

В среде Jupiter notebook с использованием облачной платформы Google Colaboratory подготовлен тестовый вариант программного кода, включающий процедуры импорта данных, их предобработки, подготовки размеченных наборов данных, обучения ИНС и ее тестирования с графическим выводом результатов распознавания.

Импорт данных осуществлялся из текстового файла .txt, а в качестве первичного контейнера выступал трехмерный массив NumPy. На следующем этапе в интерактивном режиме выбиралась одна из масок и соответствующий ей набор информативных признаков, остальные данные исключались. С целью снижения расхода алгоритмом вычислительных ресурсов выполнялось разбиение массива в скользящем окне на фрагменты размером 256x256 пикселей. Размеченный фрагментарный массив затем переводился во внутренний тензорный формат библиотеки TensorFlow и разделялся поровну на обучающий и тестовый. Для искусственного увеличения имеющейся недостаточной выборки обучающий набор данных увеличивался в 50 раз простым копированием, после чего к нему применялся комплекс т.н. процедур аугментации. Последние включали случайные повороты, отражения, ограниченное масштабирование и внесение гауссова шума. Полученный таким образом тензор с набором уникальных примеров перемешивался, разбивался на пакеты по 5 элементов и подавался на вход нейросети. При этом 20% данных резервировалось для валидации.

В качестве рабочей модели использовалась сверточная нейронная сеть с архитектурой типа U-Net, изначально разработанной для сегментации биомедицинских изображений [7]. Сеть состоит из сверточной части или энкодера, представленной набором блоков с чередованием слоев свертки, пакетной нормализации и активации с функцией LeakyReLU [5], и разверточной – декодера, где для выполнения повышающей дискретизации используются слои транспонированной свертки. Для предотвращения переобучения сети, происходящего при взаимной адаптации нейронов к конкретным обучающим примерам, в декодер добавляются также слои исключения или дропаута, обнуляющие на каждой эпохе обучения выходы некоторого количества случайных нейронов [9]. Передача пространственной информации из энкодера в декодер достигается с использованием т.н. «skip connections» - межслоевых связей с пропуском блоков. В качестве функции потерь использована комбинация «binary crossentropy» и «dice», обеспечивающая неплохую сходимость даже при использовании несбалансированного набора данных.

По результатам нескольких циклов обучения с имеющимися наборами данных плато точности на валидации достигается на 25-30 эпохе с максимальным значением для задачи выделения геологических структур 86,7, а для локализации рудных объектов – 79,3.

Программой предусмотрена возможность экспорта весов обученной модели в файл, или наоборот – импорта предобученной модели с целью непосредственно использования либо дообучения на новом наборе данных.

На заключительном этапе работы программы с использованием полученной модели выполнено распознавание образов в ранее подготовленном тестовом наборе данных, никак не участвовавшем в обучении. Полученные таким образом контуры распознанных элементов тектонического строения, интрузивных образований и областей, потенциально перспективных на рудное золото, демонстрируют неплохую корреляцию с реальным распределением известных, но не включенных в эталонную выборку объектов соответствующих типов (рис. 2)

Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной применимости существующих открытых программных решений и средств разработки для работы с комплексными геологическими данными. Высокая точность распознавания образов целевых объектов на валидации свидетельствует о информативности подготовленного набора данных и в целом результативности комплексирования геофизических, геохимических и геологических признаков, а также о применимости использованной архитектуры ИНС для задач данного типа. Экспертная оценка эффективности обученных моделей на тестовой выборке также свидетельствует о достаточной точности выделения искомых объектов, что позволяет предполагать возможность использования предложенного алгоритма для выделения элементов геологического строения и локализации скрытых рудных объектов.

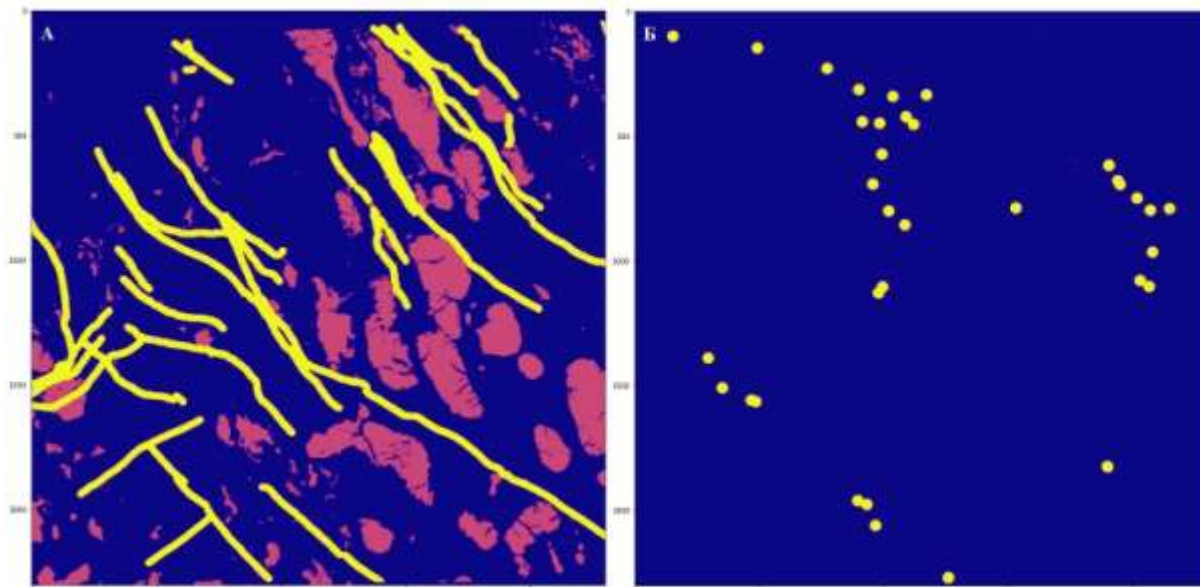


Рис. 1. Слои меток: интрузивных тела и крупные разрывные нарушения (А), золоторудные объекты (Б)

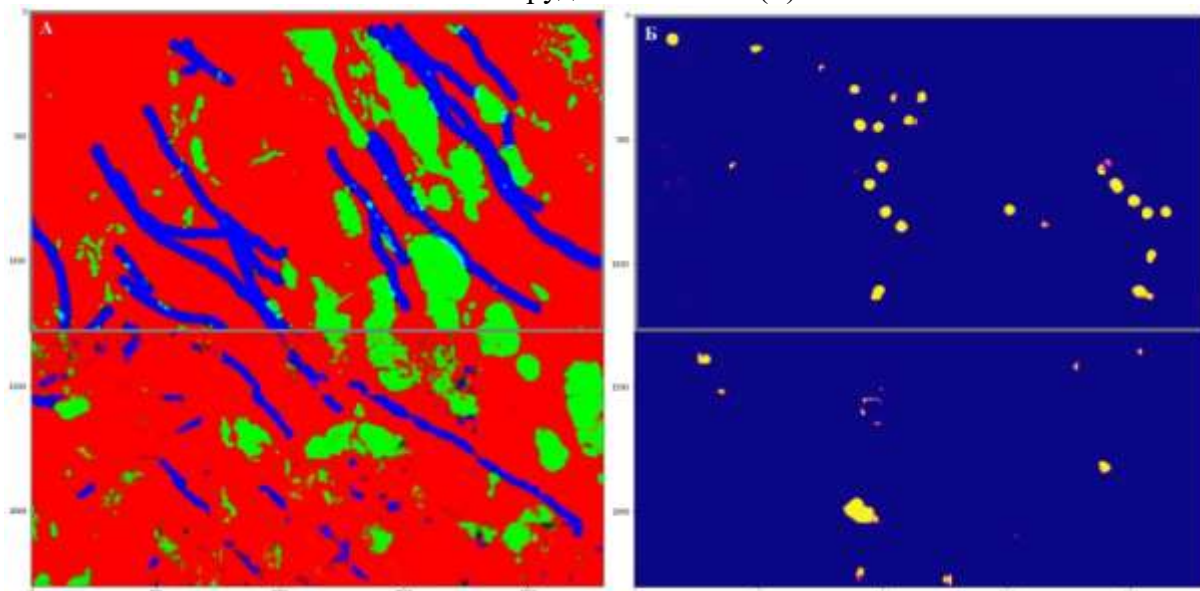


Рис. 2. Результаты распознавания образов элементов геологического строения (А) и золоторудных объектов(Б). Рамкой выделены данные, использованные при обучении модели

Таким образом, предлагаемая методика нейросетевого распознавания образов может быть использована для автоматизированной интерпретации комплексных геологических

данных, а полученные с ее использованием результаты верифицируемы и могут быть полезны для решения задач геологического картирования и планирования направления поисковых работ.

Список литературы

1. Bonham-Carter, G. F., Agterberg, F. P., Wright, D. F. Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia // *Digital Geologic and Geographic Information Systems*, 10, 1989, p.15-23
2. Brown, W.M., Gedeon, T.D., Groves, D.I. Use of Noise to Augment Training Data: A Neural Network Method of Mineral–Potential Mapping in Regions of Limited Known Deposit Examples // *Natural Resources Research*, 12, 2003, p. 141–152.
3. Dramsch, J.S. 70 years of machine learning in geoscience in review // *Advances in geophysics*, 61, 2020, p.1-55.
4. Granek, J. Application of machine learning algorithms to mineral prospectivity mapping // PhD diss., University of British Columbia, 2016.
5. Maas, A.L., Hannun, A.Y. and Ng, A.Y. Rectifier nonlinearities improve neural network acoustic models. // *Proc. Icml*, V. 30, No. 1, 2013, p. 3
6. McMillan, M., Fohring, J., Haber, E., Granek, J. Orogenic gold prospectivity mapping using machine learning // *ASEG Extended Abstracts*, 1, 2019, p. 1–4
7. Ronneberger O, Fischer P, Brox T. U-net: Convolutional networks for biomedical image segmentation // *International Conference on Medical image computing and computer-assisted intervention*, 2015, p. 234-241
8. Singh, P., Manure, A. Learn TensorFlow 2.0 // 2020
9. Wan L, Zeiler M, Zhang S, Le Cun Y, Fergus R. Regularization of neural networks using dropout // *International conference on machine learning*, 2013, p. 1058-1066

ОСОБЕННОСТИ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫХ ФУНКЦИЙ ПРИ ОБРАБОТКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри, Республика Армения
e.mail: Kara.Karapetyan@gmail.com*

Одна из основных задач обработки любого геофизического поля – это выделение полезного сигнала на фоне помех. Для решения этих задач наиболее перспективными являются вероятностно-статистические методы, которые все чаще используются при решении различных геолого-геофизических задач. Одной из этих задач является фильтрация геофизической информации статистическими методами [5,7,10].

Построение любого преобразования поля, т.е. любого фильтра, проводится в рамках определенной математической модели наблюдаемого поля. Все чаще в задачах фильтрации геофизических полей используют модель полезного сигнала в виде случайного процесса с заданными его корреляционными свойствами.

Учитывая неизбежное изменение физических свойств горных пород и геометрических характеристик исследуемых объектов по площади наблюдений, наиболее обоснованным считается задание статистической модели наблюдаемого поля, которые по Гольцману представлены в виде (1)

$$f_j = S_{\text{рег}j} + S_{\text{лок}j} + n_j, \quad (1)$$

где наблюдаемое геофизическое поле представлено суммой региональной- $S_{\text{рег}j}$, локальной - $S_{\text{лок}j}$ составляющими и помехами - n_j .

Оценка спектральных или корреляционных свойств аномалий позволяет обоснованно подойти к выбору фильтра для выделения аномалии. В настоящее время наибольшее применение нашли линейные фильтры. Результат обработки данных при линейной фильтрации определяется выражением (сверткой исходных данных с весовой функцией выбранного фильтра)

$$Y_i = \sum h_i f_{j-i} \quad (2)$$

Наша задача – выделение локальных сигналов (аномалий), т.е. прежде всего установление наличия или отсутствия сигнала, искаженного помехами. При этом фильтрация должна обеспечить максимальное отношение сигнал/помеха даже при существенном искажении формы сигнала. Изучение свойств энергетического фильтра показывает, что он занимает промежуточное положение между фильтрами сглаживания и обнаружения [6,8].

Расчет весовой функции энергетического фильтра базируется на знании автокорреляционной функции сигнала и помехи – R_a и R_n [5,6].

Рассмотрим практическое использование автокорреляционной функции (АКФ) непосредственно в задачах фильтрации геофизических полей. АКФ определяется выражением

$$R(m) = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} [f(x_i) - \bar{f}][f(x_{i+m}) - \bar{f}] \quad (3)$$

где $f(x_i)$ – наблюдаемые значения исходного поля ($x_i = i\Delta x$);

n – число значений по профилю;

m – интервал, принимаемый последовательно $0, \pm\Delta x, \pm 2\Delta x, \dots \pm k\Delta x$.

При $m=0$ АКФ совпадает с дисперсией процесса:

$$R(0) = \frac{1}{2} \sum_i^n f_i^2 = D,$$

а при $m = k\Delta x$ она выражает корреляционную связь значений поля для пикетов, отстоящих друг от друга на расстоянии $k\Delta x$.

Наряду с выражением (3) используются нормированные значения АКФ, определяемые как

$$R_H(m) = \frac{R(m)}{R(0)} = \frac{R(m)}{D} \quad (4)$$

Поскольку автокорреляционная функция при каждом значении смещения m оценивает ковариацию случайных величин, а нормированная АКФ – коэффициент корреляции, по АКФ легко построить ковариационную матрицу, а по нормированной АКФ – корреляционную матрицу в виде

$$R_H(m-k) = \begin{bmatrix} 1 & R_H(1) & \dots & R_H(m) \\ R_H(1) & 1 & \dots & R_H(m-1) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_H(m) & R_H(m-1) & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (5).$$

Здесь $k = 0, \dots, m$.

По АКФ определяется интервал или радиус корреляции исходных данных – $o \text{ г}\Delta x$, т.е. такое расстояние, начиная с которого значения поля f_i и f_{i+r} можно считать некоррелированными, а при нормальном распределении f_i также независимыми друг от друга.

Для определения интервала корреляции $г\Delta x$ используются различные оценки. Наиболее распространено оценивание $г\Delta x$ по заданному значению

$$\varepsilon = 0,1 \div 0,3R(0).$$

При этом r будет таким значением аргумента АКФ, начиная с которого выполняется соотношение $|R_H(m)| \leq \varepsilon$ для всех $m \geq r$ [2,4,9].

Величиной интервала корреляции обычно ограничивают длительность Автокорреляционной функции (АКФ) при расчете весовых коэффициентов фильтра. Для их расчета строят корреляционную матрицу, элементами которой служат значения АКФ.

Представленный метод одномерной энергетической фильтрации использован при обработке данных электроразведки, полученных на типовых месторождениях Армении.

Оценка возможностей одномерного энергетического фильтра при выделении слабых сигналов в данной статье представлена на примере интерпретации данных электроразведки, в частности, методов блуждающих токов и естественного электрического поля, полученные на Южном фланге участка "Центральный" Соткского золоторудного месторождения (Республика Армения).

В пределах рудного поля Соткского месторождения находится массив перидотитов с подчиненными ему участками дунитов, пироксенитов и габбро.

Зоны разломов месторождения расположены среди пород габбро, перидотитов и серпентинитов. К этим разломам приурочены зоны, повторяющие морфологию вышеотмеченных пород.

Мощность отдельных рудных зон, представленных гидротермально измененными породами, колеблется в пределах 10-50 м. В них выделяются линейно-вытянутые рудные тела большой протяженности [5].

В результате нескольких стадий гидротермальной деятельности, а также четко проявленных процессов поверхностного выветривания породы, рудные тела обладают непостоянством минерального состава.

Целью геофизических исследований служили расчленение пород габбро и перидотитов на данном участке, выявление и прослеживание зон измененных и минерализованных пород, а также уточнение контактов перспективных на оруденение рудных тел (по данным геологической разведки). Для решения представленных задач были

использованы методы блуждающих токов (БТ) и естественного электрического поля (ЕЭП) на Соткском золоторудном месторождении [3].

Полевые исследования проводились на девяти профилях (ПР4- ПР12) по пикетам 200-800. При предварительной интерпретации полученных данных выяснилось, что для четкого выделения слабых аномалий необходимо провести статистическую обработку исходных полей.

Для решения этой задачи применен одномерный энергетический фильтр. При построении фильтра необходимо было вычисление АКФ для каждого профиля. По наглядности выбраны данные исходных значений методов блуждающих токов (БТ) и естественного электрического поля трех профилей (4,8 и 12). На рисунке 1 представлены кривые автокорреляционной функции (АКФ) исходных полей БТ и ЕЭП по профилям 4, 8 и 12 соответственно, что позволило правильно выбрать размеры фильтра.

Как видно из рисунка 1(а), для метода естественного электрического поля $R(m) > 0,3$ при $m=5$ (ПР -12), а для профилей 4 и 8 при $m > 5$. На рис. 1(б) для метода блуждающих токов значения АКФ резко снижаются и $R(m) > 0,3$ уже при $m=3$ по всем профилям (ПР-4, ПР-8, ПР-12). Исходя из этого размер одномерного фильтра для метода БТ выбран $m=3$, а для метода ЕЭП- выбран $m=5$.

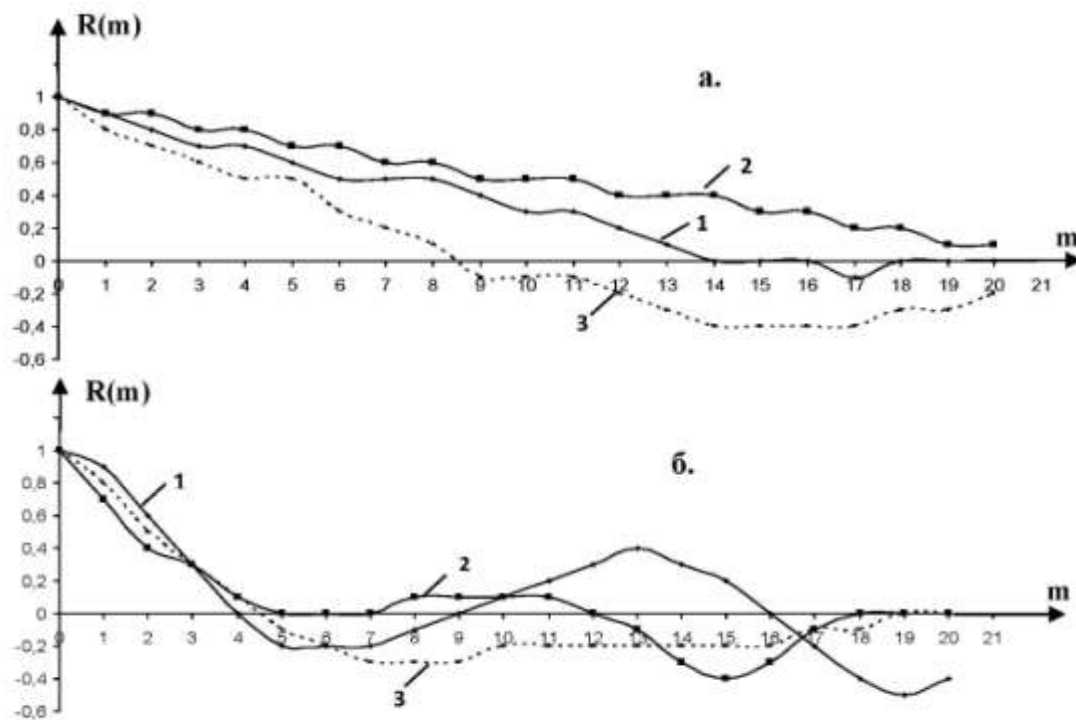


Рис. 1. Кривые АКФ для методов ЕЭП (а) и БТ (б):
1, 2, 3 – соответственно для профилей 4, 8 и 12 Южного фланга участка
«Центральный» Соткского месторождения

Оценка возможностей энергетического фильтра с целью выделения аномалий по описанной методике также представлена на примере обработки данных электрической корреляции, полученные на Анкадзорском месторождении меди. Необходимым шагом для фильтрации является вычисление автокорреляционных функций, с помощью которых выбирается правильный шаг фильтра.

Используя методику обработки исходных данных по одиночным профилям, рассчитаны нормированные значения $R_H(m)$ автокорреляционных функций (АКФ) данных метода электрической корреляции [3].

Поскольку для каждого смещения m по профилю величина $R_n(m)$ представляет эмпирический коэффициент корреляции, то погрешность оценки АКФ при условии нормального распределения исходных данных $f(x_i)$ может быть найдена, как

$$\sigma_{R_n(m)} = \frac{1 - R_n^2(m)}{\sqrt{n - m}}.$$

где n - число пикетов по профилю, m - радиус корреляции.

Надежным значением $R_n(m)$ для 95%-ного уровня доверия является такая величина, при которой $|R_n(m)| \geq 1,96 \sigma_{R_n(m)}$ [6].

Результаты проведенных исследований показали, что при обработке данных метода электрической корреляции если выбрать шаг фильтра $m > 5$, то можем пропустить аномалии при характерно быстром изменении электрических полей. Чтобы достигнуть 95%-ного уровня доверия шаг фильтра целесообразно выбрать $3 < m < 5$.

На рисунке 2 приведены результаты расчетов АКФ. По расчетам АКФ выбран шаг фильтра $m=3$, который обеспечивает надежность обнаружения аномалий для коэффициента корреляции $R_n(m)=0,7$.

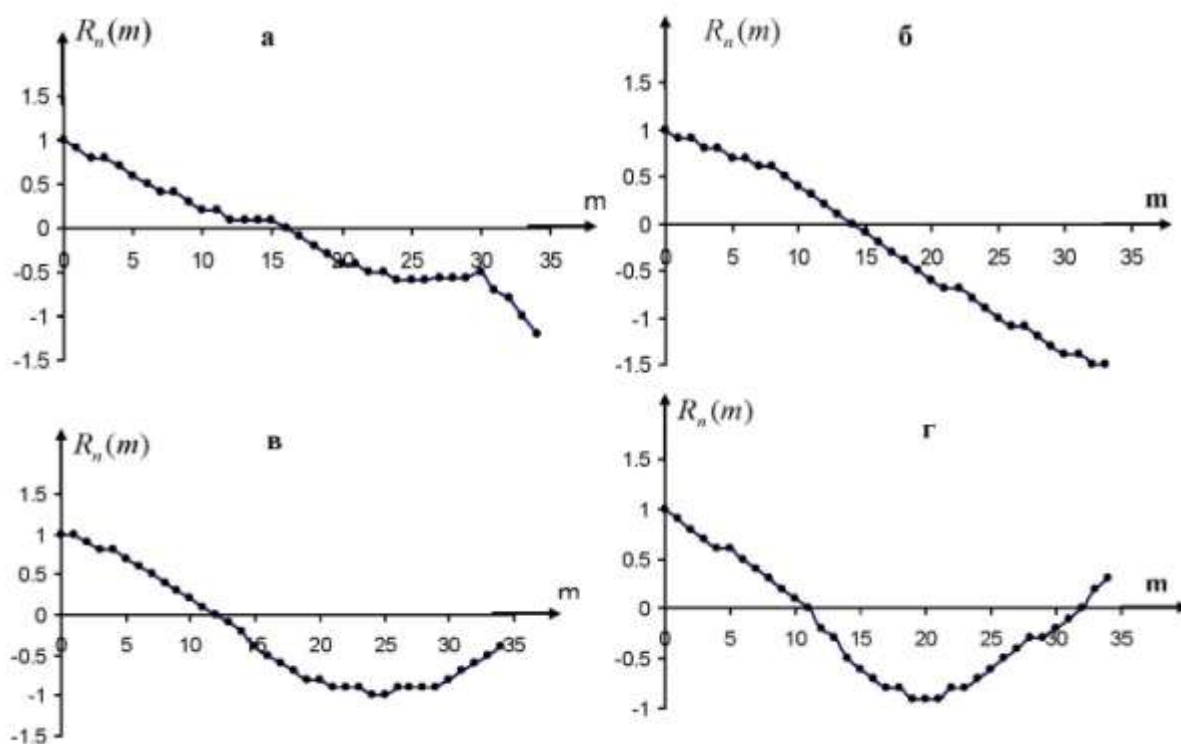


Рис. 2. Кривые функции автокорреляции (АКФ) исходных значений потенциала метода электрической корреляций (Анкадзорское месторождение меди).

а,б,в,г – кривые АКФ для исходных значений потенциала при измерениях по 4-ем профилям

По проведенным исследованиям можно сделать следующие выводы:

- при энергетической фильтрации данных блуждающих токов размер фильтра нужно брать $m=3$, а для метода ЕЭП- $m=5$; что обеспечивает надежность разделения исходного поля по ортогональным составляющим;
- при одномерной энергетической фильтрации данных естественного электрического поля можно выделить общий фон (региональную составляющую) и точки перехода знака поля.

- При одномерной энергетической фильтрации данных электрической корреляции надо выбрать шаг фильтра в пределах $3 \leq m < 5$.
- Одномерная энергетическая фильтрация может эффективно использоваться для уточнения электроразведочных аномалий и повышения достоверности геофизической информации.

Список литературы

1. Гольцман Ф. М. Статистические модели интерпретации. М., Наука, 1971, 327 с.
2. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Книга 2, Москва, Недра, 1990, 427 с.
3. Карапетян К.А. Результаты одномерной энергетической фильтрации данных электроразведки. Геоинформатика, М., Изд. ВНИИГеосистем, 2011, № 3, с. 23-28
4. Карапетян К.А., Чилингарян А.З. Статистические методы обработки данных наблюдений при сравнительной оценке возможностей геофизических методов. Геофизика, ЕАГО, Москва, «Издательство ГЕРС», 2014, № 4, с. 59-63
5. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979, 280 с.
6. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Москва, Изд. ВНИИГеосистем, 2013, 118 с.
7. Lines Larry, Castagna John P., Treitel Swen Geophysics in the new millennium. Geophysics, 2001, № 1, p.14
8. Robinson E.A. and Treitel S.V. Geophysical signal analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.Y., 1980, 486 p.
9. Carle S.F. Integration of Geological Interpretation into Geostatistical simulation. Proc. IAMG' 97. 3-rd Annu. Conf. Int. Assoc. Math. Geol., Barcelona, 1997, p. 711-716
10. Peveraro R. Some trends in information technology in geophysics. Publ. Inst. Geophys. M. 21, 1998, p. 71

РЕАЛИЗОВАННОСТЬ НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ И ИХ ВКЛАД В НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПОРОД КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА НА ОСНОВЕ БАССЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.Д. Кожанов, М.А. Большакова

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва

e-mail: dimitriykozz@gmail.com

Активное изучение и освоение Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (ВУ НГБ) началось в начале прошлого века. За это время было открыто множество нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. Подавляющее большинство из них заключено в отложениях позднего палеозоя: нефтегазоносный комплекс (НГК) терригенного девона, продуктивные комплексы верхнего девона-турне, а также многочисленные нефтеносные интервалы среднего, верхнего карбона и нижней перми. Большинство открытых месторождений практически полностью выработаны, в связи с чем необходимо выявлять новые перспективные зоны для поиска нефтяных и газовых месторождений в глубокопогруженных отложениях позднего протерозоя.

Исследование рифейско-вендского потенциально нефтегазоносного комплекса представляет собой новое направление геологоразведочных работ в пределах рассматриваемого региона. Наиболее изученными бурением являются вендские отложения, тогда как рифейский комплекс разбурен значительно меньше ($<1\text{ м/км}^2$) [2]. Осложняется изучение указанных толщ тем, что они являются глубокопогруженными ($>3000\text{ м}$). Проводимые исследования в основном посвящены региональным особенностям формирования и развития рифейско-вендского комплекса (построение геолого-геофизических профилей, изучение литологических и седиментологических особенностей и т.д.).

Бассейновое моделирование позволяет на основе ограниченного набора данных «воспроизводить» во времени процессы генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа. В рамках данной работы мы рассмотрим результаты 2D бассейнового моделирования по трем региональным профилям, два из которых проходят в пределах Камской части, а один – в Бельской части Камско-Бельского авлакогена (КБА) (рис.1).

Цель работы: показать сходства и различия в работе нефтяных систем КБА. Особое внимание уделено протерозойским толщам Камско-Бельского авлакогена.

Камско-Бельский авлакоген представляет собой обширную грабенообразную структуру древнего заложения, формирование которой произошло в начале позднего протерозоя. Заполнение осадками началось в прикамское время раннего рифея, площадь седиментации при этом представляла собой единый бассейн.

В калтасинское время раннего рифея происходит рифтинг с образованием Орьебаш-Татышлинско-Чернушинской приподнятой зоны, в результате чего существующая структура разделяется на две обособленные впадины – северо-западную замкнутую Камскую и незамкнутую юго-восточную, сформировавшие впоследствии современный облик Камско-Бельского авлакогена. В калтасинское время область основной седиментации приурочена к осевым, наиболее погруженным частям Камско-Бельского авлакогена. Камская впадина при этом выступает в роли одного из депоцентров осадконакопления в пределах прогиба. Тогда как в послекалтасинское время начинает развиваться уже южная (Бельская) часть Камско-Бельского авлакогена: происходит интенсивное прогибание с образованием мощных осадочных толщ. На севере осадконакопление практически прекращается, что также осложняется последующими эрозионными процессами. Последующее осадконакопление и структурообразование так

или иначе имеют унаследованный характер по отношению к структурам древнего заложения [8].

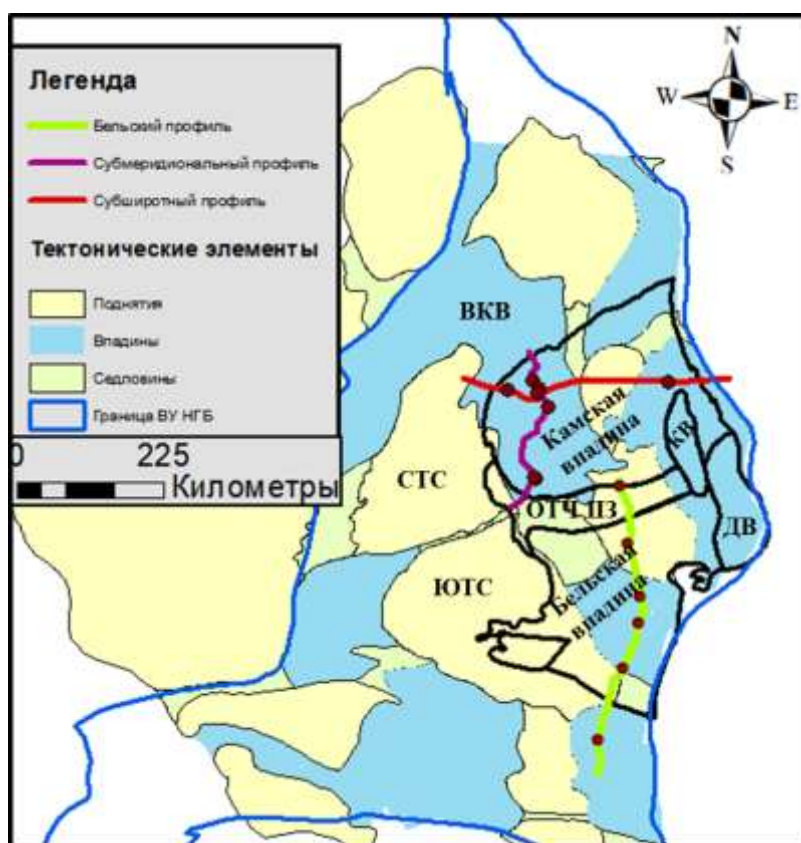


Рис.1. Карта фактического материала.

Примечание: ВКВ – Верхнекамская впадина, СТС – Северо-Татарский свод, ЮТС – Южно-Татарский свод, ОТЧ ПЗ – Орьбаш-Татышлинско-Чернушинская приподнятая зона, КВ – Красноуфимский выступ, ДВ – Дружининский выступ.

Точками обозначено положение калибровочных скважин

Особенности развития Камской и Бельской впадин Камско-Бельского авлакогена заметно отразились на составе стратиграфических комплексов осадочного чехла рифейской части разреза [1]. В северной (Камской) части КБА RF комплекс представлен отложениями кырпинской серии (сарапульской, прикамской, орьбашской подсериями), тогда как в южной (Бельской) части рифейский разрез дополнен серафимовскими и абдулинскими толщами. В вендское время начинается платформенная стадия развития бассейна, область седиментации значительно расширяется [2,7].

В современном структурном плане изучаемые профили проходят по следующим структурам: на севере - по Северо-Татарскому своду, Верхнекамской впадине, Пермскому своду, Бымско-Кунгурской впадине, Юрзано-Сылвинской депрессии; на юге – по Башкирскому своду, Благовещенской впадине, Южно-Татарскому своду, Салмышской впадине и Восточно-Оренбургскому выступу.

Условия осадконакопления и геологической истории развития бассейна привели к формированию нескольких нефтяных систем, как в протерозойских, так и в палеозойских осадочных отложениях. Основными нефтегазоматеринскими толщами, распространенными в пределах исследуемого региона, являются отложения калтасинской свиты нижнего рифея (RF_{1kl}), верещагинской (V_{2vr}) и старопетровской свит (V_{2sp}) верхнего венда, а также породы верхнедевонско-турнейской высокоуглеродистой формации (D_{3fr2}-C_{1t}). В южной (Бельской) части КБА также были выделены [2,7] НГМТ, отвечающие акбердинскому горизонту ольховской свиты среднего рифея и шиханской

свите верхнего рифея. Для НГМТ нижнего рифея в качестве исходных данных были выбраны значения $S_{org}=1-1,5\%$, $HI=430-900$ мгУВ/гТОС, вендские толщи охарактеризованы значениями S_{org} – до 5% (V_{2sp}), $HI=650-710$ мгУВ/гТОС. Для нефтематеринских толщ доманика эти показатели заданы в модель равными 15% и 450 мгУВ/гТОС соответственно [1,2,7].

Органическое вещество (ОВ) рифейских нефтематеринских отложений накапливалось в виде продуктов жизнедеятельности цианобактериальных сообществ и других форм организмов в условиях мелководного морского бассейна [6,9]. Схожие условия накопления ОВ были характерны и для вендского времени. Среднефранское (доманиковское) время характеризуется условиями некомпенсированного осадконакопления относительно глубоководного позднедевонского морского бассейна.

Основными коллекторами являются терригенные отложения верхнего венда, среднего девона, а также карбонатные толщи среднего-верхнего карбона и нижней перми. Покрышками служат аргиллиты верхнего венда, глинисто-карбонатно-кремнистые толщи верхнего девона-турне, а также карбонатно-эвапоритовые отложения кунгурского яруса нижней перми.

В модели учтены эрозионные события, происходившие на территории Волго-Уральского НГБ в позднем рифее-раннем венде, позднем венде-раннем палеозое, а также в послепермское время. Согласно данным [3,4], на рубеже рифея-венда мощность эродируемых отложений не превышала 1000 метров, при этом максимальная мощность эродированных отложений характерна именно для северных районов. Начало раннего палеозоя также ознаменовалось для восточной окраины Восточно-Европейской платформы значительным эрозионным событием. Предполагается, что в это время было денудировано до 500 метров рифейско-вендских отложений. В конце поздней перми и начале триаса территория вновь испытала восходящие вертикальные движения, за счет чего было «срезано» до 250 метров горных пород.

При моделировании также учитывалось положение открытых месторождений и тип флюида в них: на севере - Дебесское, Кезское, Шарканское, Лиственское, Ельниковское, Чутырско-Киенгопское, Елкинское; на юге – Татышлинское, Казанчинское, Степановское, Кушкульское, Тавтимановское месторождения и др. По всем имеющимся у авторов параметрам (T , R_o , T_{max} и др.) проводилась калибровка.

Получены, модели, отражающие положение прогнозируемых скоплений углеводородов в разрезе осадочного чехла ВУ НГБ в пределах Камской и Бельской впадин КБА, а также глубинные значения положения главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и главной зоны газообразования (ГЗГ).

Рассмотрим полученные при моделировании результаты.

Температурный градиент в северной (Камской) части КБА $\approx 2^\circ\text{C}/100$ м, тогда как в южной (Бельской) части этот показатель имеет значения $\approx 1,8^\circ\text{C}/100$ м. Главная зона ГЗН и ГЗГ расположены в интервале от 1,8-4,6 км в северной части, и 1,4-4,6 в южной. Максимальные градации катагенеза достигаются на глубинах >5 км у Камской и $>6,6$ км у Бельской впадин Камско-Бельского авлакогена. Разница в температурном режиме связана в первую очередь с мощностью осадочного чехла, значительные интервалы ГЗН и ГЗГ в пределах Бельской впадины обусловлены близостью Предуральского краевого прогиба.

Генерационный потенциал рифейского комплекса практически полностью был исчерпан уже в позднем протерозое. Основная роль в формировании нефтегазоносности осадочного чехла как южной, так и северной частей КБА принадлежит вендским НГМТ. Начало генерации этих толщ приходится на поздний карбон-пермь в Камской впадине, и на ранний карбон в Бельской. При этом генерация продолжается и по настоящее время. Степень трансформации НГМТ рифея повсеместно высокая (в среднем 85-90%), в Бельской впадине данный показатель равен 100%. Индекс трансформации вендских нефтематеринских толщ в северной (Камской) части Камско-Бельского авлакогена приблизительно равен 50-60 %, в южной части значения варьируются в интервале от 31 до

97%. Наименее преобразованными являются породы верхнего девона-турне, максимальная степень трансформации этих толщ равна 52%, но в большинстве своем не превышает 30%.

Формирование залежей происходило многоэтапно. В южных районах за счет большей мощности осадочного чехла генерация и заполнение начинались раньше, чем на севере. Основными путями, обеспечивающими миграцию являются тектонические разломы. На это указывает наличие значительного количества нефте- и газопроявлений [1,2].

Зоны аккумуляции УВ, генерированных RF-V НГМТ, приурочены к прибортовым структурам КБА и Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП), что связано, во-первых, с небольшой погруженностью НГМТ RF-V, а также с наличием путей для миграции. Интересно заметить, что в обеих впадинах КБА, начиная от отложений рифея и заканчивая толщами нижнего карбона, выделяется единый этаж нефтегазоносности, в котором в качестве основных НГМТ рассматриваются толщи RF-V, коллектора приурочены к терригенному комплексу среднего девона, а покрывкой служат горные породы верхнего девона-турне.

Наличие указанного интервала нефтегазоносности характерно преимущественно для западных и центральных областей развития Камско-Бельского авлакогена и вышележащих комплексов. В восточной части бассейна, в непосредственной близости к Предуральскому краевому прогибу, основными нефтегазоматеринскими толщами являются отложения верхнего девона-турне, что связано с их большей погруженностью и наличием зон, отвечающих ГЗН и ГЗГ.

Моделирование показало, что основными нефтегазопродуктивными отложениями вероятно являются толщи тукаевской, ольховской и усинской свит рифея, байкибашевской, салиховской и карлинской свит венда, а также породы пашийского горизонта среднего девона, бобриковского горизонта нижнего карбона, московского яруса среднего карбона. Для юго-восточных районов исследуемой территории прогнозируются месторождения нефти и газа в карбонатных рифовых постройках нижней перми. Они, вероятно, преимущественно характеризуются как пластово-сводовые, тектонически и литологически экранированные, а также приуроченные к одиночным органогенным постройкам.

По результатам проведенного анализа можно сказать, что нефтегазоматеринские толщи в составе осадочного чехла Бельской части КБА представлены значительно шире, чем в Камской, степень их трансформации значительно выше. Увеличение зоны ГЗГ и ГЗН происходит в юго-восточном направлении (табл.1).

Нефтегенерационный потенциал НГМТ рифея исчерпан практически полностью, что обусловлено термической историей развития бассейна и большой погруженностью указанных отложений. В северной (Камской) и южной (Бельской) зонах основной генератор жидких и газообразных УВ – венд. Нефтегазоматеринскими толщами, которые еще способны к генерации являются породы доманиковой высокоуглеродистой формации. Однако, предполагается, что породы доманика генерируют УВ лишь в пределах Предуральского краевого прогиба.

Таким образом, в качестве основных НГМТ в разрезе обеих впадин КБА предполагаются породы рифейско-вендского НГК.

Таблица 1.

Ключевые характеристики работы RF-V нефтяной системы

Камско-Бельский авлакоген	
<i>Камская часть</i>	<i>Бельская часть</i>
НГМТ	
RF ₁ kl; V ₂ vr; D ₃ fr ₂ -C ₁ t	RF ₁ kl; RF ₁ kb, RF ₂ ol; RF ₃ pr; RF ₃ sn; RF ₃ lz; V ₂ vr; V ₂ sp; D ₃ fr ₂ -C ₁ t

Положение ГЗН и ГЗГ	
1,8-4,6 км	1,4-4,6 км
TR НГМТ RF	
85-90%	100%
TR НГМТ V	
50-60%	31-97%
TR НГМТ D _{3fr2}	
0-28%	0-52%
Эрозии	
RF-V – до 1000 м V-D ₂ – до 500 м P-T – до 250 м	
Характеристики ОБ НГМТ (ТОС/НИ)	
RF _{1kl} – 2-4/600 V _{2vr} – 10/710 D _{3fr2} - 3-10,7/600	RF _{1kl} – 1,5/900 RF _{2ol} – 0,47/400 RF _{3shn} – 0,53/650 D _{3fr2} - 15/450
Продуктивные интервалы	
V _{2kr} ; D _{2ps} ; C _{1bb} ; C _{2m}	RF _{2tk} ; RF _{2ol} ; RF _{2us} ; V _{2bc} ; V _{2sl} ; V _{2kr} ; D _{2ps} ; C _{1bb} ; C _{2m} ; P _{1as,sm,ar}

Список литературы

1. Башкова С.Е. Комплексный анализ критериев и показателей прогноза нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Автореф. дис. к. геол.-мин.н. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 2009. 198 с.
2. Иванов Д.И. Перспективы нефтегазоносности рифейских отложений платформенного Башкортостана на основе изучения нафтидогенерационного потенциала. Дис.Канд.Геол.-мин.Наук. Уфа, 2008. 158 с.
3. Кожанов Д.Д., Большакова М.А., Хопта И.С. Роль отложений протерозоя в формировании нефтегазоносности севера Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (по результатам бассейнового моделирования) // Георесурсы, №2(24), 2022. С.113-132.
4. Постников Д.В., Удовиченко Э.М., Анатектиты и метасоматиты в составе отложений докембрия северных районов Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, №3, с. 672-675.
5. Проворов В.М., Неганов В.М., Передреева Г.Л., Медведева Н.В., Ехлаков Ю.А., Соснин Н.Е., Мягкова Л.В., Фрик М.Г., Серкин М.Ф., Ищеева Т.Н. Перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Бедряжской площади и сопредельных районов Калтасинского авлакогена // Вестник Пермского Университета. Геология. 2007. Т. 4. №. 9. С. 32-45.
6. Сергеев В. Н., Сергеева Н. Д., Сперлинг Э. А., Шарма Мукунд, Воробьева Н. Г. Микробиота калтасинской свиты нижнего рифея Волго-Уральской области в свете новой концепции оксигенизации протерозойского океана // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: сб. науч. ст. Уфа: РИО ИГ УФИЦ РАН, 2018. С. 147-156.;
7. Стенекзай Н.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности вендских отложений платформенного Башкортостана. Дис. Канд. Геол.-мин. Наук. Уфа, 2009. 209 с.
8. Хопта И.С. Формации и изменение седиментации нижнего и среднего рифея северной части Камско-Бельского авлакогена // Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ. 2019. С. 357-363.
9. Craig J., Biffi U., Galimberti R.F., Ghorri K.A.R., Gorter J.D., Nakhoo N., Le Heron D.P., Thurow J., Vecoli M. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks // Marine and Petroleum Geolog, №40. 2013. P. 1-47.

НЕУГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЫРЬЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РЕШЕНИЯ

С.К. Мустафин

Башкирский государственный университет, Уфа

e-mail: sabir.mustafin@yandex.ru

Наличие минеральных ресурсов в недрах Российской Федерации (РФ) останется одним из важнейших конкурентных преимуществ её экономики, определяющим место и роль страны на международной арене.

Стратегической целью развития минерально-сырьевой базы (МСБ) страны является создание условий для устойчивого обеспечения минеральным сырьем социально-экономического развития и поддержания достаточного уровня экономической и энергетической безопасности РФ.

Достижение этой цели потребует наращивания МСБ за счет увеличения инвестиционной привлекательности геолого-разведочных работ (ГРР) всех стадий, роста качества прогнозирования и поисков новых месторождений, а также повышения эффективности освоения известных, в том числе неразрабатываемых, месторождений путем внедрения современных технологий переработки, обогащения и комплексного извлечения полезных ископаемых [13].

Среди широкого спектра стратегических задач обеспечения сырьевой независимости выделяется [13]: обеспечение рационального использования созданной минерально-сырьевой базы за счет вовлечения в эксплуатацию трудноизвлекаемых запасов нефти и газа, неразрабатываемых месторождений твердых полезных ископаемых, создания условий для освоения техногенных месторождений, извлечения ценных компонентов из вскрышных, вмещающих горных пород, а также попутных промышленных вод;

В Методических рекомендациях по применению классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов, утвержденных распоряжением Минприроды РФ от 01.02.2016 г. № 3-р. обозначены спектры попутных компонентов и уровни их промышленных концентраций как для углеводородного сырья: нефти, конденсата, свободного газа и газа газовых шапок, растворенного в нефти газа, так и для пластовых вод месторождений углеводородов (УВ) (таблица 1) [5].

Таблица 1

Рекомендуемые минимальные промышленные концентрации попутных компонентов рассматриваемые в данном сообщении [5]

Основное или попутное полезное ископаемое	Попутные компоненты	Промышленная концентрация*
Нефть	Ванадий	120 г/т
	Никель	120 г/т
Свободный газ и газ газовых шапок	Гелий	0,05%
Растворенный газ	Гелий	0,035%
Пластовые воды	Йод	10 мг/л
	Бром	200 мг/л
	Литий	10 мг/л
	Стронций	300 мг/л

Так ванадия (V) и никеля (Ni) - приоритетных микроэлементов – примесей в составе нефтей, характеризующихся наиболее высокими концентрациями в составе сырья определены равные уровни промышленного содержания – 120 г/т. Ванадиеносные нефти весьма широко распространены в месторождениях различных нефтегазоносных бассейнов (НГБ) мира [8, 16].



Рис. 1. Нефтегазоносные провинции РФ содержащие ванадиевоносные нефти [17]

Повышенная ванадиеносность свойственна тяжёлым нефтям месторождений Пилон (181 г/т), Руис (174 г/т), Дасьон (133 г/т), Мата (130 г/т), Офисина (129 г/т), Кирикире (102 г/т), (Восточно-Венесуэльский НГБ); месторождениям битуминозных песков, малт и высокоплотных нефтей Атабаска Пис-Ривер (297 г/т), (228 г/т), Вабаска (219 г/т), Колд-Лейк (197 г/т) (Западно-Канадский НГБ). В ряде других стран мира, включая Канаду, США и Японию эффективно получают V из нефти. Такая технология является перспективной и активно развивается за рубежом; при этом отмечается, что качество получаемого металла из нефти выше, чем получаемого аналога из руды [1].

Таблица 2
Ориентировочные объёмы добычи ванадия в составе тяжёлых нефтей на месторождениях Волго-Уральской НГП [1]

Субъекты РФ, месторождения нефти	Плотность нефти, г/см ³	V, г/т	Накопленная добыча	
			нефти, млн т	V, тыс.т
Пермский край - Павловское, Осинское, Батырбайское, Кудрявцевское	0.903 - 0.919	100	34	3.4
Республика Удмуртия - Гремихинское, Мишкинское, Чутырско-Киенгопское	0.901 - 0.912	190	36	6.84
Республика Башкортостан - Туймазинское, Серафимовское, Андреевское, Елгинское, Менеузовское,	0.903 - 0.920	150	43	6.45

Карача- Щелкановское				
Республика Татарстан - Ромашкинское, Ново-Елховское, Бурейкинское, Ивашкино-Малосульчинское, Сиреневское, Ульяновское, Ямашинское, Нурлатское	0.905 - 0.924	260	165	42.90

Гелий сегодня является одним из наиболее востребованных на мировом рынке минерального сырья видом полезных ископаемых. Уникальные свойства гелия марок «А» (содержание гелия не менее 99,995 %) и «Б» (не менее 99,990 %) используются в криогенной технике, для создания инертной и регулируемой воздушной среды, при плавке, резке и сварке металлов, в газовой хроматографии, для охлаждения ядерных реакторов, в научных экспериментах, в космических и военных технологиях, в течеискателях и др. (Рис.2).

Экспертная оценка уровня добычи гелия и состояния его ресурсной базы в группе основных стран-производителей по состоянию на 2022 г. дала следующие результаты (ежегодная добыча в млн м³/общие ресурсы в млн м³): США – 71/8500; Катар – 51/н. д.; Алжир – 14/1800; Россия – 9/1700; Австралия 4/н. д.; Польша – 1/24; Китай – 1/н. д. [18].

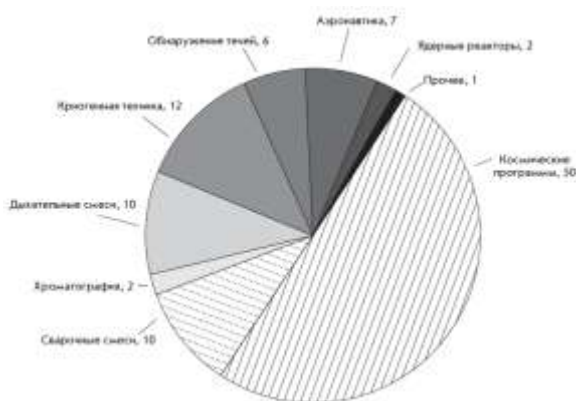


Рис. 2. Области применения гелия в мире, %

Современная добыча гелия осуществляется в основном на нефтегазоконденсатных (НГКМ) и газоконденсатных (ГКМ) месторождениях из природного и попутного углеводородных газов. Сырьё месторождений условно делится на бедное (0,02% - 0,05% от общего объема природного газа), богатое (0,05% - 0,3%), весьма богатое (0,3% - 1%), уникально богатое (более 1%) [1]. При этом рекомендуемые минимальные промышленные концентрации гелия как попутного компонента в свободном газе и газе газовых шапок не ниже 0,05 об. %, а в растворённом газе – 0,035% [3].

На территории РФ известны 176 месторождений гелийсодержащего природного газа. Исследования геологии и геохимии гелия позволили составить Схему гелиеносности природных газов нефтегазоносных бассейнов РФ (рис. 3) [16].

Традиционными регионами гелийсодержащего углеводородного сырья РФ являлись Оренбургская область с Оренбургским нефтегазоконденсатным месторождением (ОНГКМ) и единственным в РФ гелиевым заводом действовавшим до 2020 г., а также Астраханская область (Астраханское газоконденсатное месторождение (ГКМ)). Современные стратегические перспективы гелиевой промышленности РФ связаны с новыми объектами Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусскоц нефтегазоносной провинции (НГП) - нефтегазоконденсатным (НГК) Талаканским и газоконденсатными (ГК) Чаяндинским, Тас-Юряхским, Верхневильючанским и др. месторождениями Республики Саха (Якутия) (далее РС(Я),

Ковыктинским газоконденсатным месторождением (Иркутская область) и строящимся Амурским газоперерабатывающим заводом (АГПЗ).

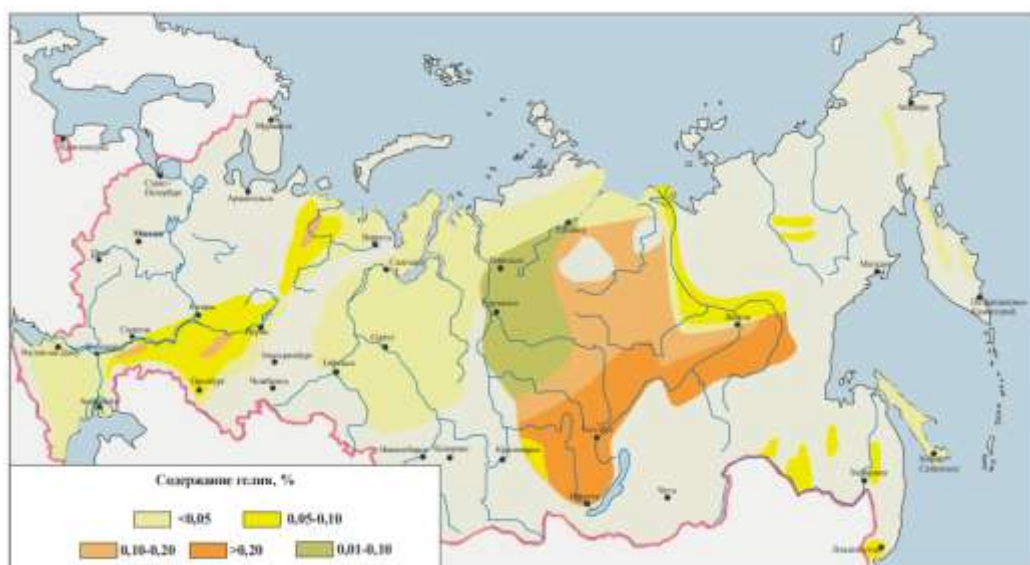


Рис. 3. Схема зон гелиеносности природных газов нефтегазоносных бассейнов РФ [14, 16]

Все известные месторождения углеводородного сырья (УВ) Оренбургской области, включая уникальное ОНГКМ относятся к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (ВУНГП) Российской Федерации (РФ). Начальные суммарные ресурсы (далее НСР) нефти территории оцениваются в 2,3 млрд т, свободного газа – 3 273 млрд м³.

Промышленная нефтегазоносность установлена в отложениях D, C и P₁ комплексов. Типы ловушек УВ разнообразны от структурных, литологически и стратиграфически экранированных до рифовых.

В недрах региона учтены 8 газовых, 7 газоконденсатных, 2 нефтегазовых, 21 газонефтяных, 18 нефтегазоконденсатных месторождений с запасами свободного газа по категориям A+B₁+C₁ – 517,089 млрд м³. Газ различается по составу и содержанию попутных компонентов. Извлекаемые запасы свободного газа ОНГКМ категорий A+B₁ составляют 435,587 млрд м³; в 2020 г. добыто 13,438 млрд м³.

На 25 месторождениях учтены запасы конденсата; на 14 запасы этана, пропана и бутанов; на 18 - запасы гелия и на 38 - сероводородсодержащего газа. В 7 газоконденсатных и 18 нефтегазоконденсатных месторождениях общие запасы конденсата категорий A+B₁+C₁ оценены в 21,714 млн т; а добыча 2020 г составила 0,152 млн т [12].

Текущие извлекаемые запасы гелия категорий A+B₁ учтены на ОНГКМ в объеме 337,905 млн м³ (2,57% от РФ). Кроме Оренбургского гелиевого завода в мире нет примеров промышленного производства гелия со столь малым его содержанием (0,04 об.%) в сырье. В УВ газах объектов Республик Башкортостан и Удмуртия содержится 0,1–0,2 % гелия [4].

НСР свободного газа в недрах Астраханской области (российский сектор Прикаспийской НГП) составляют 7088,7 млрд м³ (5% разведанных запасов свободного газа и 20% конденсата РФ). Выделяются три литолого-стратиграфических мегакомплекса: подсолевой, надсолевой (MZ-KZ-и P₂) и, разделяющий их, соленосный (P₁ кунгурский ярус). Газоносны карбонатные и терригенные толщи C, T и J отложений на глубинах 1,5 - 4 км и более; нефтеносны – терригенные толщи J₂ и K₂, на глубинах 850-1650 м [11].

Месторождения характеризуются сложным геологическим строением; перспективы УВ прогнозируются в подсолевых рифогенных структурах отложений D и C. УВ сырьё перерабатывается на Астраханский ГПЗ мощностью 12 млрд м³/год; гелий не извлекался.

Учтены 3 газовых, 3 газоконденсатных и 1 газонефтяное месторождения с запасами свободного газа, включая газ газовых шапок всего по категориям A+V₁+C₁ - 3097,844 млрд м³. В 2020 г. добыто 11,406 млрд м³ газа, потери составили – 0,001 млрд м³.

Промышленная газоносность установлена в комплексах отложений D, C, T, J, K.

Запасы растворенного газа по категориям A+V₁+C₁ учтены в объёме 1,133 млрд м³ и категориям V₂+C₂ – 98,374 млрд м³. Добыча в 2020 г. составила менее 0,001 млрд м³.

Свободный газ месторождений области различен по составу и содержанию попутных компонентов. Запасы конденсата учтены на 3 месторождениях; этана, пропана, бутанов – на 3, гелия – на 1, содержащего сероводород газа – на 4.

Извлекаемые запасы гелия категорий A+V₁ на Астраханском месторождении составляют 20,851 млн м³; а категории V₂ - 31,040 млн м³; добыча гелия не ведётся [11].

Месторождения УВ Республики Саха (Якутия) (далее РС(Я)) в составе Непско-Ботуобинской нефтегазонасыщенной области входят в состав Лено-Тунгусской НГП, - одной из наиболее перспективных в отношении нефтегазонасыщенности континентальных территорий РФ. Здесь, по состоянию на 01.01.2021г., учтены 2 нефтяных, 17 нефтегазоконденсатных, 2 газонефтяных, 13 газоконденсатных, 6 газовых месторождения. Общие запасы нефти РС(Я) оцениваются в 647,73 млн т ; в 2020 г. добыча составила 15,957 млн. В недрах РС(Я) учтено 42 месторождения горючих газов (в т. ч. 18 нефтегазоконденсатных, 15 газоконденсатных, 6 газовых, 3 газонефтяных) с общими запасами – 3 069,962 млрд м³ [10].

В республике учтены 13 газоконденсатных и 17 нефтегазоконденсатных месторождения с общими извлекаемыми запасами конденсата 68,225 млн т, добыча конденсата в 2020 г. составила 0,228 млн т.

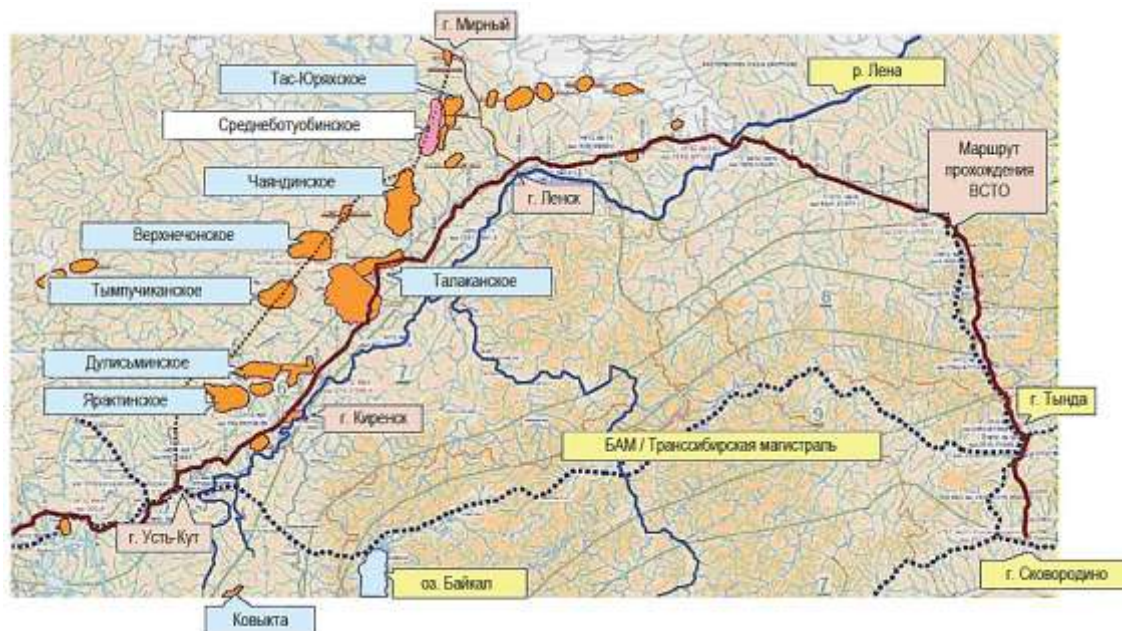


Рис. 4. Расположение основных месторождений Непско-Ботуобинской НГО: ВСТО – трубопровод Восточная Сибирь – Тихий океан

В пределах Непско-Ботуобинской НГО выявлено порядка 40 месторождений УВ залежи которых локализованы в продуктивных горизонтах V, V- C и C₁; выделяют залежи, приуроченные к породам коры выветривания фундамента. Для 40 % залежей антиклинального типа установлен литологический и стратиграфический контроль размещения. К моноклинальным склонам южной и центральной частей Непско-

Ботуобинской антеклизы приурочены залежи неантиклинального типа. В северо-восточных участках НГО проявлено дизъюнктивное экранирование залежей УВ.

На территории РС(Я) учтены 19 месторождений этансодержащего газа; в свободном газе запасы этана составляют 149,216 млн т, пропана – 70,887 млн т, бутана – 35,128 млн т. В 2020 году при добыче газа добыто этана – 0,001 млн т, пропана – 0,014 млн т, бутанов – 0,010 млн т, при этом объёмы потерькратно превышали показатели добычи [10].

В 17 месторождениях природного газа Республики Саха (Якутия) учтены запасы гелия, составляющие 49,36% этого полезного ископаемого от запасов РФ (8 715,07 млн м³). В 2020 г. Добыча гелия в РС(Я) составила 0,196 млн м³ или 100 % от добычи РФ. В недрах уникального Чаяндинского ГКМ запасы гелия 6 783,424 млн м³ или 37,66% от запасов РФ. Открытие группы крупных гелийсодержащих ГКМ Лено-Тунгусской НПП, в первую очередь объектов РС(Я) в пределах Непско-Ботуобинской НГО и начало работы АГПЗ упрочат позиции РФ как одной из ведущего страны-производителя гелия в мире (табл. 3).

Таблица 3
Месторождения гелия РФ [5, 10, 11, 12]

Месторождение	Запасы гелия по категориям ABC ₁ +C ₂ , млн м ³	Состав газа, об%			
		Метан	C ₂₊	Азот	Гелий
Лено-Тунгусская НПП, Иркутская область					
Ковыктинское ГКМ	5062	92,3	5,7	1,5	0,26-0,28
Непско-Ботуобинская НГО, Республика Саха (Якутия)					
Чаяндинское НГКМ	Газовая шапка 1400	85,6	6,9	8,2	0,43
	Основная залежь 5790	н.д.	н.д.	н.д.	0,65
Тас-Юряхское НГКМ	459	84,4	7,0	8,1	0,38
Среднеботуобинское НГКМ	664	83,8	6,9	8,0	0,2-0,67
Верхневиллючанское НГК	280	84,5	7,5	7,5	0,13-0,17
Волго-Уральская НПП					
Оренбургское НГКМ	337,9	86,62	6,08	н.д.	0,04
Астраханское ГКМ	20,851	51,01	7,86	0,71	0,02

Для целей устойчивого обеспечения гелийсодержащим сырьём АГПЗ, который согласно проектным показателям будет получать (извлекать) гелия актуальна проблема строительства подземных хранилищ газа (гелия) Республики Башкортостан (ПХГ назвать) [4], Оренбургской области (ПХГ) [9] и др.

Крупномасштабное производство гелия в мире по состоянию на 2007 г. в основном было сосредоточено на 16 заводах, в том числе: на территории США — 13, в Алжире (Арзев) — 1, в Польше (Одолянов) — 1, в Российской Федерации (Оренбург) — 1 [2].

Эксперты в 2022 году оценивали мировой рынок гелия в 2094 млн долларов США, а к 2028 году прогнозируют его скорректированный размер в 2920,2 млн долларов США. Этот динамичный рост рынка может быть обеспечен среднегодовой динамикой на уровне 5,7%, что должно привести к дальнейшему развитию гелиевой промышленности мира.

В этих экономических условиях стратегические перспективы развития добычи гелия на месторождениях Лено-Тунгусской НПП, в первую очередь на объектах РС(Я) Непско-Ботуобинской НГО и его товарного производства на АГПЗ весьма оптимистичными [15].

Весьма перспективным не углеводородным проектом добычи гелия является Проект Руква реализуемый в регионе юго-запада Танзании на площади порядка 3590 км². Здесь в Рукве находится независимо подтвержденный (SRK-2019) наилучший прогнозный извлекаемый ресурс гелия (2U/P50) объёмом 138 млрд куб. футов. Площадь располагает крупнейшим известным первичным ресурсом гелия в мире с уникальной (до 10,2 об. %) концентрацией этого ценного газа, поступающего из зоны глубинных разломов.

Содержания полезных компонентов в составе рассолов месторождений Непско-Бутоубинской НГО Лено-Тунгусской НПП в структуре содержание в рассоле мг/л (промышленные концентрации) весьма впечатляют: йод -7 (10); бром – 7833 (200); литий – 47(10); рубидий 13(3); стронций – 2232(300) [6]. Результаты проведённой оценки показали, что концентрации Sr и Br уникальны и представляют коммерческий интерес.

Для Астраханского газоконденсатного месторождения на основании проведенных исследований рассолов пластовых вод были подсчитаны и утверждены ГКЗ запасы йода на его добычу в количестве 200 тонн в год. Запасы утверждены по категориям В и С1 в количестве 16,2 и 15,6 тыс. м³ /сутки соответственно. Установлены среднее содержание йода в рассолах 21,5 мг/дм³, а также определён коэффициент его извлечения равный 0,88. Жизненный цикл эксплуатации водозабора рассчитан на период 25 лет, в течение которых предполагается получить 5 тысяч тонн йода [7].

В настоящее время литий добывают по двум технологиям: выделяя металл из рассолов концентрированием или из минерала сподумен $\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ пегматитовых месторождений.

Сегодня большая часть коммерческого лития извлекается из рассолов в Чили, а мировая добыча литиевых руд и солей составляет около 40 тыс. т в год, причем запасы оцениваются примерно в 7 млн т [2].

В настоящее время уровень годового потребления йода в РФ составляет порядка 1500 т/год, однако в ближайшей перспективе прогнозируется его рост до 2500 т/год и более.

Основными поставщиками йода на российский рынок сегодня являются Туркменистан, Азербайджан и Иран, осуществляющие добычу этого ценного элемента из промышленных подземных вод. Добыча йода составляет: в Туркменистане (тыс. т/год) 6÷8, в Иране – 2,5÷3,0. Казахстан и РФ не являются производителями ценного йодного сырья, востребованность и цена на которое на мировых рынках неуклонно растут. В РФ производство йода в объёме 188 т/год осуществляется только на Славяно-Троицком месторождении. В то же время общие эксплуатационные запасы промышленных вод РФ оцениваются в объёме 388,8 тыс. м³/сут, из которых можно добыть 4212,2 т/год йода и 14300 т/год брома.

Порядка 90 % добычи лития на мировом рынке осуществляют крупных производители, небольшие предприятия производят относительно незначительную часть. Чили, Аргентина, Боливия, Китай и Австралия являются крупнейшими производителями литиевого сырья (карбоната лития) из гидроминеральных ресурсов. Австралия получает литий из рудного сырья (сподумена пегматитовых месторождений) занимает первое место по производству сырья, характеризующегося более низкими показателями качества и невысокой стоимостью.

В настоящее время производство карбоната лития в РФ не осуществляется и поэтому в 2020 г. импорт карбоната лития из Чили и Аргентины составил 5000 т, а из Китая и США было ввезено 223 т гидроксида лития.

Переработка литиевого сырья в различные соединения лития, получение чистого металлического лития, изотопов лития, литий-алюминиевых и литий-магниевых сплавов, а также солей лития осуществляется сегодня на четырёх предприятиях РФ.

Производством непосредственно товаров на основе соединений лития занимается предприятия РФ 60% из числа которых занято изготовлением литиевых батарей, остальные 30% производят стекло, смазочные материалы и прочее. Потребление

эквивалента карбоната лития за период 2000-2019 гг. выросло в 4,6 раза и достигло 315 тыс. т; мировое потребление нефти за это время выросло почти на треть. В настоящее время литиевая индустрия - одна из самых быстрорастущих в области добычи полезных ископаемых. Таким образом, подтверждается спрос на сырье и отсутствие его производства в РФ. Известно, что литий и другие металлы содержатся в подтоварной воде месторождений УВ в рассолах с минерализацией составляющей 400 г/л, концентрация лития достигает 500 мг/л. Сегодня это ценное сырье из промышленных вод в нефтегазовой отрасли не извлекается, а закачивается в систему поддержания пластового давления (ППД). Особо отмечается, что данные по концентрации лития в подземных водах УВ месторождений РФ практически отсутствуют.

Сотрудниками Научно-Технический Центр «Газпром нефти» оценена возможность применения технологии извлечения лития из пластовых вод Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ), а также определены граничные условия для применения данной технологии.

На примере пластовых вод Оренбургского НГКМ в которых концентрация лития составляет в среднем 49 мг/л предложена эффективная технология извлечения металла. Представленная установка, адаптированная применительно к особенностям состава гидроминерального сырья данного ОНГКМ, позволит обеспечить получение лития с производительностью до 40 т/год, что по мнению авторов технологии эквивалентно потребности для производства 600 электромобилей Tesla model S [2].

Среди широкого спектра стратегических задач повышения эффективности ГРП и рационального недропользования, обозначенных в Стратегии развития МСБ РФ выделяются:

- обеспечение рационального использования созданной минерально-сырьевой базы за счет вовлечения в эксплуатацию трудноизвлекаемых запасов нефти и газа, неразрабатываемых месторождений твердых полезных ископаемых, создания условий для освоения техногенных месторождений, извлечения ценных компонентов из вскрышных, вмещающих горных пород, а также попутных промышленных вод;

- качественное улучшение системы информационного обеспечения недропользования, мониторинга и контроля развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации путем развития информационных технологий, в том числе за счет внедрения автоматизированных систем управления и регулирования в сфере геологии и недропользования, систем обработки, интерпретации, хранения и предоставления в пользование геологических данных;

- повышение кадровой обеспеченности отрасли за счет объединения усилий образовательных организаций высшего образования, отраслевых государственных бюджетных учреждений и компаний-недропользователей в области подготовки специалистов-геологов [13].

Список литературы

1. Ахмадиева Э.А., Полетаева О.Ю., Мовсумзаде Э.М., Леонтьев А.Ю. Распределение металлосоединений нефтей в нефтегазоносных провинциях России. Башкирский химический журнал. 2017. Том 24. № 2. С. 57-61.
2. Бандалетова А.А., Гаврилов А.Ю., Галин Е.В. Извлечение лития из попутных вод на примере Оренбургского НГКМ. ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2021. № 1 (19). С. 29-32.
3. Белонин М.Д., Самсонов В.В., Грибков В.В., Нелюбин В.В. Металлоносность нефтей и битумов России // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. СПб: ВНИГРИ, 1999. Т. 3. С. 141–143.
4. Быстрова И.В., Мерчева В.С. Приоритеты развития гидроминерального производства в Астраханской области. Астраханский вестник экологического образования № 4 (30) 2014. с. 37-45.

5. Методические рекомендации по применению классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов Утверждено распоряжением Минприроды России от 01.02.2016г. № 3-р. М.: Минприроды России. 01.02.2016. 33 с.
6. Косачук Г.П. и др. Содержание полезных компонентов в рассолах месторождений Непско-Ботуобинской НГО и их промышленная значимость. Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. Вести газовой науки. 2011. С. 1-7.
7. Кутлусурин Е.С. Целесообразность освоения гидроминеральных ресурсов на разрабатываемом Астраханском газоконденсатном месторождении. Вестник ОГУ №16 (135)/декабрь`2011. С. 65-67.
8. Пунанова С.А. Микроэлементы нафтидов в процессе онтогенеза углеводородов в связи с нефтегазоносностью. Дис. доктора наук. М.: ИПНиГ РАН, 2017. 288 с.
9. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Башкортостан на 15.06.2022 г. Справка подготовлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2022. 22 с.
10. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) НА 15.06.2022 г. Справка подготовлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 №049-00018-22-01. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2022. 18 с.
11. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Астраханской области на 15.06.2022 г. Справка подготовлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2022. 14 с.
12. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Оренбургской области на 15.06.2022 г. Справка подготовлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2022. 20 с.
13. Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года. Утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации от 22 декабря 2018 г. № 2914-р. М., 2018. 31 с.
14. Суханова А.А., Якуцени В.П. Оценка перспектив промышленного потенциала металлоносного потенциала нефтей и возможные пути его осуществления. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2012. Т.7. №4. С. 1-24.
15. Эдер Л.В., Филимонова И.В., Мансурова А.М. и др. Анализ современного состояния и прогноз развития мировой гелиевой промышленности с учетом перспектив по хранению гелия. Газовая промышленность № 12 | 810 | 2020 г. С. 68-76.
16. Якуцени В.П. Сырьевая база гелия в мире и перспективы развития гелиевой промышленности. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2009(4). С. 1-24.
17. Яценко И.Г. Тяжелые ванадиевоносные нефти России. Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 105-111.
18. HELIUM. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2022. PP. 78-79.

БИОВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ОТВАЛОВ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д.В. Польских, В.А. Москалёв

*Оренбургский государственный университет, Оренбург
e-mail: andre45799@mail.ru*

Биогидрометаллургические технологии широко применяются для получения цветных и благородных металлов из сульфидных руд и концентратов. С помощью биогидрометаллургии получают в такие металлы как медь, уран, никель и золото [2].

Основой биогидрометаллургических технологий являются процессы микробного окисления сульфидных минералов, содержащихся в рудах, ацидофильными микроорганизмами, использующими в качестве энергетического субстрата двухвалентное железо, серу и сульфидные минералы [1]. Ионы цветных металлов (меди, цинка, никеля, кобальта) входят непосредственно в состав сульфидных минералов (например: халькопирита (CuFeS_2), борнита (Cu_5FeS_4), энаргита (Cu_3AsS_4), ковеллина (CuS), халькозина (Cu_2S), сфалерита (ZnS), пентландита ($(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$) и др.). Поэтому при окислении сульфидных минералов происходит выход ионов цветных металлов в раствор, откуда они затем извлекаются различными методами (цементация, жидкостная экстракция, осаждение сероводородом, извлечение с помощью ионообменных смол и др.).

Выделяют отвальное, кучное, подземное и чановое (реакторное или агитационное) биоокисление [7]. В случае подземного выщелачивания производится закачка раствора, содержащего кислоту, окислитель (Fe^{3+}), генерируемый микроорганизмами, а также клетки микроорганизмов непосредственно в место залегания руды. При отвальном и кучном выщелачивании осуществляется обработка растворами отвалов руд (чаще некондиционных) или куч измельченного и окомкованного рудного материала, расположенного на площадке с гидроизоляцией. Чановое или реакторное биовыщелачивание подразумевает проведение окисления измельченного сырья в реакторах с перемешиванием [10]. По сравнению с подземным, отвальным и кучным биовыщелачиванием, чановое обеспечивает переработку сырья с большей скоростью, но требует гораздо больших капитальных и эксплуатационных затрат. Поэтому кучное биовыщелачивание применяется для переработки бедных руд цветных металлов, прежде всего меди, а чановое – для переработки сульфидных концентратов золотосодержащих руд [1]. Для золотосодержащих руд, например, в Оренбургской области также применяют и кучное выщелачивание [5].

Наибольшее распространение биогеотехнология получила при кучном бактериальном выщелачивании бедных и забалансовых руд меди и урана, а также при чановом выщелачивании упорных концентратов благородных и цветных металлов (медных, цинковых, никель-кобальтовых и др.). С использованием микроорганизмов проводят очистку сточных вод, селективную флотацию сульфидных минералов, биосорбцию металлов и др.

В настоящее время в промышленных масштабах бактериальные методы применяются примерно в двадцати странах мира, на 40 предприятиях при подземном и кучном выщелачивании меди, урана из бедных и забалансовых руд, при переработке отвалов обогатительных фабрик и горнорудных предприятий. На кафедре геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета ведутся работы по изучению закономерностей распределения благородных металлов в рудах различных месторождений и в их отходах, при этом отмечаются повышенные содержания благородных металлов [3, 4, 6]. Извлечение благородных металлов, наряду с основными металлами (например, для медноколчеданных месторождений это – медь, цинк и др.), возможно и с применением методов биовыщелачивания.

При переработке медьсодержащего сырья, в котором медь в основном представлена халькопиритом, использование мезофильных бактерий типа *Acidithiobacillus ferrooxidans* и *Acidithiobacillus thiooxidans* малоэффективно. Промышленная практика кучного выщелачивания меди показывает, что внутри кучи температура может повышаться до 80 °С и это губительно сказывается на бактериях.

Китайскими учеными [10] исследованы термофильные бактерии *thermoacidophilic archae*, которые могут окислять серу, пирит, халькопирит и другие минералы. При этом окислительная способность у данного вида бактерий выше, чем у мезофильных бактерий.

Объектом исследований являлась бедная руда предприятия Dahongshan. Минеральный состав руды представлен следующими минералами: халькопиритом, гематитом, лимонитом, ковеллином, малахитом, биотитом, полевым шпатом, доломитом, кварцем, хлоритом и др.

Результаты испытаний показывают, что при использовании термофильных бактерий извлечение меди в раствор составляет 97,0%, мезофильных бактерий – 32,43%. Более низкие показатели получены для сернокислого железа – порядка 26 % и сернокислых растворов – 20,92%. Растворение халькопирита прошло на 97,05% с помощью термофильных бактерий и всего лишь на 15,43% при использовании мезофильных бактерий.

Метод бактериального окисления используется для извлечения полезных компонентов из отходов. Так, например, для извлечения кобальта из хвостов медного производства шахты Kalyadi (Индия) [8]. Пиритные хвосты с содержанием 0,3% кобальта предлагается перерабатывать по схеме, включающей предварительную пенную флотацию пирита для концентрирования кобальта до 1 % и последующее биовыщелачивание.

Основной кобальтсодержащий минерал, который присутствует в перерабатываемом продукте – пирит, с небольшими включениями кварца, халькопирита, сфалерита. Для биовыщелачивания были использованы бактерии *Acidithiobacillus ferrooxidans*, выращенные на среде 9К и предварительно адаптированные к условиям выщелачивания.

Показано, что в первые 50 дней количество клеток увеличивается, а далее – уменьшается до 2×10^8 кл/мл, pH сначала снижается от 1,8 до 1, а далее наблюдается тенденция к увеличению pH до 2,2. Окислительно-восстановительный потенциал увеличивается от исходного 470 мВ до 650 мВ в течение первых 10 суток выщелачивания и далее до 770 мВ в последующие 20 суток. Затем потенциал попеременно возрастает и снижается на протяжении всех 160 суток выщелачивания (несколько уменьшается до 680-720 мВ в период 30-60 суток и снова возрастает до максимальной величины 750-770 мВ в период 60-90 суток). Высокие значения окислительно-восстановительного потенциала свидетельствуют о наличии хороших окислительных условий. В течение 110 суток выщелачивания в бактериальном растворе количество Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} , а к 120 суткам количество закисного железа становится больше. Извлечение кобальта в раствор приближается к 100% для обеих изученных плотностей пульпы, причем в начальный период времени большее извлечение наблюдается при плотности пульпы 5% твердого.

Известно, что действие органических и неорганических реагентов схоже с действием различного типа минеральных и жирных кислот, полисахаридов, протеинов и хелатов, вырабатываемых микроорганизмами. С учетом этого микроорганизмы могут использоваться в качестве флотационных реагентов. Селективное разделение пирита и галенита с помощью бактерий изучено в работе [9]. Объектом исследований являлась руда предприятия Wajiazhi (Китай). По результатам рентгенофазового анализа руда содержала следующие сульфидные минералы: пирит (45,91% Fe, 49,42% S) и галенит (85,28% Pb, 13,2% S). Перед экспериментами пробы измельчали до крупности -0,074 мм и отправляли на адсорбцию бактериями *Mycobacterium phlei* (М.р.), выращенными на питательной среде 9К. Экспериментальные исследования показали, что процесс адсорбции бактерий проходит довольно быстро (10-20 минут). Бактерии М.р., проявляют большую склонность к адсорбции на поверхности пирита (80%), по сравнению с галенитом (20%).

Список литературы

1. Адамов Э.В., Панин В.В. Биотехнология металлов, М.:Учеба, 2003.
2. Заулочный П.А., Седельникова Г.В. БИОГЕОТЕХНОЛОГИЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПРОЦЕССАХ ПЕРЕРАБОТКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ // - 2009
3. Пономарева Г.А. Технологии выщелачивания цветных и благородных металлов из отвалов и отходов медноколчеданных месторождений // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2122 – 2126
4. Пономарева Г.А. История открытия Блявинского медноколчеданного месторождения / Г.А. Пономарева, И.А. Зозуленко, И.Э. Гасанова // В сб: Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности. Материалы III Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2021. С.244-247.
5. Пономарева Г.А. Распределение платиноидов в месторождениях Оренбургской части южного Урала / Г.А. Пономарева, А.А. Пономарев // Международная научно-практическая конференция «Уральская горная школа – регионам»: материалы конференции. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2021. С. 3-5.
6. Пономарева Г.А. Закономерности распределения платиноидов в галогенных формациях Южного Предуралья / Г.А. Пономарева, А.А. Пономарев // Горный журнал. М.: 2021. № 12. С. 10 – 14. DOI: 10.17580/gzh.2021.12.02
7. Oliazadeh M., Massinaie M., Bagheri A.S. Biological copper extraction from melting furnaces dust of Sarcheshmeh copper mine. In Proceedings of XXIII International mineral processing congress. Istanbul, Turkey 3-8 September 2006, v.2, p.1388-1387.
8. Thomas J., Subramanian S., Ulla M.S. R., Louis K.T., Gundewar G.S. Studies on the biodissolution of cobaltic pyrite from copper tailings. In Proceedings of XXIII International mineral processing congress. Istanbul, Turkey 3-8 September 2006, v.2, p.1329-1333
9. Wei D.Z., Shen Y.B., Zhu Y.M. Adsorptive characteristics of mycobacterium phlei on the surface of pyrite and galena. In Proceedings of XXIII International mineral processing congress. Istanbul, Turkey 3-8 September 2006, v.2, p.1318-1323.
10. Zou P., Zhang W.B., Lei T., Wang J.K. Study on bioleaching of primary chalcopyrite ore with thermoacidophilic archae. In Proceedings of XXIII International mineral processing congress. Istanbul, Turkey 3-8 September 2006, v.2, p.1293-1297.

5. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ

НОРМИРОВАНИЕ КРИТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВИБРАЦИОННОГО ПОЛЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ В УСЛОВИЯХ КРИОГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

А.Н. Вихоть

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
e-mail: vikhota.anna@mail.ru*

На любой урбанизированной территории присутствует физическое загрязнение геологической среды: техногенное воздействие сообщает энергию среде через температурные, статические, динамические, магнитные, электрические и иные поля. Вибрационные поля относятся к источникам динамических нагрузок. Действуя периодически или случайно, они проявляются в виде меняющихся градиентов параметров вибрации: виброускорения, виброскорости и виброперемещения. Накопление такой избыточной энергии в геологической среде ведет к ухудшению её качества. Последствия вибрационного воздействия на грунтовую толщу и инженерные сооружения были приведены еще в прошлом веке Жигалиным и Локшиным [2]. Характер данного воздействия зависит от литологического состава подстилающих горных пород. Скальные и полускальные грунты, являющиеся коренными породами в районе исследований, передают вибрацию от источника к объекту воздействия без значительного поглощения энергии колебаний. Дополнительным фактором является высокая трещиноватость данных пород.

Район исследований – участок седьмого микрорайона г.Воркута, прилегающий к долине р.Воркута, не осложненный в геологическом строении многолетней мерзлотой. В качестве регистратора параметра вибрации (виброускорения) обычно используют акселерометр, т.к. именно эта величина является основной для описания уровня вибрации [1, 3]. Нами использовалась широкополосная цифровая сейсмическая станция ZET 048-С в режиме работы «виброметр». В станцию с трехосной измерительной системой встроен сейсмоприемник ВС-1313. Диапазоны частот: 0,3-400 Гц по ускорению, 0,048-63,69 Гц по скорости и 0,0076-10,14 Гц по смещению. Обработка сигналов осуществлялась с применением программы ZETLab SEISMO. Параметры регистрировались по трем осям: x, y – направления по частям света, z – вертикально вниз. Полученные пиковые значения представлены в табл.1. Под пиковым значением подразумевается максимальное отклонение величины от среднего значения.

С точки зрения математической статистики вибрация определяется некой функцией распределения вероятностей. Её характеристики изменяются со временем. В случае вибрационного поля г. Воркуты, создаваемого автотранспортом, вибрация является случайным процессом, параметры которого в какой-либо момент времени не могут быть точно предсказаны. Выборка таких случайных параметров отображена в табл. 1. В зарубежной и отечественной литературе [4, 5, 6] при значениях виброускорения $\geq 0,03 \text{ м/с}^2$ и виброскорости $\geq 0,31 \times 10^{-3} \text{ м/с}$ отмечается, что окружающая среда находится в зоне экологического риска в условиях повышенных вибрационных нагрузок, и при вибрациях $0,4-1,2 \times 10^{-3} \text{ м/с}$ происходят сверхнормативные осадки грунта и фундамента зданий. Количественная интерпретация площадного распределения параметров вибрационного поля (рис. 1) показала, что вся исследуемая территория является областью с низким и средним уровнем воздействия вибрации с некоторыми участками высокого уровня по компонентам: A_x , A_y , A_z , V_y . В виду климатических условий в районе исследований и ускоренных экзогенных геологических процессов, в частности криогенного выветривания, встает вопрос об уточнении критических параметров вибрационного поля.

Для этого оценили доверительный интервал выборки случайных параметров, включающих участки высокого уровня вибрации, с целью определения их нормального распределения (табл. 1). Данной гипотезе удовлетворили выборки по A_x (91%), A_z (94%), V_y (94%). По параметру A_x не вошли в интервал 0,033, 0,037 и 0,044 м/с² – аномальные участки высокого уровня нормируемой вибрации. По параметру A_z не вошли 0,022 и 0,085 м/с², по V_y – 0,874 и 1,01 м/с. За пределы нормируемого диапазона виброускорения вышло аномальное значение 0,022 м/с². В связи с этим можно считать, что в частном случае при значении вибрационного поля $\geq 0,022$ м/с² территория относится к категории высокого уровня вибрационного поля. В таком случае площадное распределение параметров вибрационного поля и контур его высокого уровня по ускорениям будет выглядеть: рис. 2.

Таблица 1

Пиковые значения вибрационного воздействия на грунтовую толщу на участках с выраженными высокими градиентами затухания амплитуд колебаний, г. Сыктывкар

	$A_x, \text{ м/с}^2$	$A_y, \text{ м/с}^2$	$A_z, \text{ м/с}^2$	$V_x, 10^{-3} \text{ м/с}$	$V_y, 10^{-3} \text{ м/с}$	$V_z, 10^{-3} \text{ м/с}$	$S_x, 10^{-3} \text{ м}$	$S_y, 10^{-3} \text{ м}$	$S_z, 10^{-3} \text{ м}$
1	0,001	0,001	0,001	0,038	0,015	0,02	0,007	0,003	0,003
2	0,001	0,001	0,001	0,107	0,02	0,025	0,03	0,002	0,004
3	0,001	0,001	0,005	0,152	0,018	0,02	0,028	0,003	0,003
4	0,033	0,012	0,022	0,038	0,024	0,024	0,005	0,004	0,004
5	0,002	0,001	0,001	0,079	0,022	0,1	0,01	0,004	0,004
6	0,007	0,005	0,005	0,198	0,023	0,023	0,039	0,003	0,003
7	0,004	0,004	0,004	0,087	0,035	0,1	0,026	0,003	0,006
8	0,001	0,007	0,005	0,069	0,874	0,362	0,016	0,159	0,003
9	0,001	0,002	0,002	0,036	0,019	0,019	0,006	0,002	0,004
10	0,001	0,001	0,001	0,094	0,014	0,025	0,015	0,003	0,003
11	0,002	0,001	0,001	0,117	0,02	0,024	0,025	0,004	0,004
12	0,004	0,007	0,005	0,06	0,026	0,023	0,011	0,003	0,003
13	0,002	0,002	0,003	0,115	0,019	0,019	0,023	0,003	0,004
14	0,005	0,003	0,01	0,105	0,016	0,027	0,018	0,003	0,003
15	0,003	0,002	0,002	0,068	0,02	0,02	0,015	0,003	0,003
16	0,002	0,001	0,001	0,14	0,016	0,02	0,025	0,003	0,003
17	0,004	0,002	0,002	0,056	0,018	0,025	0,01	0,003	0,003
18	0,002	0,004	0,006	0,139	0,02	0,02	0,02	0,004	0,004
19	0,002	0,001	0,001	0,124	0,019	0,045	0,025	0,003	0,003

20	0,002	0,005	0,004	0,129	0,026	0,017	0,033	0,001	0,002
21	0,037	0,024	0,085	0,103	0,03	0,103	0,022	0,002	0,003
22	0,044	0,033	0,013	0,089	0,09	0,046	0,015	0,003	0,003
23	0,006	0,008	0,008	0,05	0,036	0,041	0,012	0,004	0,015
24	0,004	0,008	0,001	0,047	0,04	0,14	0,005	0,003	0,003
25	0,001	0,003	0,003	0,1	0,02	0,01	0,026	0,003	0,005
26	0,001	0,001	0,001	0,104	0,018	0,018	0,021	0,003	0,004
27	0,005	0,004	0,003	0,126	0,023	0,023	0,023	0,004	0,004
28	0,002	0,003	0,004	0,091	0,022	0,022	0,017	0,003	0,004
29	0,01	0,003	0,01	0,217	0,222	0,222	0,027	0,186	0,012
30	0,001	0,001	0,001	0,034	0,026	0,026	0,006	0,003	0,003
31	0,001	0,001	0,001	0,015	0,018	0,018	0,003	0,004	0,002
32	0,001	0,001	0,001	0,048	0,02	0,02	0,008	0,004	0,004
Д И 1	0,001;0,018	0,002;0,008	0;0,014	0,072;0,114	0;0,185	0,018;0,084	0,014;0,022	0;0,031	0,003;0,005

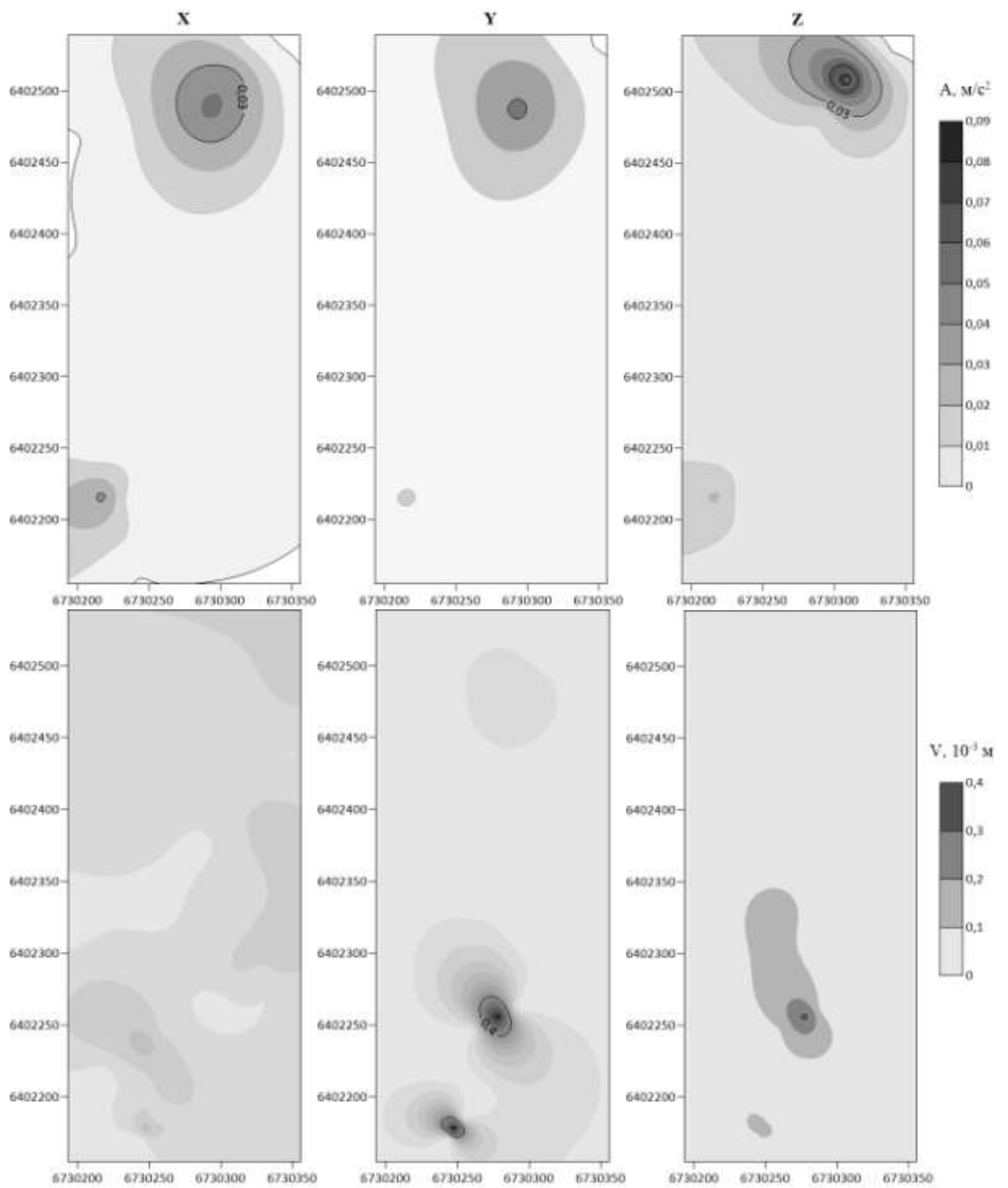


Рис.1. Распределение пиковых значений параметров вибрационного поля: вертикальная ось – координаты з.д., горизонтальная – с.ш.

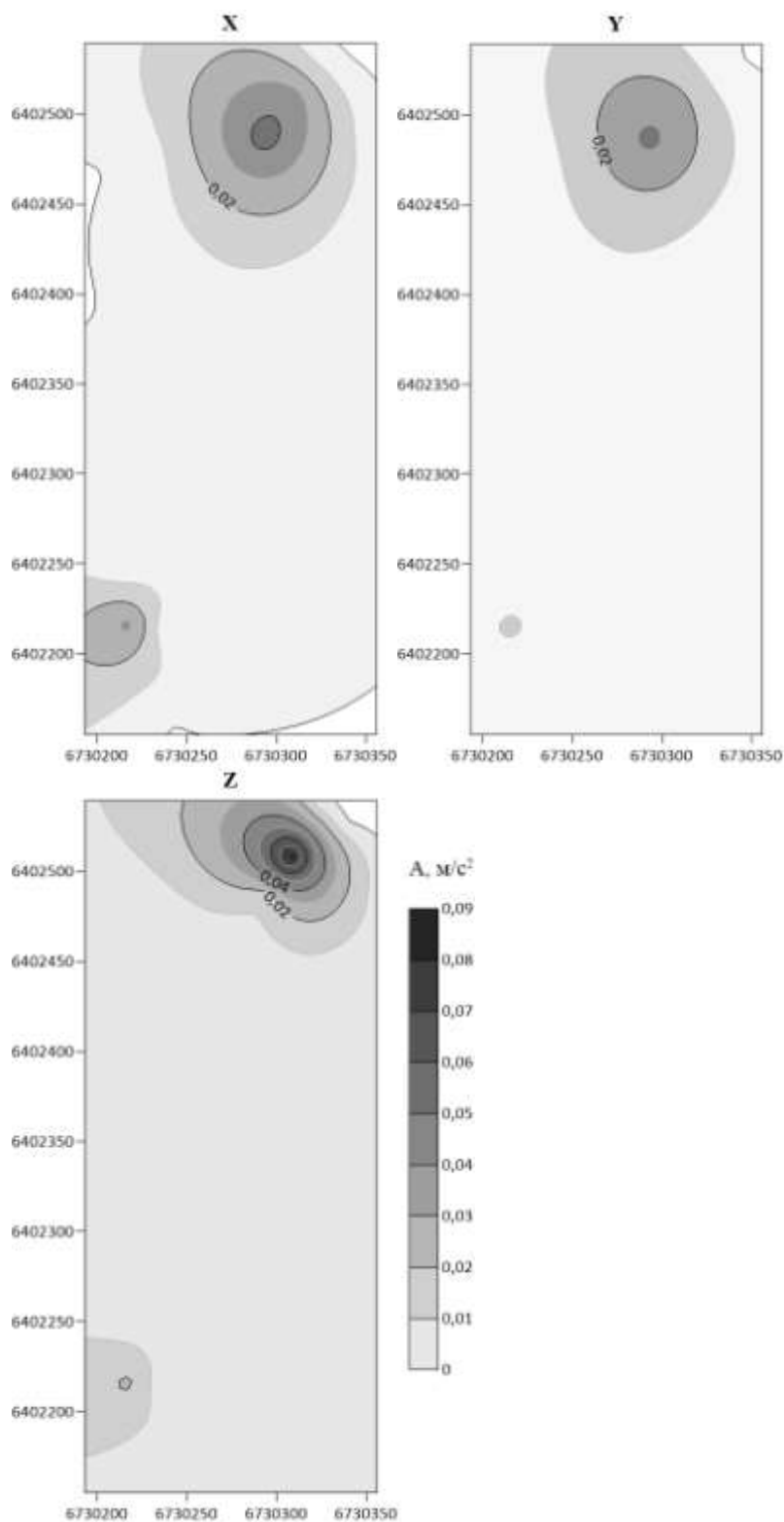


Рис.2. Предложенное распределение пиковых значений параметров вибрационного поля: вертикальная ось – координаты з.д., горизонтальная – с.ш.

В заключение стоит отметить, что предложенное суждение опробовано на параметрах небольшого участка в зоне многолетней мерзлоты в долине р. Воркута, где присутствует островная многолетняя мерзлота. Для определения корректного диапазона высокого уровня вибрационного поля в таких климатических условиях требуются более масштабные измерения в режиме мониторинга.

Список литературы

1. Вознесенский Е.А. Энергетический подход в динамике грунтов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, № 2, 2001. С. 76–78.
2. Жигалин А.Д., Локшин Г.П. Формирование вибрационного поля в геологической среде // Инженерная геология, №3, 1987. С. 86–92.
3. Капустин В.В., Монахов В.В. К вопросу об экспериментальной оценке вибрационных нагрузок на грунтовые массивы // Геотехника, №3, 2012. С. 30–40.
4. Трофимов В.Т., Жигалин А.Д. Трансформация геофизической экологической функции абиотических сфер земли под влиянием техногенеза и ее последствия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, №2, 2014. С. 44–49.
5. ГОСТ Р52892-2007. Вибрация и удар. Вибрация зданий. Измерение вибрации и оценка ее воздействия на конструкцию. М.: Изд-во стандартов, 2008. 16 с.
6. BS 7385-1: 1990. ISO 4866:1990. Evaluation and measurement for vibration in buildings. BSI, 1990.40 p.

СУЛЬФАТНЫЙ КАРСТ В ГИС ПРОЕКТЕ «КАРСТ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ»

А.Р. Галиуллина, В.Н. Дурнаева

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,

г.Уфа

e-mail: hydro@ufaras.ru

Термином «карст» называют природные и техногенные процессы и созданные ими формы наземного и подземного рельефа, обязанные своим происхождением растворяющему действию воды на горные породы, к которым относятся известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменная и калийная соли, мергели, известковые загипсованные песчаники и др. Карстующиеся породы по составу разделяют на следующие классы: сульфатные, карбонатные и сульфатно-карбонатные.

Территория Южного Урала и Предуралья известна широким распространением и разнообразием карста в равнинно-платформенной и горно-складчатой областях. Наибольшее развитие он имеет в Башкирском Предуралье и на западном склоне Южного Урала. Карстующиеся карбонатные и сульфатные отложения пермского, каменноугольного и девонского возраста здесь во многих местах выходят на поверхность, либо залегают близко от нее, создавая характерные формы наземного и подземного карстового рельефа в виде различных округлых или протяженных понижений — западин, блюдцев, воронок и озер, оврагов, суходолов, провалов, пещер и др. [1].

Сульфатный карст в Южном Предуралье связан с гипсами кунгурского яруса нижней перми и пользуется наибольшим распространением. Проявления его представлены всеми известными формами, как поверхностными (воронки, колодцы, котловины и др.), так и подземными (ниши, гроты, пещеры и др.) при преобладающем значении первых. Частота встречаемости карстопроявлений, а следовательно и пораженность территориями, находится в зависимости от ряда факторов, главным из которых являются история формирования рельефа [2].

Наряду с отрицательными формами сульфатного карста в Южном Предуралье имеются уникальные положительные карстовые формы — карстовые останцы сформированные на эрозионно-карстовых поверхностях днищ долин-дрен. Наиболее характерные представлены они в устьевой части реки Аургазы. Подобные им положительные карстовые формы рельефа, как в Южном Предуралье, так и в целом в карстовой стране Восточно-Европейской равнины встречаются крайне редко.

Наиболее примечательными подземными проявлениями сульфатного карста в Южном Предуралье являются пещеры, сформированные в основном в светло-серых либо белых массивных или толстослоистых гипсах кунгура. Распространены они относительно редко, встречаемость их здесь составляет не более ~10% от всех известных карстовых пещер рассматриваемого региона. При этом плотность и густота пещер на платформе значительно выше, чем в пределах Предуральского прогиба, а наибольшее развитие они получили на Уфа-Симском и Уршак-Бельском междуречьях в пределах Рязано-Охлебининского вала, то есть на наиболее значительном в Южном Предуралье положительном неотектоническом поднятии.

Геоморфологически пещеры в сульфатных породах тяготеют к долинам рек и суходолам, а их выходы располагаются, как правило, в подножьях склонов и в значительно меньшей степени — в нижних частях (Охлебининская, Куэшта и др.). Развиты они на уровне голоценовых и верхнеплейстоценовых речных террас и сформированы не ранее среднего плейстоцена. Крайне редко гипсовые пещеры приурочены к водораздельным пространствам. Входы их в этом случае находятся в карстовых воронках (Вертолетная, ЧертоваБездна и др.) [1].

В Институте геологии УФИЦ РАН ведутся многолетние наблюдения за карстовым процессом Башкирского Предуралья. Разновременные архивные материалы по распространению и развитию карстовых явлений были систематизированы, оцифрованы и собраны в единый проект, для актуализации информации использовались данные с общедоступных космических снимков, а также информация из СМИ об образовании новых воронок и провалов. Для хранения, оценки и анализа полученных результатов было использовано программное обеспечение ГИС «Карта 2011» версия 11, нами была создана программа-классификатор «Карст» (Номер свидетельства: RU 2019665275). Разработанный классификатор является универсальным для разработки ГИС-проектов на территориях, подверженных карстовому процессу. База содержит геопространственные данные о проявлениях карстового процесса на территории Южного Урала и Предуралья: карстовые воронки и поля, пещеры и родники карстового происхождения, распространение карстующихся пород и др. В проекте отдельно выделен сульфатный карст, что позволяет наглядно представить общую картину пораженности территории сульфатным карстом, выполнить пространственно-временной анализ, выделить опасные зоны для различных типов использования земель.

Содержание ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья» на основе разработанной программы-классификатора позволяет учитывать особенности различных объектов карты, например, разделять типы карста по составу карстующихся пород, степени их перекрытости некарстующимися породами, рельефу и др. ГИС-проект позволяет отображать данные в разных масштабах для детального представления конкретных участков территории [3].

База данных ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» содержит геопространственные данные о проявлениях карстового процесса в растворимых породах на территории Южного Урала и Предуралья. База содержит геопространственные данные о проявлениях карстового процесса на территории Южного Урала и Предуралья: карстовые воронки и поля, пещеры и родники карстового происхождения, распространение карстующихся пород и др. [4].

Список литературы

1. Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И. Карст Башкортостана / Уфа: Информреклама, 2002. 384 с.
2. А. И. Смирнов, Р. Ф. Абдрахманов, В. Н. Дурнаева. Типы карста и особенности его распространения на Южном Урале и в Предуралье // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 111-124.
3. Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н. Пораженность рельефа Южного Предуралья формами сульфатного карста // Геоморфология. 2020. № 2. С. 74-84.
4. Р. Ф. Абдрахманов, А. О. Полева, В. Н. Дурнаева [и др.] Карст Южного Урала и Предуралья, современная активность его развития // Геологический вестник. 2022. № 1. С. 3-22.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ *КАРСТОВЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОВАЛОВ НА ТЕРРИТОРИИ УФИМСКОГО “ПОЛУОСТРОВА”

Д. Р. Епифанова^{1,2}, А. И. Смирнов³

¹ *Московский государственный строительный университет, г. Москва;*

² *ООО «РН-БашНИПИнефть», г. Уфа*

³ *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа, 89174139314@mail.ru*

Введение

Уфимский “полуостров” занимает центральную часть городского округа г.Уфа и 1 располагается на высоком (около 100-120 м над урезом транзитных омывающих рек) и узком (3-12 км) останце коренных пород между долинами рек Белой и Уфы. В геологическом строении междуречья участвуют уфимский терригенно-карбонатный и кунгурский сульфатно-карбонатный ярусы нижнепермской системы, в долинах - глинистые и песчано-гравийные отложения неоген-четвертичного возраста, залегающие, в основном на гипсах кунгурского яруса. К этим отложениям приурочены трещинные, трещинно-карстовые и поровые воды, образующие серию водоносных горизонтов, которые вблизи склонов долин перетекают в нижерасположенные горизонты или же выклиниваются в виде родников в оврагах и на склонах долин рек. В пределах “полуострова” имеются все 4 условия по Д. С. Соколову, 1962 [6] для активного развития карстового и карстово-суффозионного процессов. Здесь имеются все предпосылки для развития сульфатного и карбонатного карста – закрытого на междуречьях, перекрытого в долинах рек и открытого (задернованного) по склонам долин [1].

Интенсивность карстового процесса зависит от многих факторов, таких как степень перекрытости карстующихся пород некарстующимися, положение карстующихся пород по отношению к базису эрозии, вертикальный градиент фильтрации, коэффициент фильтрации, агрессивность вод, поступающих из вышележащих горизонтов пород, хозяйственная деятельность человека и др. [2].

Цель исследования

Цель исследования – анализ интенсивности образования карстовых провалов на территории Уфимского “полуострова” с фиксированным временем образования за последние пять лет (с 2018 г.).

Результаты исследования

По собранным нами данным на Уфимском полуострове, за последние 5 лет (2018-2022 гг.) достоверно зафиксировано 10 значимых карстовых и техногенных провалов, то есть по два провала в год. Это один из самых высоких показателей активности провалообразования в Южном Предуралье. Краткие сведения о них приведены в таблице, их расположение на рис. 1, а на рис. 2-5 – фото наиболее типичных провалов.

По данным приложения А1 [1] в пределах Уфимского “полуострова” с 1859 по 2016 гг, т.е. за 157 лет, зарегистрировано 275 провалов земной поверхности различного генезиса (карстовых, суффозионных, карстово-суффозионных, техногенных). В соответствии с табл. 5.1 СП 115.13330.2016 [4] категория опасности по средней частоте провалов земной поверхности на “полуострове” за указанные годы составляет 1,75 провала в год и относится к весьма опасной.

Таблица

Карстовые и техногенные провалы Уфимского полуострова, образовавшиеся в 2018-2022 гг.

№ пп.	Время (дата) образования	Положение в рельефе	Местонахождение	Краткая характеристика карстопоявления	№ пп.	Время (дата) образования	Положение в рельефе	Местонахождение	Краткая характеристика карстопоявления
1	19.11.2018	Высокая правобережная пойма долины р. Белой	Ул. Болотная – напротив жилого одноэтажного дома № 7 в 3-х м к западу, на проезжей части улицы	Провал чашеобразный 10,5x9,10 м. Глубина по западному борту – 2,2 м. Общие размеры провала составляют 14,4 м x 12,5 м. Рис. 2	6	02.07.2021	Склон водораздела р. Белой и Уфы	Перекресток ул. Цурюпа и Коммунистической.	Чашеобразный с отвесными и слегка нависающими бортами. 3,9x5,4 м, глубиной 2,8x-3,4 м. Провал образовался над ливневым коллектором. Рис.5
2	23.03.2019	Нижняя часть правого склона долины р. Белой, ТЫЛОВОЙ ШОВ	СОК "Биатлон"	Провал блюдцеобразный 8x7,5м глубиной по южному борту 1,1 м., по северному 0,4 м.	7	07.12.2021	Склон речной долины р. Белой (крутой)	Улица Вокзальная д. 14	Конусообразный 3x5 м глубиной 5 м. Провал спровоцирован порывом водопровода
3	23.03.2020	Верхняя часть правого склона долины р. Белой	10 м к северо-востоку от частного деревянного двухэтажного жилого дома № 14 по ул. С. Перовской	Провал кувшинообразный формы размером с поверхности 3,5 м глубиной 5,5 м. Поперечник по дну до 5 м. В районе провала по ул. С.Перовской ранее неоднократно фиксировались карстовые провалы. Рис.3	8	12.02.2022	Третья надпойменная терраса р. Уфы	У фундамента жилого 5-ти этажного дома по ул. Интернациональной, 187/1	Ранее 1984 г.(2016 и 2019 гг.) рядом с домами Интернациональная 193, 193/2 – на шумевшие в СМИ провалы

4	16.05.2020	Склон водораздела р. Белой и Уфы	На проезжей части дороги по ул. Запототского, 62	Провал Поперечник 32 м, глубина до 2,5 м.	9	19.04.2022	Первая надпойменная терраса Уфы	Микрорайон Максимовка, ул. Оранжевая напротив д. 15, у обочины дороги	Провал блюдцеобразный 5х3 м глубиной 1 м. Просадка обусловлена утечкой водовода.
5	14.04.2021	Склон водораздела р. Белой и Уфы	В месте снесенного "Дома пенсий", ул. г. Галле, 9/1	Чашеобразный 3,7х5,8 м глубиной 2 м. Рис.4	10	06.05.2022	Склон речной долины Уфы (крутой)	Лесной проезд, 3/2 р. на проезжей части дороги	Диаметр 50 м, глубина 5 м. Над штольной 1950-х гг.

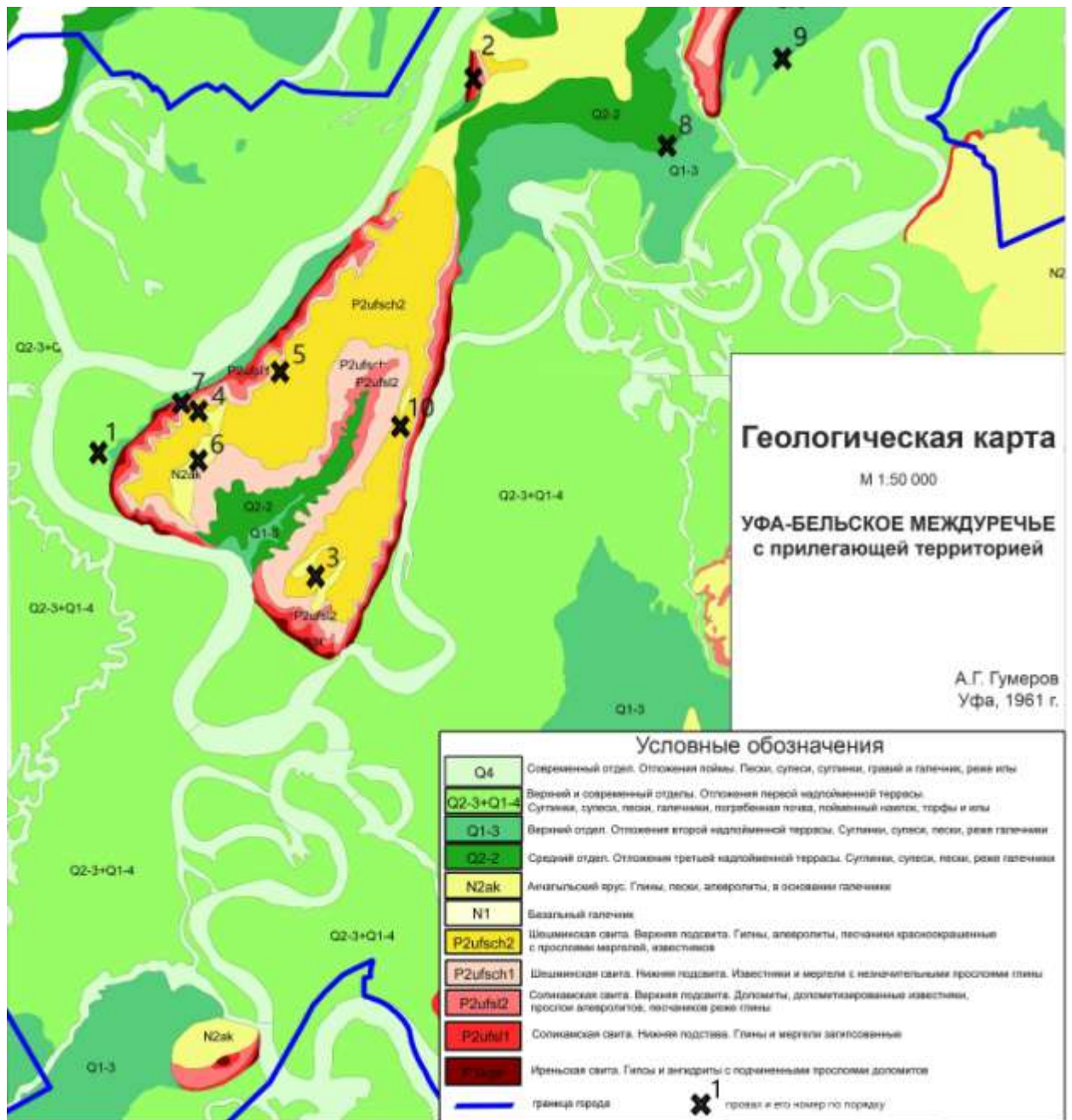


Рис. 1. Карта современных карстовых и техногенных провалов 2018-2022 гг. на территории городского округа г. Уфы Республики Башкортостан (на геологической основе А.Г. Гумерова (1961 г.) [1])

Анализ данных по карстовым провалам 2018-2022 гг. подтверждает ранее выявленные геолого-геоморфологические закономерности современной активности провалообразования [3]. К ним следует добавить и особо подчеркнуть, что образование карстовых провалов в настоящее время имеет унаследованный характер развития карста на всем протяжении неоген-четвертичного времени, как по районам распространения, так и по направленности, а к общим природным факторам добавляется техногенный. Так, за последние 5 лет из 10 провалов, возникших на полуострове, два - образовались над подземными коммуникациями (провалы №№ 6 и 10, табл.) и один (№ 7, табл.) образовался в результате порыва водовода. То есть, почти треть современных провалов обусловлены техногенезом. Следует отметить ещё одну особенность – повторное образование провалов на месте ранее ликвидированных [1].



Рис.2. Провал №1 по табл. [3]
Фото А.И. Смирнова

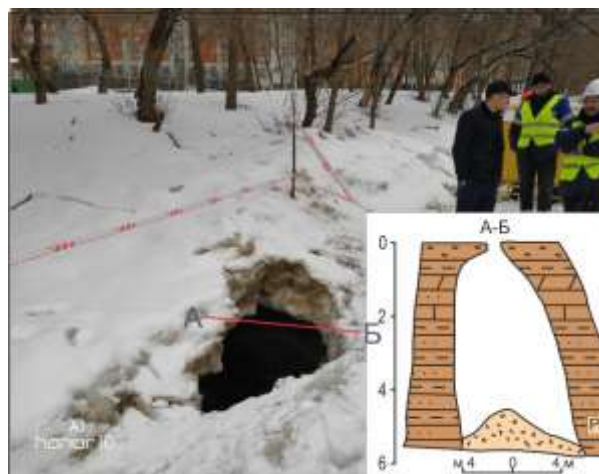


Рис.3. Провал №3 по табл. [3]



Рис.4. Провал №5. по табл. [3]
Фото А.И. Смирнова



Рис.5. Провал № 6, по табл. [3]
Фото А.И. Смирнова

Согласно Своду правил СП 115.13330.2016 [4] основными показателями карстоопасности территории явятся частота провалов земной поверхности, случаев в год и их морфометрические параметры [4]. В связи с этим продолжение сбора и систематизации данных по провалам с фиксированным временем образования имеет первостепенное значение [6]. Для этого Институтом геологии УФИЦ РАН совместно с ООО «Уфастройизыскания» и на его компьютерной платформе создаётся интерактивная карта карстовых провалов г. Уфы и Республики Башкортостан. К настоящему времени собраны и систематизированы сведения по провалам региона за последние 100 лет, разработана структура базы данных к карте и начато её наполнение.

Заключение

Анализ полученных данных по карстовым провалам Уфимского полуострова свидетельствует, что наряду с известными природными факторами активизации карста, 30% провалов, отрицательно воздействующих на социально-экономические объекты г. Уфы, имеет техногенный генезис. Следует также отметить, на территории города в последние 5 лет неоднократно фиксировалось образование карстовых и за пределами полуострова (Демский район, Бульвар Героев, 20, территория Южного водозабора и др.).

Провалообразование – только видимое результирующее воздействие карста на горный массив. Подземная закарстованность фиксируется при геолого-геофизических изысканиях для строительства, а проявление ее весьма многообразно. Данные о современном провалообразовании существенно дополняют результаты инженерно-геологических

изысканий и должны постоянно накапливаться и систематизироваться, что возможно при организации карстомониторинга, который в г. Уфе до сих пор не организован и не осуществляется [6].

Представленные данные по среднему количеству карстовых провалов свидетельствуют о возросшей активности провалообразования в 2018-2022 гг. на 0,25 провала в год.

Примечание: *под названием карстовые провалы – рассматриваются провалы карстового и карстово-суффозионного генезиса

***Благодарности:** Исследование выполнено в рамках Государственной бюджетной темы № FMRS-2022-0010.*

Список литературы

1. Камалов В.Г., Барышников В.И. Опасные геологические процессы на территории Уфимского «полуострова» // (Инженерная геодинамика). Уфа: Информреклама. 2019. 240 с.

2. Смирнов А.И. Условия и основные факторы развития карста на Южном Урале и в Предуралья // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 14-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 23—26 мая 2022 г. — Москва: Издательство «Перо», 2022. [Электронное издание]. С. 165-171.

3. Смирнов А.И., Современные карстовые провалы на территории Южного Урала и Предуралья (в границах Республики Башкортостан) // Инженерная геология, 2020. Том XV, № 4, с. 42–53

4. Свод правил СП 115.13330.2016. Геофизика опасных природных воздействий. Актуализированная редакция СНиП 22-01-95. М.: Стандартинформ. Издание официальное, 2018. 31 с.

5. Соколов Д.С., Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

6. Травкин А.И. К вопросу оценки карстовой опасности и управления природными рисками в г. Уфе – столице Республики Башкортостан // Научная статья. Геологический вестник. 2021. № 3. С. 111-116.

ГЕОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД АВЗЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.М. Казбулатова, С.В. Мичурин, А.М. Карамова

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа
e-mail: kazbulatova@mail.ru*

Загрязнение рек тяжелыми металлами и металлоидами может иметь как природный, так и антропогенный характер. Природные (геогенные) факторы обусловлены присутствием в горных породах повышенных количеств тех или иных токсичных элементов. При антропогенном влиянии главными источниками загрязнения выступают горнодобывающая и обрабатывающая отрасли промышленности, а также сельскохозяйственная деятельность. Часто значительное превышение ПДК экологически опасных элементов, в несколько раз превышающих допустимые нормы, устанавливается вблизи действующих или заброшенных рудников [6]. В зонах окисления золоторудных месторождений в результате их промышленной разработки или в процессе физического и химического выветривания горных пород тяжелые металлы и металлоиды могут попадать в почвы, подземные и поверхностные воды и оказывать токсическое и канцерогенное влияние на здоровье населения. Поэтому проблема загрязнения окружающей среды в золоторудных районах является актуальной и в последнее время ей уделяется пристальное внимание [1, 7].

В долине реки Большой Авзян, в ее правых притоках и в среднем течении, сосредоточено подавляющее большинство из известных на западном склоне Южного Урала месторождений и рудопроявлений коренного золота (рис.). В настоящее время недропользователями открытым способом разрабатываются месторождения Улюк-Бар (ООО «СтройТехИнвест») и Надеждинское (ООО «БашСпецРесурс»). На других золоторудных объектах (Горный Прииск, Рамеева жила, Кургашлинское) ведутся поисково-оценочные работы. Нами определены содержания тяжелых металлов и металлоидов в правых притоках и в среднем течении реки Большой Авзян и выявлены причины, которые приводят к увеличению их концентраций [2]. В настоящем сообщении кратко рассматриваются результаты исследований.

Воды реки Большой Авзян и ее притоков в целом имеют среду близко к нейтральной – значения pH варьируют от 6,85 до 7,18. Величина Eh колеблется от 212 до 286 mV. По химическому составу они являются гидрокарбонатно-кальциевыми и обладают минерализацией от 90 до 270 мг/л.

Ранее установлено [4], что в месторождениях Улюк-Бар, Горный Прииск и рудопроявлении Богряшка золото в рудах обнаруживает наибольшую положительную геохимическую связь и максимальные коэффициенты корреляции с мышьяком ($K_{\text{корр}}=0,99$, месторождение Улюк-Бар) и сурьмой ($K_{\text{корр}}=0,90$, рудопроявление Богряшка). Согласно нашим данным, в ручьях Большой Ключ и Каменный ключ в непосредственной близости от месторождений золота Улюк-Бар и Горный Прииск фиксируются наибольшие содержания мышьяка – 19 и 10 мкг/л, соответственно. Вниз по течению по мере удаления от месторождений концентрации As в водах становятся меньше примерно в 2–4 раза. В устье ручья Большой Ключ содержание As равно уже 10 мкг/л, а напротив его устья в реке Большой Авзян еще меньше – <5 мкг/л. В реке Большой Авзян на ~2,5 км ниже по течению от устья ручья Каменный ключ концентрации мышьяка также составляют <5 мкг/л. Следовательно, потоки рассеяния мышьяка в реке Большой Авзян и ее притоках не превышают 2,0–2,5 км. Концентрации As менее 5 мкг/л в реках и ручьях Авзянского золоторудного района (АЗР) в таком случае можно рассматривать как фоновые.

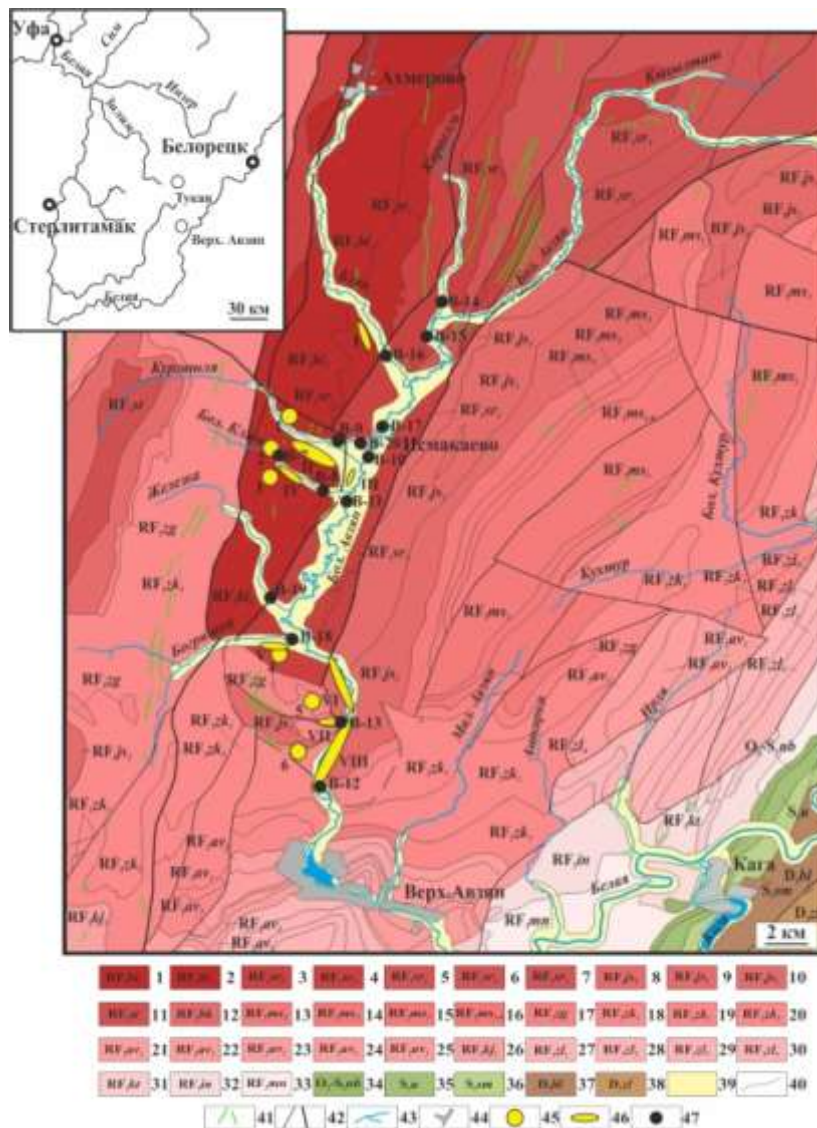


Рис. 1. Геологическая карта южной части Ямантауского антиклинория (по [3] с небольшими изменениями и дополнениями), положение месторождений и рудопроявлений золота, а также точки отбора проб из реки Большой Авзян и ее притоков.

Условные обозначения: 1–12 – отложения нижнего рифея, свиты: 1–2 – большеинзерская, подсвиты: 1 – средняя, 2 – верхняя; 3–7 – суранская, подсвиты: 3 – миньякская, 4 – бердагуловская, 5 – ангастакская, 6 – сердаукская, 7 – лапыштинская; 8–10 – юшинская, подсвиты: 8 – вязовская, 9 – багарыштинская, 10 – сухинская; 11 – саткинская; 12 – бакальская; 13–26 – отложения среднего рифея, свиты: 13–16 – машакская, подсвиты: 13 – кузьелгинская, 14 – казавдинская, 15 – быковская, 16 – малошатакская (верхняя); 17 – зигальгинская; 18–20 – зигазино-комаровская, подсвиты: 18 – серегинская, 19 – амбарская, 20 – туканская; 21–25 – авзянская, подсвиты: 21 – катаскинская, 22 – малоинзерская, 23 – ушаковская, 24 – куткурская, 25 – реветская; 26 – кужинская, нижняя подсвита; 27–33 – отложения верхнего рифея, свиты: 27–30 – зильмердакская, подсвиты: 27 – бирьянская, 28 – нугушская, 29 – лемезинская, 30 – бедерышинская; 31 – катавская; 32 – инзерская; 33 – миньярская; 34–38 – отложения палеозоя, свиты: 34 – набиуллинская; 35 – узьянская; 36 – серменевская; 37 – бельская; 38 – зилаирская; 39 – четвертичные отложения; 40 – границы свит; 41 – дайки магматических пород; 42 – тектонические нарушения разного порядка; 43 – реки и ручьи; 44 – населенные пункты; 45 – месторождения и рудопроявления коренного золота (1 – Кургашлинское, 2 – Улюк-Бар, 3 – Рамеева жила, 4 – Богряшка; 5 – Калашникова жила; 6 – Горный Прииск); 46 – месторождения россыпного золота (I – Карасмаякское, II – Кургашлинское, III – Надеждинское, IV – Большой Ключ, V – Богряшка, VI – Рыжова

Поляна, VII – Каменный ключ, VIII – Авзянское); 47 – точки отбора проб поверхностных вод АЗР.

В реке Большой Авзян содержания сурьмы увеличиваются именно на том участке, где сконцентрированы все месторождения и рудопроявления коренного и россыпного золота. Здесь от с. Исмакаево и до с. Верхний Авзян, среднее содержание Sb в реке и притоках равно 24,8 мкг/л (вариации 15–38 мкг/л, n=5), что в 2,5 раза превышает среднюю концентрацию этого элемента в реке выше с. Исмакаево, равную 10,6 мкг/л (вариации 6–14 мкг/л, n=3).

Известно [8], что растворенные формы различных элементов контролируются окислительно-восстановительным потенциалом (Eh) и pH. В окислительных водных средах из растворенных форм As при pH от 2,2 до 11,5 доминируют арсенаты (соли мышьяковой кислоты), а Sb при Eh 170–750 mV и pH 6,5–8,5 находится в виде антимонатов. Следовательно, в соответствии с полученными данными (pH=6,85–7,18; Eh=212–286 mV) в исследуемых водах мышьяк и сурьма присутствуют в пятивалентном состоянии и, согласно диаграммам Eh–pH, их преобладающими формами для As являются оксианионы HAsO_4^{2-} (около 75 %) и H_2AsO_4^- (около 25 %), а для Sb – Sb(OH)_6^- .

В водах реки Большой Авзян и ее притоках Sb и As обнаруживают разные геохимические связи. Sb имеет низкие прямые коэффициенты корреляции только с Mn ($K_{\text{корр}}=0,53$), Mg (0,45), Sr (0,41) Ca (0,35), т.е. с элементами, входящими преимущественно в состав карбонатных минералов (доломит). Вероятно, это не случайно, поскольку русло реки Большой Авзян в среднем течении расположено в породах миньякской подсвиты суранской свиты, которые представлены именно карбонатами – в основном доломитами и в меньшей степени известняками. В миньякских доломитах и известняках часто отмечается вкрапленность сульфидов, представленных, главным образом, пиритом, содержание которого в породах составляет 0,13–0,58 мас. % [4]. С учетом этих особенностей, логично предположить, что увеличение концентраций Sb в реке Большой Авзян частично может быть связано с растворением пиритсодержащих карбонатных пород миньякской подсвиты.

В то же время As в реке Большой Авзян и ее притоках значимо прямо коррелирует с Ni (0,71), Si (0,70), Ba (0,66), Li (0,62) и слабо – с Fe (0,49), Mg (0,47), Na (0,46), Mn (0,40), V (0,39), Sr (0,33), V (0,31). Перечисленные элементы преимущественно входят в силикатные минералы (кварц, слюды) и гидроксиды железа. Как отмечено выше, увеличение концентраций As в бассейне реки Большой Авзян фиксируется только в ее притоках – ручьях Большой Ключ и Каменный ключ, которые дренируют вмещающие породы месторождений золота Улюк-Бар и Горный прииск. В литологическом составе пород здесь преобладают песчаники, в которых отмечаются маломощные прослои алевролитов и сланцев, а также значительное количество кварцевых жил. Песчаники, алевролиты и кварцевые жилы часто содержат As-содержащие минералы: арсенопирит, герсдорфит, мышьяковистый пирит [5]. Таким образом, увеличение концентраций As притоках реки Большой Авзян, наиболее вероятно, обусловлено растворением As-содержащих минералов, присутствующих в породах и рудах месторождений золота.

Эти данные показывают, что концентрации Sb и As в поверхностных водах в разной степени зависят от состава дренируемых горных пород и минералов. В ручьях Большой Ключ и Каменный Ключ непосредственно вблизи месторождений Улюк-Бар, Горный Прииск и Калашникова жила кроме As и Sb сильно увеличиваются содержания целого ряда элементов (Fe, Mn, W, Al, V), часть из которых во вмещающих породах и рудах месторождений положительно коррелируют с содержаниями Au [5].

Ведущиеся в настоящее время разработки месторождений золота Улюк-Бар и Надеждинское осуществляются открытым способом. Для извлечения золота из горных пород применяется «мокрое» гравитационное обогащение с использованием механических сепараторов, для работы которых необходимы небольшие объемы воды. Гравитационное обогащение является наиболее безопасным с экологической точки зрения, поскольку не требует применения вредных химических веществ (кислот и др.). «Отработанные» руды

(хвосты) складываются на значительном расстоянии от реки Большой Авзян и ручья Большой Ключ. Золотодобывающие предприятия сброса сточных вод в них не производят.

Из приведенных материалов следует, что на формирование качества воды АЗР оказывает влияние близость золоторудных месторождений. Вместе с тем, загрязнение поверхностных вод тяжелыми металлами и металлоидами, вероятнее всего, обусловлено природными факторами, а не разработками месторождений золота. Дополнительным аргументом в пользу последнего утверждения являются установленные сравнительно высокие содержания Sb, As, Fe, Mn, Mo в правых притоках реки Большой Авзян (ручьи Железка и Каменный Ключ), пространственно никак не связанных с техногенным загрязнением. Установленные в них концентрации перечисленных элементов сходны с таковыми в ручье Большой Ключ и реке Большой Авзян вблизи золотодобывающих предприятий.

По результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1. Увеличение концентраций загрязняющих элементов в поверхностных водах Авзянского золоторудного района обусловлено природными (геогенными) факторами – геохимическими и минералогическими особенностями горных пород, участвующих в геологическом строении месторождений и рудопроявлений.

2. Концентрации мышьяка закономерно повышаются в притоках реки Большой Авзян, образуя вблизи золоторудных месторождений локальные потоки рассеяния. Миграционная способность сурьмы по сравнению с мышьяком, проявлена в большей степени.

3. Увеличение концентраций сурьмы и мышьяка в реке Большой Авзян и ее притоках, наиболее вероятно, связано с растворением силикатных минералов и гидроксидов железа, а также с растворением пиритсодержащих карбонатных пород суранской свиты. Преобладающими растворенными формами мышьяка являются оксианионы HAsO_4^{2-} и H_2AsO_4^- , сурьмы – $\text{Sb}(\text{OH})_6^-$.

4. Ведущиеся разработки месторождений коренного и россыпного золота большого влияния в настоящее время не оказывают на увеличение содержаний этих элементов в поверхностных водах Авзянского золоторудного района.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Бактыбаева З.Б., Кулагин А.А., Габидуллина Г.Ф., Ларионова Т.К. Эколого-гигиеническая оценка состояния техногенного водоёма золотодобывающего предприятия (Зауралье Республики Башкортостан) // Гигиена и санитария, Т. 99, № 9, 2020. С. 911–917.

2. Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Карамова. Геоэкологическая оценка состояния поверхностных вод Авзянского золоторудного района Республики Башкортостан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, Т. 333, № 8, 2022. С. 139–152.

3. Ларионов Н.Н., Цветкова А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200000. Южно-Уральская серия. N-40-XXII (Тукан). – СПб.: МПР РФ, 2003.

4. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфидов и сульфатов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2009. 192 с.

5. Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера, Т. 18, № 1, 2018. С. 61–81.

6. Mbadugha L., Cowper D., Dossanov S., Paton G.I. Geogenic and anthropogenic interactions at a former Sb mine: environmental impacts of As and Sb // Environmental Geochemistry and Health, V. 42, 2020. P. 3911–3924.

7. Ngole-Jeme V.M., Fantke P. Ecological and human health risks associated with abandoned gold mine tailings contaminated soil // PLoS ONE, V. 12 (2), 2017. 0172517.

8. Takeno N. Atlas of Eh-pH diagrams intercomparison of thermodynamic databases Geological Survey of Japan. Japan: National Institute of Advanced Industrial Science and Technology Research Center for Deep Geological Environments Naoto TAKENO, 2005. 285 p.

ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛОТИНЫ ЕГВАРДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (АРМЕНИЯ) ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

Г.А. Мкртчян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова, НАН РА, г. Гюмри
e-mail:MGohar56@mail.ru*

Гидротехнические сооружения, АЭС, ГЭС и крупные промышленные объекты относятся к числу особо важных объектов, повреждения которых от сильных землетрясений приводят к тяжелым народнохозяйственным, экологическим и социальным последствиям. К таким сооружениям относятся плотины водохранилища Егвард в Армении, при проектировании которых необходимо было учесть степень их сейсмоопасности. В работах по оценке сейсмической опасности большое место было выделено исследованию сейсмических свойств грунтов инструментальными методами [1,2,3,8].

В данной статье представлены результаты сейсмометрических исследований на территории двух плотин Егвардского водохранилища, намеченные под строительство.

Сейсмические свойства разновидностей грунтовых условий, представляющих территории Егвардского водохранилища, определялись с применением методов сейсмозрыва и высокочастотных микросейсм [2,3]. Взрыв, в отличие от землетрясения, является высокоскоростным процессом, поэтому на практике принято записывать сейсмозрывные волны с помощью устройств, записывающих скорость перемещения [4,5]. В качестве записывающего устройства выбрано накопительное устройство нового поколения с жесткой памятью и с сейсмоприемниками типа СМ-3. Для произведения регистрации записей взрывов участки выбраны по следующей логике:

- инженерно-геологической точки зрения они должны быть характерными,
- при возможности, должны иметь идентичные расстояния от эпицентра взрыва.

Исходя из вышеуказанного, записи произведены на близлежащих участках, охватывающие территории плотин водохранилища. Осуществлены два взрыва. При первом взрыве исследована маленькая плотина (рис.1., axis dam 1), а при втором взрыве- большая плотина (рис.1., axis dam 2). В центре проектируемого водохранилища для взрыва пробурены две скважины глубиной 5 м. Схемы расположения приборов и точки взрывов представлены на схеме (рис. 1).

Изучены инженерно-геологические разрезы оснований двух плотин мощностью 30 м (рис. 2, 3). Результаты анализа инженерно-геологического материала показали, что центральная часть первой плотины состоит из грунтов второй категории по сейсмическим свойствам (рис. 1) [1,5]. Разрез первой плотины состоит из раздробленного выветренного красного туфа мощностью 4 м, ниже залегают слабо раздробленные черные туфы мощностью 14 м. Дальше расположены сильно выветренные красные туфы мощностью 3,5 м, ниже которых до 30 метров глубины залегают мелкозернистые алювиальные пески с супесчанной прослойкой мощностью 8,5 м. Левее центральной части плотины мощность мелкозернистых алювиальных песков с супесчанной прослойкой постепенно уменьшается, а направо - резко исчезает. На этом участке расположены точки наблюдения Т/н1-3 и Т/н1-4 (рис.2 Т/н - observation point O/p). Исходя из того, что на исследуемом участке отсутствуют грунтовые условия по сейсмическим свойствам чисто второй категории [1], грунтовые условия на точке наблюдения Т/н 1-1 выбраны как исходные или эталонные, что необходимо в этапе оценки сейсмической опасности [4, 6, 7]. Он представляет собой андезито-базальтовые грунтовые условия чисто первой категории [1].

Разрез второй плотины (рис. 3) состоит из гравия мощностью около 3 м, расположенный на андезито-базальтовых грунтах мощностью более 50 метров. Как при

первой плотине, здесь также отсутствуют по сейсмическим свойствам грунтовые условия чисто второй категории [1].

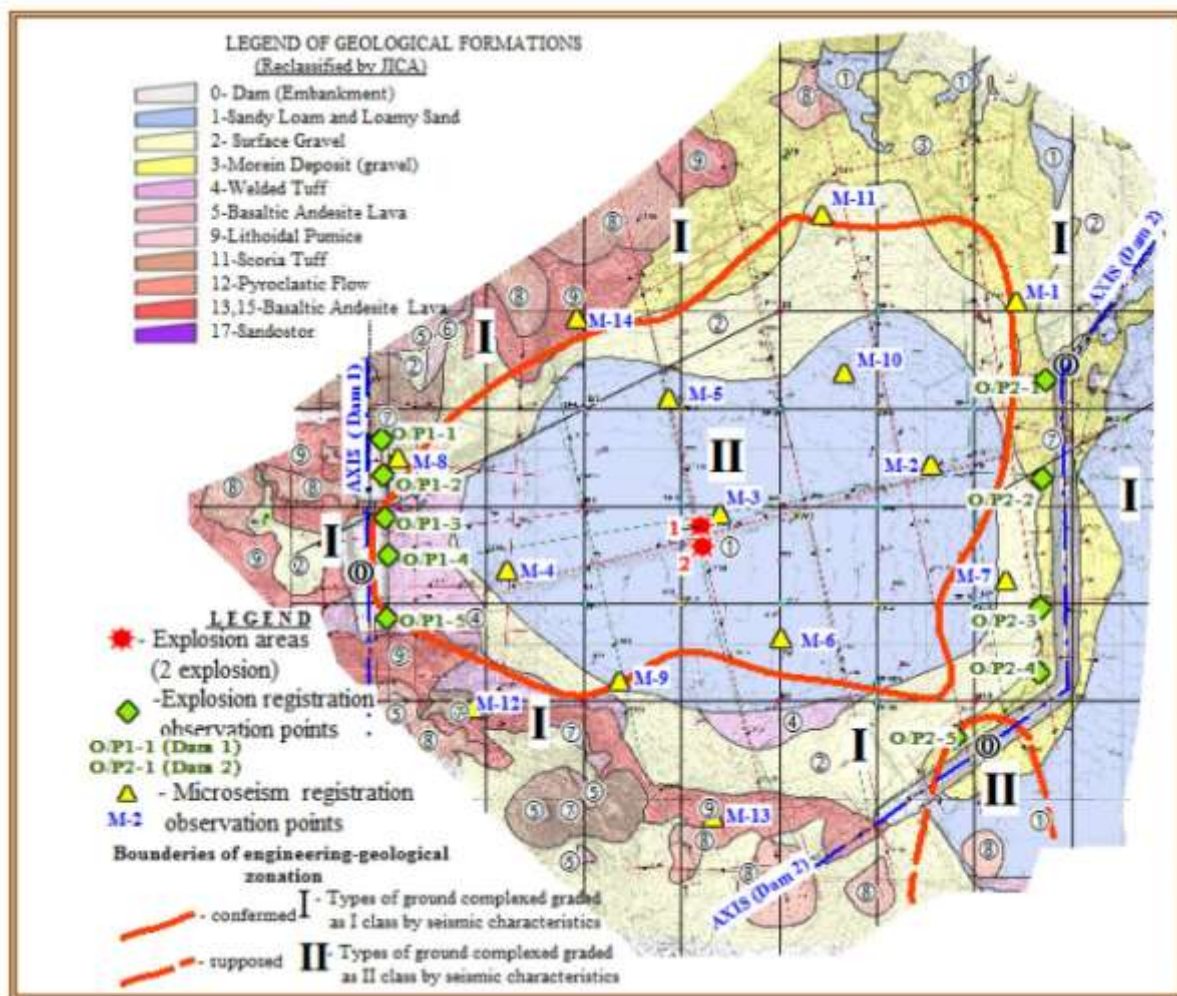


Рис. 1. Схема инженерно-сейсмометрических наблюдений на карте инженерно-геологического районирования Егвардского водохранилища

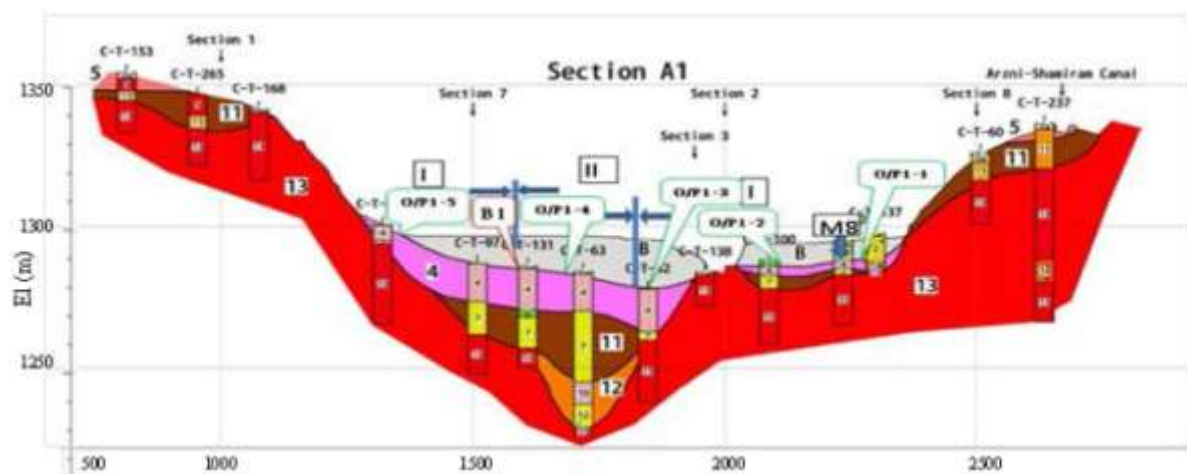


Рис. 2. Поперечный разрез основания первой плотины и расположение точек наблюдения (O/P)

Поэтому грунтовые условия на точке наблюдения Т/н2-1 выбраны как исходные или эталонные для второй плотины. В соответствии нормативным документам СНиП РА [1], при

переходе от второй категории грунтов к первому, исходная сейсмическая интенсивность составляет $PGA=0,36g \times 0,8=0,288g=0,29g$, где $PGA=0,36g$ - значение исходной сейсмической интенсивности, полученное на первом этапе работ.

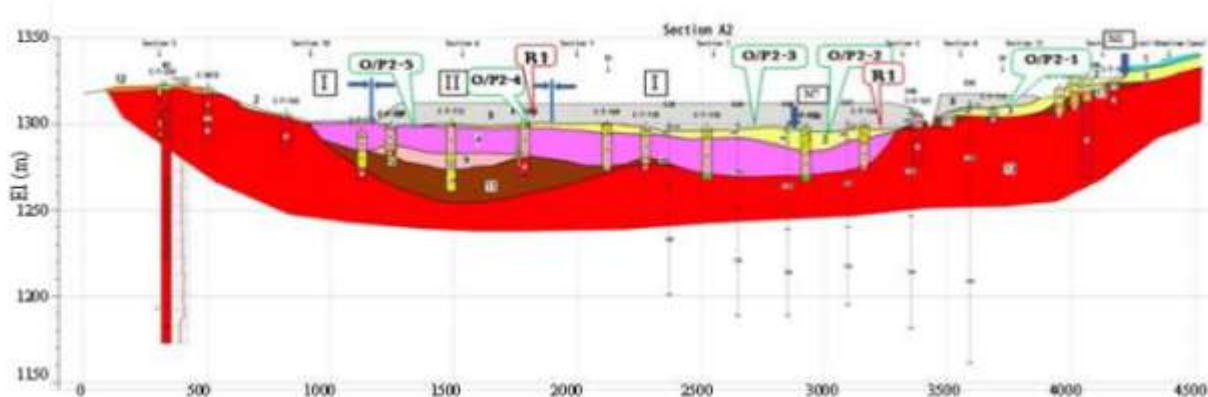


Рис. 3. Поперечный разрез основания второй плотины и расположение точек наблюдения (O/P)

По записям взрывов и используя формулу С.В. Медведева [4] определены величины приращений сейсмической интенсивности в отношении Т/н1-1 и Т/н2-1 соответственно для первой и второй плотин. Используя полученные записи, вычислены также и значения преобладающих периодов для каждой точки наблюдения. Результаты расчётов приведены в таблице 1.

Таблица 1
Результаты исследований записей взрывов, зарегистрированные в точках наблюдений на плотинах

Первый взрыв, первая плотина					
Точки наблюдения Т/н №	Амплитуда записи A_{max}	Приращение сейсмической интенсивности по частям балла ΔI	Приращение сейсмической интенс. по частям g	Ожидаемая сейсмическая интенсивность $PGA(g)$	Преобладающий период T_0 (сек)
Т/н1- 1 (эталон)	24,99	0	0	0.29	0,25
Т/н1- 2	26,94	0,1	0.01	0.3	0,2-0,26
Т/н1- 3	29,07	0,2	0.02	0.31	0,25, 0,35
Т/н1- 4	35,24	0,5	0.05	0.34	0,2, 0,3
Т/н 1-5	28,04	0,2	0.02	0.31	0,21
Второй взрыв, вторая плотина					
Т/н2-1 (эталон)	35,03	0	0	0.29	0,23-0,3
Т/н2-2	37,94	0,11	0,011	0.30	0,2-0,3
Т/н2-3	36,07	0,043	0,0043	0.29	0,25, 0,3
Т/н2-4	37,18	0,083	0,0083	0.30	0,2-0,3
Т/н 10	44,22	0,33	0,033	0.32	0,25, 0,32

По методу высокочастотных микросейсм определены преобладающие периоды грунтов. Исследования микросейсм проведены на разных участках изучаемой территории в 14 точках, включая все возможные грунтовые разновидности (рис. 1).

По записям микросейсм построены спектры Фурье, с помощью которых определены преобладающие периоды. Результаты исследований показали, что в исследуемой территории фон микросейсм характеризуется довольно широким диапазоном преобладающих периодов грунтов $T_0=0.1\div 0.5$ сек. По СНРА II 6.02-2006, 5.3.3 [2] перерасчет $T_0 \times 1.3 = 0.13\div 0.65$ сек (таб. 2).

Для двух категорий грунтов по инженерно геологическим и сейсмическим свойствам разделены следующие преобладающие периоды:

Таблица 2
Результаты наблюдений микросейсм

Т/н	Географические координаты		Высота над уровнем моря (м)	Категория грунтов по сейсмическим свойствам	Преобладающие периоды T_0 (сек)	
	Широта	Долгота			Фактический и зарегистрированные	Расчетные по СНРА II - 6.02 –2006
М-1	40.3195 ⁰	44.456 ⁰	1305	I	0.12	0.17
М-2	40.312 ⁰	44.453 ⁰	1295	II	0.3-0.33	0.4-0.43
М-3	40.309 ⁰	44.4405 ⁰	1290	II	0.4-0.5	0.52-0.65
М-4	40.307 ⁰	44.428 ⁰	1289	II	0.32-0.38	0.41-0.5
М-5	40.315 ⁰	44.437 ⁰	1292	II	0.3	0.4
М-6	40.304 ⁰	44.444 ⁰	1289	II	0.32	0.42
М-7	40.307 ⁰	44.457 ⁰	1299	I	0.2	0.26
М-8	40.312 ⁰	44.421 ⁰	1297	I	0.15-0.2	0.2-0.26
М-9	40.304 ⁰	44.434 ⁰	1291	I-II	0.2-0.3	0.26-0.39
М-10	40.316 ⁰	44.448 ⁰	1296	II	0.3-0.4	0.39-0.52
М-11	40.323 ⁰	44.447 ⁰	1310	I	0.2-0.25	0.26-0.32
М-12	40.301 ⁰	44.426 ⁰	1320	I	0.16-0.2	0.21-0.26
М-13	40.296 ⁰	44.440 ⁰	1317	I	0.12-0.15	0.16-0.2
М-14	40.319 ⁰	44.433 ⁰	1318	I	0.1-0.12	0.13-0.16

- для грунтов I категории он составляет $T_0 = 0.1 \div 0.25$ сек (расчетные $0.13 \div 0.32$ сек)
- для грунтов II категории он составляет $T_0 = 0.3 \div 0.5$ сек (расчетные $0.4 \div 0.65$ сек).

В результате проведенных исследований выяснено, что грунтовые условия, слагающие данную территорию, относятся по сейсмическим свойствам к грунтам первой категории.

Список литературы

1. Сейсмостойкого строительства нормы проектирования, СНПА II- 6.02-2006, Мин. Град. РА, Ереван 2006, 120 с.
2. Бабаян Т.О., Карапетян С.С. Разработка методики сейсмического микрорайонирования на примере территорий объектов Армении. Сб. науч. тр. конф., посв. 50-летию основания ИГИС НАН РА. Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2011, с. 299-310.
3. Медведев С.В. Сейсмическое микрорайонирование. М. Наука, 1984.
4. Федоров С.А., Баулин Ю.И., Бабаян Т.О. и др. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. Госстрой СССР, Главстройпроект, ПНИИИС, Наука, М., 1985, 72 с.
5. Karapetyan S.S., Mkrtchyan G.A. and Karapetyan J.K. Seismic hazard on the territory of Yeghvard reservoir dam. EWG2019 – 3rd Meeting of EWG Dams and Earthquakes. An International Symposium: Portugal, Lisbon, LNEC, May 6 - 8, 2019, p. 45-57.

6. Karapetyan J.K., Li L. Comprehensive Studies of Seismic Forecast and Seismic Hazard Assessment in Armenia, Current State and Prospects. // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. – 2021. – Vol. 95. – pp. 55–58. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14831>.
7. Soupios P., Georgakopoulos P., Papadopoulos N., Vallianatos F. Use of Engineering Geophysics to Investigate a Site for a Building Foundation // *Journal of Geophysics and Engineering*, 2007, V.4 (1), p. 94-103.
8. Wieland M. Models of earthquake ground shaking used in seismic design and safety checks of large dams, *Int. Journal of Civil Engineering*, doi.org/10.1007/s40999-018-0339-2018.

МИГРАЦИЯ В ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТЫХ ПОРОДАХ. МОДЕЛИ МИГРАЦИОННОГО ПРОЦЕССА В ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТЫХ ПОРОДАХ

Д.И. Мустафин

*Бакирский государственный университет, г. Уфа
e-mail: 848wolf@mail.ru*

В методическом плане изучение загрязнения подземных вод включает: мониторинг состояния водных объектов (подземных и связанных с ними поверхностных вод) и тенденций изменения в них качества воды, определение интенсивности поступления загрязняющих веществ в водоносные горизонты, выявление механизмов, контролирующего развитие полей загрязнения, опытное изучение соответствующих параметров (фильтрационных, миграционных), прогнозирование изменения качественного состава воды, а также разработку водоохраных мероприятий.

Аспекты тесно увязаны с характером возможного техногенного воздействия на водоносные горизонты. Материал сгруппирован и распределен по четырем разделам, посвященным [3]:

1) оценке защищенности подземных вод на водозаборах от техногенного (антропогенного) загрязнения и прогнозированию изменения качества откачиваемых вод при смещении естественных гидрохимических границ под влиянием водоотбора;

2) изучению загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах (эксплуатационный и постэксплуатационный периоды - ликвидация шахт), а также в районах нефтедобычи;

3) анализу механизмов, определяющих загрязнение подземных вод жидкими углеводородами - как легкими (LNAPL), так и тяжелыми (DNAPL);

4) исследованию радиоактивного загрязнения подземных вод, имеющему место в районах размещения «исторических» отходов предприятий ядерно-технологического цикла или в областях потенциального воздействия на окружающую среду радиоактивных выбросов с аварийных энергоблоков на АЭС, а также геомиграции радионуклидов в связи с обоснованием долговременной безопасности изоляции РАО в геологических формациях.

Экспериментальное изучение и прогнозирование миграции вещества в трещиноватых породах сталкиваются с трудностями принципиального характера [2]:

- многоуровневая структурная организация сред, формирующих кластерные системы, осложненные зонами тектонической деформации;

- сильная и труднопредсказуемая пространственная изменчивость фильтрационных свойств;

- невыполнение предпосылки сплошности среды, ограничивающей применение моделей эквивалентных пористых сред;

- диффузионный обмен веществом между трещинами и пористой матрицей и др.

Геологическая типизация пород применительно к задачам геомиграции, и позволяет с рядом оговорок выделить две категории трещиноватых сред [1]:

1) кристаллические

2) осадочные и эффузивные.

Кристаллические породы отличаются низкой емкостью (пористостью) межтрещинного пространства (матрицы), так что в относительно кратковременных процессах (годы) ролью диффузионного обмена веществом между трещинами и пористой матрицей можно пренебречь. Для условий длительной миграции (десятки-сотни и более лет), например, радионуклидов в постэксплуатационный период в районе размещения пунктов глубинного захоронения РАО, демпфирующий вклад емкости пористой матрицы в массоперенос может быть существенным [1].

Таблица 1.
 Параметры типов пород

Параметры	Типы пород			
	Кристаллические (интрузивные и сильно метаморфизированные)	Осадочные и эффузивные		
		Граниты, гнейсы	Мел, мергель	Известняк, песчаник
Трещиноватость, %	0,2-0,5	0,5-3,0	0,5-3,0	0,5-1,0
Пористость матрицы, %	0,3-07	20-40	5-20	5-30
Кэф. Диффузии, м ² /сут	10 ⁻⁸ – 10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁶	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁷	10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁷

В осадочных и эффузивных комплексах пород матричная пористость часто многократно превышает трещиноватость, и кинетика диффузионного обмена контролирует массоперенос в таких средах во всем временном диапазоне (от масштаба индикаторных экспериментов — часы, до масштаба долговременных прогнозов — годы). Такие породы относят к категории пород с выраженной двойной пористостью — к трещиновато-пористым породам [1].

Модели миграции подразделяются на три категории (рис. 1):

1) модель эквивалентной пористой среды (equivalent porous medium - EPM) – применим в относительно равномерно трещиноватых средах. Данная модель эффективна и при анализе переноса вещества в породах с выраженной пористостью межтрещинного пространства (породных блоков), способствующей проявлению более мощных факторов рассеяния и связывается с понятием двойной пористости среды.

2) модель дискретной среды (discrete fracture network - DFN) – возможность имитации процессов фильтрации в масштабах, при которых не выполняется предпосылка сплошности среды, а также с моделированием быстрой фильтрации по отдельным каналам и трещинам.

3) модель стохастически-непрерывной среды (stochastic continuum medium - SCM) – при построении модели, среда рассматривается в качестве совокупности вложенных друг в друга непрерывных континуумов, свойства каждого из которых соотносится с системой трещин или отдельных зон трещиноватости (связанных с зонами тектонической деформации породы).



Рис. 1 Концептуальные модели трещиноватых пород [3]

Асимптотические (на малых и больших моментах времени) режимы миграционного процесса в трещиновато-пористых породах.

Расчетная модель неограниченной емкости [3]:

$$W_i = -D_m S_b \frac{\partial C}{\partial S}$$

Применение модели неограниченной емкости оправданно, пока за время миграционного процесса влиянию молекулярной диффузии подвергаются лишь зоны пористой матрицы, непосредственно прилегающие к трещинам.

Массовый поток из трещин в блоки лишь косвенно связан с размером и формой последних: начальные этапы диффузионной «пропитки» блоков характеризуются переносом частиц вещества от поверхности блока к его центру по траекториям, которые слабо влияют друг на друга (фактически происходит плоскопараллельная диффузия вещества) [3].

$$\lambda_m = S_b^2 D_m n_0$$

Размер блоков находит отражение в их удельной поверхности S_b . Одним из параметров, контролирующих миграцию вещества, является комплексный массообменный параметр, имеющий размерность [Т-1].

Для условий поршневого одномерного переноса в трещинах ($DL = 0$) консервативного стабильного компонента ($l = 0$) этому режиму отвечает так называемое решение Ловерье, которое в безразмерном виде дается формулой [3]:

$$\bar{C} = \operatorname{erfc}\left(\frac{\eta}{2\sqrt{\tau}}\right), \quad \tau \geq 0 \quad \eta = \frac{\lambda_m x}{v n_0}, \quad \tau = \frac{\lambda_m}{n_0^2} (t - t_0), \quad t_0 = \frac{x n}{v}$$

Для водоносного пласта, представленного блоками преимущественно изометрической (кубической) конфигурации, расчетная схема неограниченной емкости (случай $l = 0$) справедлива, пока выполняется приближенный критерий

$$t < 0.3 - 0.5.$$

Расчетная модель сосредоточенной емкости («rate limited»)[3]

$$W_i = n_m \frac{\partial C_{m,av}}{\partial t} = \alpha_m (C - C_{m,av})$$

где C_m — средняя концентрация в блоке; x — коэффициент скорости кинетики обмена для пористых блоков, аппроксимированных сферами радиусом $mb/2$ (Neville, 2006).

Данная модель описывает процесс обмена между трещинами и пористыми блоками за пределами временного диапазона, ограниченного неравенством $t < 0.3 - 0.5$, когда массовым потоком охватывается значительный объем порового пространства блоков и режим переноса в них становится близким к квазистационарному.

В одномерном варианте без дисперсии в трещинах решение для стабильного компонента ($l = 0$) дается в виде интегральной «функции Гольдштейна» $J(h, t)$ [3]:

$$J(\eta, \tau) = 1 - e^{-\tau} \int_0^{\eta} e^{-z^2} I_0(2\sqrt{\tau z}) dz$$

UC модель (неограниченной емкости) находит широкое применение для интерпретации кратковременных индикаторных опытов. RL модель (сосредоточенной емкости) чаще всего используют в прогнозных расчетах. Так, система уравнений (получила реализацию в программном комплексе MODFLOW-MT3D. LE модель используется в основном для прогнозирования перемещения фронтов поршневого вытеснения. Пространственно-временные границы применимости асимптотических моделей не являются строгими и зависят от выбираемой точности описания концентрационных фронтов при решении геомиграционных задач. Параметрическое наполнение моделей представляет самостоятельную проблему, решение которой предполагает привлечение разнообразных полевых и лабораторных методик.

Список литературы

1. Белоусова А.П. Экологическая гидрогеология / Белоусова А.П., Гавич И.К., Лисенков А.Б., Попов Е.В. / Учебник для вузов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006.
2. Загрязнение подземных вод и зоны санитарной охраны / Сайт: ООО "Роспайп": [ros-pipe.ru](http://ros-pipe.ru/tekh_info/tekhnicheskie-stati/gidrogeologiya-gidrogeologiya-i-osnovy-geologii/zagryaznenie-podzemnykh-vod-i-zony-sanitarnoy-okhr/). [Электронный ресурс]. URL: http://ros-pipe.ru/tekh_info/tekhnicheskie-stati/gidrogeologiya-gidrogeologiya-i-osnovy-geologii/zagryaznenie-podzemnykh-vod-i-zony-sanitarnoy-okhr/ Режим доступа: открытый.
3. Румынин В.Г. Теория и методы изучения загрязнения подземных вод. / Учебник для вузов. СПб: «Наука», 2020. 559 с.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНАХ. ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО И ПОСТЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ПЕРИОДОВ НА ПРИМЕРЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАРЬЕРНЫХ ВОД НА КОВДОРСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Г.А. Салихов

*Башкирский государственный университет, г. Уфа
e-mail: Salikhov.gazik@yandex.ru*

С каждым годом антропогенная нагрузка на окружающую среду возрастает. Антропогенные процессы влияют на почву, на состояние атмосферного воздуха, на гидросферу и на человека. Воздействие таких процессов все более глубокое и разнообразное.

Взаимодействие человека и подземной гидросферы имеет различные аспекты. Среди отрицательных последствий наиболее серьезными являются истощение и загрязнение подземных вод. Наиболее остро возрастает эта проблема из-за загрязнения крупных рек и озер в странах с большим населением. Для густонаселенных территорий характерно стремление перехода на водоснабжение не поверхностными, а подземными водами, что также приводит к истощению и загрязнению этого источника вод.

Влияние горнодобывающих предприятий на окружающую среду происходит не только во время строительства и эксплуатации, но и при ликвидации производства.

Эксплуатационный этап (отработка рудника):

- дренажный водоотлив (сброс в поверхностные водотоки)
- увеличение масштабов естественной дренируемости (в десятки и сотни раз)
- образование обширных депрессионных воронок
- формирование техногенной зоны аэрации большой мощности
- изменение направления движения подземных вод
- увеличение скорости и расходов подземных вод
- увеличение мощности зоны активного водообмена.

Источниками загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах могут быть:

1) Шламо- и хвостохранилища (флотореагенты, азотные соединения, минеральные соли)

2) Дренажные и шахтные воды:

• окисление сульфидов, нитраты и аммоний (буровзрывные работы -аммонийная селитра);

• подтягивание соленых вод из глубинных частей разреза

3) Горные отвалы

- рудные месторождения
- месторождения калийных и фосфатных солей.

Нарушение гидрохимической обстановки обусловлено прежде всего накоплением в поверхностных техногенных бассейнах (хвосто- и шламохранилищах, прудах-отстойниках, гидроотвалах и т. п.) рудничных и технических вод, сопутствующих горному производству.

В этом же направлении действует поступление загрязненных вод с поверхности, нарушенной горными и строительными работами (в частности, складированием отвалов), или из старых горных выработок, а также инфильтрация вод из загрязненных естественных водоемов и водотоков. Кроме того, загрязнение подземных вод может происходить и непосредственно через атмосферу в результате выброса в нее различных (в том числе и токсичных) продуктов деятельности горнопромышленных предприятий.

Эксплуатация горнодобывающих предприятий обычно сопровождается дренажными мероприятиями. Это приводит к необратимым негативным явлениям регионального

характера - истощению ресурсов и ухудшению качества подземных вод на больших площадях, прилежащих к карьерным и шахтным полям.

Откачка больших объемов воды (сотни и тысячи кубических метров в час) вызывает формирование вокруг горных выработок депрессионных воронок радиусами в десятки километров. А значит, ухудшается водный баланс крупных территорий; водозаборы, попадающие в зону влияния дренажных работ, существенно снижают свою производительность либо выходят из строя; нарушаются условия питания открытых водоемов и водотоков; развиваются мощные зоны техногенной аэрации, что нарушает естественный влажностный режим почв и грунтов.

Снижение уровня подземных вод приводит также к осушению почвенно-растительного слоя, ухудшению питания растительных сообществ, снижению бонитета лесных насаждений, осушению болот. Наконец, рост гидравлических градиентов в водоносных горизонтах приводит к многократному увеличению скоростей миграции химических компонентов, что увеличивает опасность загрязнения подземных вод.

Изменения в подземной гидродинамике во многом определяют возможность, масштабы и специфику загрязнения подземных вод:

- увеличивается привнос загрязнений с поверхности, в первую очередь за счет фильтрационных потерь из бассейнов промышленных стоков и поверхностных водотоков, содержащих загрязняющие компоненты;

- из-за резкого роста скорости фильтрации подземных вод (в случае реализации масштабных дренажных мероприятий) они становятся активными транспортерами загрязнений;

- негативные тенденции в динамике качества подземных вод усиливаются благодаря изменению характера и условий взаимосвязи водоносных горизонтов, содержащих воды различного качественного (в том числе некондиционного) состава;

- отмечается активизация физико-химических процессов как в зоне аэрации (при региональном снижении уровней подземных вод), так и в глубоких зонах обводненного разреза (прежде всего за счет поступления вод иного состава).

Осушение водоносных горизонтов и сброс откачиваемых вод серьезно изменяют сложившееся в районе гидрохимическое равновесие, приводя, как правило, к заметному ухудшению качества подземных вод. Загрязнение подземных вод в районах разработки месторождений является достаточно характерным, часто — неизбежным следствием отвода, сброса и накопления в поверхностных бассейнах рудничных и технических вод, а также прямым результатом дренажа и водоотлива из горных выработок. Все это оборачивается серьезными экологическими сдвигами в природной обстановке или экономическими потерями, превращая горнодобывающие районы в наиболее «горячие» точки планеты с позиций охраны подземных вод от истощения и загрязнения

Подземные воды, попадающие на почву горных выработок и входящие в контакт с горнодобывающей техникой, подвергаются загрязнению. Формируется особый класс рудничных (карьерных, шахтных) вод, по своему составу (содержанию химических компонентов, окислительно-восстановительному потенциалу, кислотно-щелочной реакции) отличающихся от вод, содержащихся в породах, окружающих горную выработку.

Из общего объема шахтных вод около 50 % имеют минерализацию свыше 1 г/л, 10 % вод являются кислыми; в том числе с минерализацией более 3 г/л - 2.6 % и с минерализацией свыше 5 г/л - 6.0 %. Содержание взвешенных веществ в шахтных и карьерных водах колеблется в пределах от нескольких десятков до 1000 мг/дм. В соответствии с законодательством такие воды не могут быть сброшены в водоемы без очистки и использованы для технического водоснабжения без соответствующей обработки.

Дренажные (шахтные, карьерные) воды, поступающие при вскрытии сульфидных рудных тел и угольных пластов с большим содержанием пирита, часто являются кислыми (рН менее 2), имеют высокое содержание сульфат-иона, железа, алюминия и др. металлов. Содержат механические взвеси, растительные и животные микроорганизмы. Встречаются в

высоких концентрациях хлориды, карбонаты и бикарбонаты натрия, калия, железа, тяжелые металлы. Во многих водах имеются соединения иода и брома.

Воды в горных выработках могут быть также подвержены засолению за счет смешения с солеными водами, подтягивающимися к контурам дренажа из глубоких частей разреза. Нередко рудные тела находятся в горизонтах, исходно содержащих соленые воды, извлечение которых на поверхность создает большие экологические проблемы.

Источниками загрязнения природных вод в ряде случаев становятся горные отвалы.

Необходимость увязки инженерных решений с требованиями охраны среды предполагает обоснование эффективности водоохраных (как активного, так и контрольно-профилактического характера) и контрольных мероприятий, служащих основой для управления качеством подземных вод в горнодобывающих районах.

Постэксплуатационный этап:

При ликвидации и закрытии горных предприятий, наиболее значимой проблемой горнодобывающих предприятий является консервация рудников и шахт – их затопление. Ликвидации подлежали преимущественно шахты и разрезы небольшой производственной мощности, с длительным сроком службы, с неблагоприятными горно-геологическими условиями и неблагоприятные с экологической точки зрения.

Основными способами консервации (ликвидации) шахт являются:

«мокрый», проводимый путем полного затопления до отметок самоизлива;
комбинированный, когда уровень воды в ликвидируемой шахте поддерживается на определенной отметке.

Длительная горнодобывающая деятельность приводит к тому, что в пределах горных отводов происходят зачастую необратимые изменения природного состояния геологической среды: гидрогеологических и геохимических условий.

Гидрогеологические процессы:

- затопление горных выработок
- заполнение депрессионной воронки
- подтопление прилегающих территорий
- формирование очагов сосредоточенной разгрузки кислых вод
- образование техногенных родников и водоемов с токсичными водами
- загрязнение подземных вод
- скрытое (латентное) загрязнение поверхностных вод
- угроза утраты питьевых водозаборов подземных вод

Затопление горных выработок и последующее заполнение осушенного пространства подземными водами приводят к формированию новых техногенных очагов их разгрузки на поверхности в виде родников, водоемов, зон подтопления и заболачивания. Они могут содержать минерализованные кислые воды с высоким содержанием тяжелых металлов. Ежегодно подземные воды выносят в окружающую среду значительное количество загрязняющих, в том числе токсичных элементов и их соединений.

В целом экологические последствия производственной деятельности шахт оказываются трудно устранимыми на протяжении длительного периода времени (десятки и даже сотни лет).

Пример сульфатного загрязнения карьерных вод на Ковдорском железорудном месторождении (Кольский полуостров)

С 1980 г на Ковдорском железорудном месторождении на западном и северном флангах наблюдается прогрессирующий рост концентраций сульфатов при одновременном повышении щелочности водной среды.

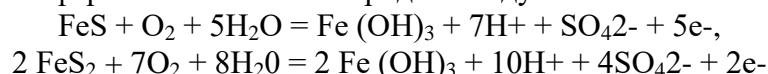
Содержание ионов SO_4^{2-} в разведочных скважинах, а также в дренажных водах достигало в среднем 250 мг/л (по отдельным пробам до 600 мг/л), это существенно не только фоновые концентрации SO_4^{2-} (5—7 мг/л) в природных водах, но и содержания

техногенных сульфатов в хвостохранилище (по нормам рыбохозяйственного водопользования сульфатов в воде не должно быть более 100 мг/л).

Вероятным источником сульфатного загрязнения являются отвалы вскрышных пород, включающие сульфидные минералы, выщелачиваемые атмосферными осадками. Формирование уникального гидрохимического типа щелочных сульфатных кальциевых вод не может быть объяснено только процессами окисления сульфидов.

Режимные наблюдения позволили выявить общую тенденцию к накоплению ионов SO_4^{2-} , в дренажных и карьерных водах, которое особенно активно протекало начиная с 1983 г., а также некоторый рост во времени показателя pH. Рассматриваемые подземные воды характеризуются также повышенными содержаниями азотных соединений.

Окисление сульфидов, представленных главным образом пирротинном (его содержание достигает 3 %) и пиритом (содержание которого в породе колеблется в пределах 0.1—1.0 %), происходит в условиях активного их взаимодействия на поверхности свежесоблюдённых отвальных пород с атмосферной влагой и кислородом воздуха:



Согласно этим реакциям, кислотность среды должна увеличиваться. Между тем гидрохимические материалы показывают обратное: с увеличением содержания сульфатов значения pH растут. Наблюдаемые гидрогеохимические преобразования могут быть объяснены процессами химического выветривания пород щелочного и ультраосновного состава.

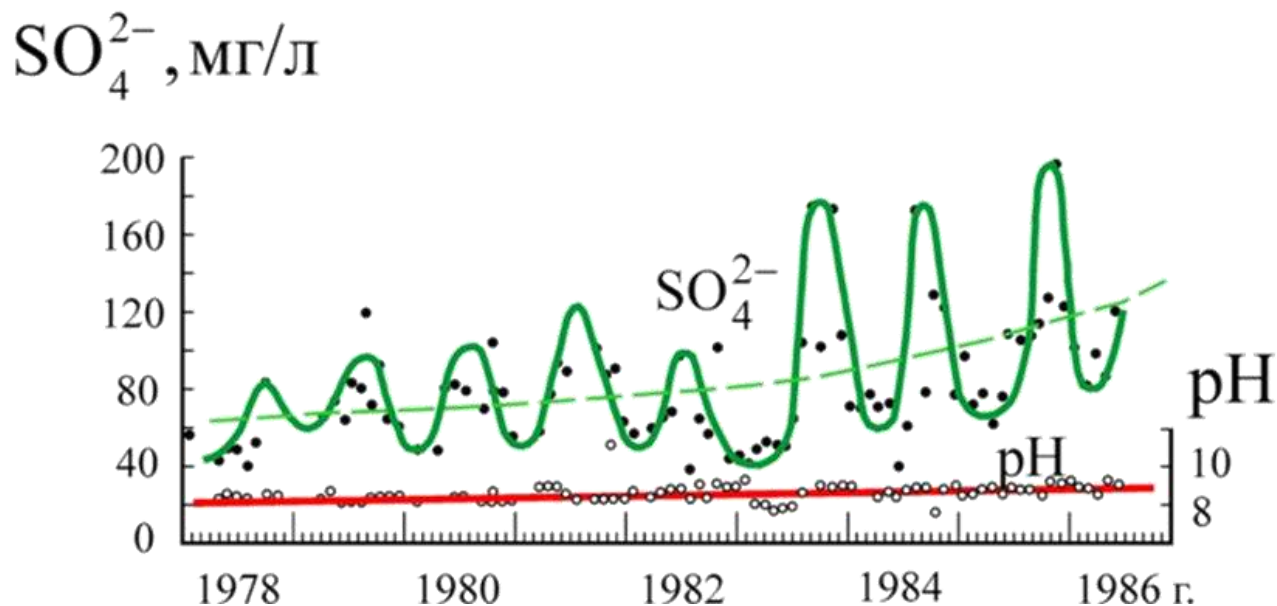


Рис. 1. Закономерности временных изменений показателя pH и концентрации сульфатов в карьерных водах Ковдорского месторождения

На рисунке 1 имеет выраженный синусоидальный (с нарастающей амплитудой колебаний) характер. В летне-осенний (паводковый) период увеличивается концентрация ионов SO_4^{2-} , так как активизируется взаимодействие атмосферной влаги с породами отвалов.

Источником техногенной серы могут служить также атмосферные (как жидкие - в виде дождя, так и твердые - в виде снега) осадки, содержащие в своем составе соединения SO_2 и H_2SO_4 дымовых выбросов горнодобывающего предприятия. С атмосферным загрязнением связано, вероятно, и поступление в подземные воды азотных соединений. Наиболее активная аккумуляция соединений серы и азота в подземных водах происходит опять-таки по площади распространения горных отвалов.

Список литературы

1. Белоусова А.П. / Экологическая гидрогеология / Белоусова А.П., Гавич И.К., Лисенков А.Б., Попов Е.В. / Учебник для вузов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. С. 28-86.
2. Загрязнение подземных вод и зоны санитарной охраны / Сайт: ООО "Роспайп": ros-pipe.ru.
3. Охрана недр и окружающей среды / Сайт: Gstar.ru.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ТРАССЫ КУМАЙРИСКОГО ТОННЕЛЯ МЕТОДОМ ЗАРЯДА

А.З. Чилингарян, К.А. Каранетян, Г.А. Мкртчян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри, Республика Армения
e-mail: a.chilingaryan1@mail.ru*

Геофизические методы давно и успешно используют для решения инженерно-геологических задач. В данной работе представлены результаты исследований по изучению и выявлению трассы Кумайриского тоннеля Капсского водохранилища в Республике Армения. Работы по строительству Капсского водохранилища начались еще в 80-е годы прошлого столетия, но были приостановлены после Спитакского разрушительного землетрясения 1988 года.

В 2016-17 годах возобновились геофизические исследования с целью продолжения работ по строительству водохранилища. Еще в начале строительства плотины водохранилища была построена часть Кумайрийского тоннеля. Он начинается у плоскогорья, в нижнем бьефе плотины и продолжается на юго-восток. По известным данным длина тоннеля составляет 1200-1500 м, внутренняя ширина- 4 м. При полевых исследованиях выяснилось, что доступная часть тоннеля составляет 660 м, дальше работы прекратились по причине обвала тоннеля.

Геологические структуры, охватывающие трассу тоннеля, составляют вулканогенно-осадочные пласты и лавы, местами встречаются зоны разрушения. Участок, который подлежал изучению, частично затоплен водой.

Для продолжения строительства водохранилища возникла необходимость проведения дополнительных геофизических исследований. В частности, необходимость уточнения направления трассы и длины построенной части тоннеля, а также выяснения геологических и гидрогеологических особенностей участка.

Проведенные исследования показали, что после вентиляционной Шахты 2 (в сторону села Капс) до вентиляционной Шахты 3 тоннель не имеет продолжения. Исходя из этого, для уточнения длины тоннеля исследования продолжались на территории вокруг вентиляционной Шахты 2. Так как тоннель был залит водой (до 2 метров), которая по лабораторным измерениям имеет удельное сопротивление 70-80 Ом.м, а у окружающих пород удельное сопротивление – 1000-1200 Ом.м, то воду можно представить как линейное проводящее тело. Учитывая техническое состояние тоннеля и геологическое строение участка работ, для решения поставленной задачи был применен метод заряда.

Сущность метода заключается в том, что при измерениях положительный электрод А заземлен на изучаемом объекте, а отрицательный электрод (V_{∞}) удален на такое расстояние, где можно исключить его влияние на измеренное электрическое поле [3,5]. В представленной работе питающий электрод заземлен в воде тоннеля через вентиляционную шахту 2. Электрод V_{∞} удален в вертикальном направлении к трассе тоннеля так, чтобы расстояние в 10 раз превышало расстоянию от питающего электрода А до самой дальней точки измерения [4,6,8].

Для получения полной информации о нормальном поле измерения проводились с заземленным электродом в обводненном горизонте, на глубине 24,5 м, через пробуренную по трассе тоннеля новую скважину, расположенную в 160 метрах от шахты 2 в сторону села Капс. Измерения потенциала проводились по параллельным профилям, вертикально расположенные к трассе тоннеля. По трассе измерялся градиент потенциала: шаг измерения- 10 м. Для обеспечения точности измерений проводились повторные измерения, количество которых составляет 10% от общего числа измерений. В качестве измерительных электродов использованы стальные стержни длиной 0,7 (10 штук для V_{∞} и 3 штуки для А). Приемными электродами служили латунные стержни. Соединения между приемными, питающими

электродами и источником питания, измерительными приборами осуществлялись электроразведочными проводами ГПЦМП.

Измерения проводились с помощью электроразведочного автокомпенсатора АЭ-79. Питание током в цепи обеспечивали кальций- серебряные батарейки типа SMF шведской фирмы Voliden с помощью преобразователя напряжения ЭПН-12/650. Электроразведочный преобразователь ЭПН 12/650 – это двухступенчатый преобразователь постоянного тока, который от батарейки напряженностью 12В на выходе выдает ток максимальной напряженностью в 650В, обеспечивая в цепи ток в 1ампер. Для обеспечения необходимой величины выходного напряжения в преобразователе для U_{AB} установок предусмотрены 7 степеней, что позволяет получать напряжения в пределах от 50 до 650В, что существенно повышает эффективность электроразведочных работ.

Результаты геофизических исследований, полученные по вышеуказанной методике, представлены в виде карт изопотенциалов и кривых градиента потенциала.

На рисунке 1 представлены карта изопотенциалов и кривые градиента потенциала по магистральному профилю, когда заземление проводилось по вентиляционной шахте 2.

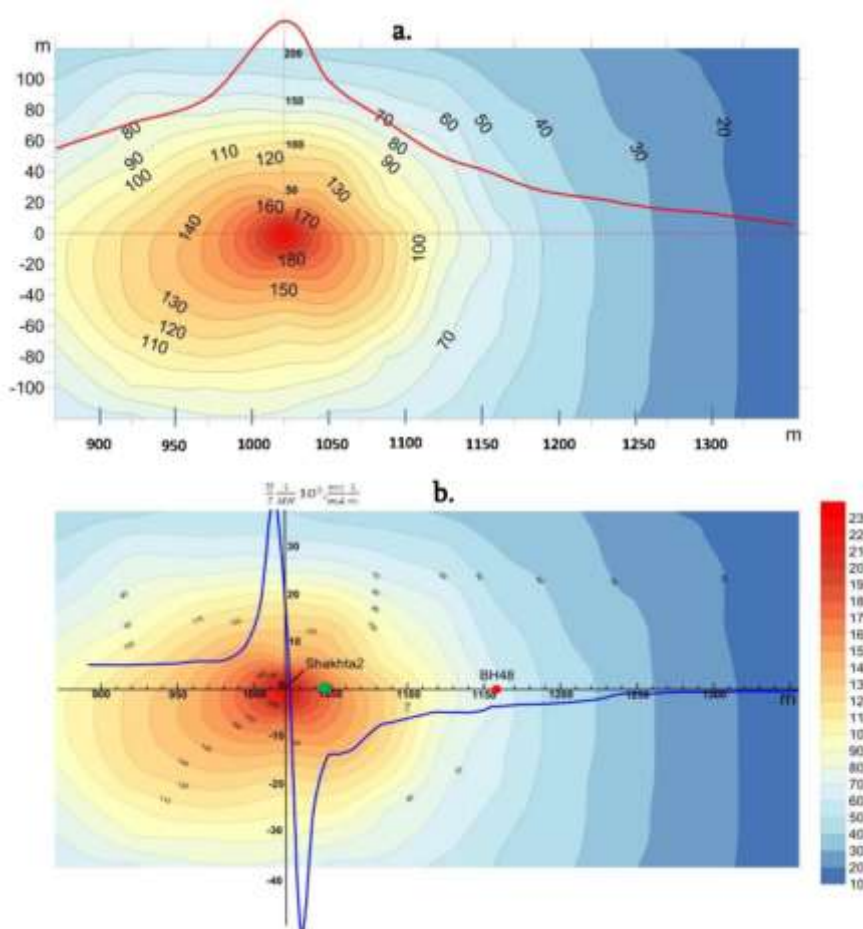


Рис. 1. Результаты исследований, проведенные в вентиляционной шахте 2 по методу заряда:

а) карта изопотенциалов и кривая потенциала; б) карта изопотенциалов и кривая градиента потенциала

На карте изопотенциалов видно, что все изопотенциалы эпицентральноны к точке заряда. Вода в тоннеле служит как не эквипотенциальное тело, так как отношение удельного сопротивления окружающих пород к удельному сопротивлению воды равно 13:1 [2,7,9].

При удалении от питающего электрода изменение значений потенциала в направлении трассы тоннеля медленнее, чем по вертикали к ней, что позволяет оконтуривать направление

тоннеля. От питающего электрода в сторону села Капс по трассе тоннеля изолинии менее растянуты, чем в противоположном направлении (рис. 1а). Следовательно, в первом направлении идет быстрый спад потенциала, что позволяет предположить - продолжение тоннеля в сторону села Капс ограничено.

Карта эквипотенциалов не дает четкое представление о пределах распространения воды в тоннеле. Поэтому, по магистральному профилю проводились измерения градиента потенциала. Взаимное расположение экстремумов кривой градиента показывает, что металлические конструкции вентиляционной шахты 2 имеют гальваническую связь с водой в тоннеле. По абсолютной величине значения экстремума градиента потенциала значительно высокие в сторону села Капс, чем в обратную сторону. После резкого спада градиента в сторону начала тоннеля наблюдается постоянное изменение значений потенциала, что обусловлено влиянием тоннеля (воды) в данном направлении [3,10]. После резкого спада значения градиента в противоположном направлении до ПК1050 наблюдается постоянное изменение значений, после чего идет резкий спад. Следовательно, можно сделать вывод, что в отрезке тоннеля, соответствующего пикетам 1050-1060 магистрального профиля, зафиксирована геологическая неоднородность, что может быть обусловлено следующими факторами- или участок совпадает с концом тоннеля, или произошло обрушение.

Постоянное изменение значений градиента также наблюдается в ПК 1160 на кривой градиента потенциала и характеризуется низкими значениями (рис. 1б). Они не рассматриваются как аномальные, связанные с наличием тоннеля.

Таким образом, на основе наблюдений методом заряда, было предложено проводить контрольные буровые работы в интервале пикетов 1050-1060 по трассе тоннеля.

Результаты исследований по скважине ВН48, представленные на рисунке 2, показывают, что тоннель не имеет продолжения до данной скважины, так как измерения по методу заряда на прилегающей к скважине территории характеризуют нормальное поле, что свидетельствует отсутствие тоннеля в этом участке [1,5].

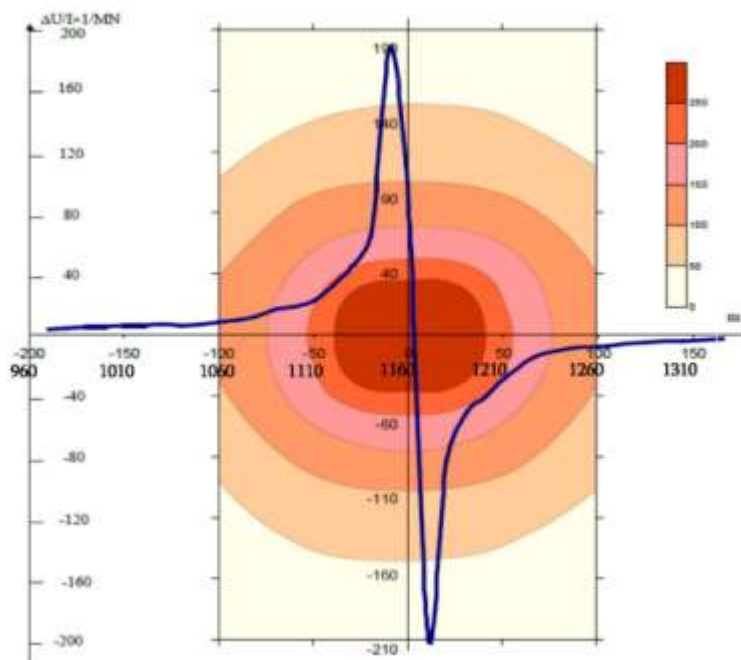


Рис. 2. Результаты исследований, проведенные в скважине ВН48 по методу заряда.
Карта изопотенциалов и кривая градиента потенциала

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие заключения:

• исследования, проведенные в вентиляционной шахте 2 по методу заряда показывают, что в интервале пикетов 1050-1060 по магистральному профилю выявили неоднородности, обусловленные или обрушением или отсутствием тоннеля;

• выявленная по данным в скважине ВН48 и шахте 2 вода (высотой 2 метра) результат обрушения тоннеля в данном участке.

Список литературы

1. Гуревич Ю.М., Веревкин А.Н. О скважинном варианте метода заряда с измерением магнитного поля. Электроразведка методом заряда с измерением напряженности магнитного поля. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1979.
2. Инструкция по электроразведке. Л., Недра, 1984, 352 с.
3. Поляков А.С. Руководство по методу заряда М., Недра, 1969, 168 с.
4. Родионов П.В. Электроразведка методом заряда. М., Недра, 1971, 264 с.
5. Семенов М.В. и др. Электроразведка рудных полей методом заряда. Л., Недра, 1984, 216 с.
6. Чилингарян А.З., Мартиросян Е.С., Арутюнян Г.В. Изучение возможностей метода электрического заряда на Анкадзорском месторождении меди, Разведочная геофизика в Армении, Изд. АН Арм. ССР, 1987, с. 75-83
7. Якубовский Ю.В., Ренард И. В. Электроразведка. М.: Недра, 1991, 359 с.
8. Griffiths D.H., Barker R.D., J. Appl. Geophysics, 1993, v. 29, pp 211-226
9. Loke M.H., Barker R.D., Geophysical Prospecting, 1996, v. 44, p. 131
10. Treatise on Geophysics, Second edition, Elsevier, LA, 2015, 595 p.

6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

ГЕОПАРК "ТОРАТАУ" - ПОЛИГОН ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ УЧЕБНЫХ ПРАКТИК

Ф.Р. Ардисламов

*АНО ЦНПЭКТ "Геопарк Торатау", г. Уфа
e-mail: Ardislamov_Faniz@mail.ru*

Полевая учебная практика является важным звеном в системе практического образования, позволяющая закрепить полученную теоретическую часть и способствующая выработке определенных профессиональных навыков, необходимых будущему специалисту.

Основная цель практики заключается в углублении и закреплении теоретических знаний, умений и навыков студентов по общепрофессиональным предметам и дисциплинам предметной подготовки. Учебная геологическая практика также прививает студенту уважение к труду геолога, приобретение навыков, обеспечивающих безопасность труда, сохранение и укрепление здоровья, организацию труда и быта в полевых условиях, раскрыть значение геологических исследований как средства обеспечения минерально-сырьевой базы страны.

Учебная геологическая практика включает в себя геологические маршруты, а также – экскурсионные маршруты на различные геологические объекты, представляющие образовательный и научный интерес.

Во время экскурсий студенты знакомятся с физико-географической и геологической характеристикой района; с различными неотектоническими процессами, преобразующими земную поверхность и верхнюю часть земной коры; месторождениями, образовавшимися в результате этих процессов. Попутно преподаватели объясняют строение объектов, после чего обучающиеся должны их описать и зарисовать с целью наработки опыта заполнения полевой документации и ведения полевой работы. Ежедневно подводятся итоги маршрутов с целью получения навыков опыта камеральной обработки полученных материалов.

Результатами учебной практики являются полученные студентами навыки, а именно:

– в ходе изучения геологических объектов уметь воссоздавать палеогеодинамические условия формирования и обнаруживать процессы, воздействующие на них в настоящее время;

– грамотно документировать геологические объекты, что позволит впоследствии делать достоверные и детальные выводы.

– отбирать образцы минералов и горных пород с учётом планируемых исследований;

– работать в коллективе, т.е. сочетать личные интересы с интересами коллектива.

Основной задачей, решаемой в процессе подготовки геологических практик, является выбор объектов практики. В данной работе представлены наиболее значимые и интересные объекты для проведения учебных геологических практик на территории геопарка Торатау Республики Башкортостан.

Геологическими объектами практики являются естественные и искусственные обнажения горных пород; природные, техногенные и антропогенные полости земной коры, т.е. природные объекты доступные для непосредственного наблюдения и изучения, которые наглядно характеризуют проявления геологических процессов.

Критериями выбора района проведения геологической практики являются не только геология, но и бытовое удобство, поэтому не малую долю нужно уделить климатическим

условиям для выбора оптимального периода проведения практики; транспортной доступности, а также расположением объектов экскурсии друг от друга.

Основными местом проведения учебных геологических практик для студентов кафедры геологии и полезных ископаемых Башкирского государственного университета в последние годы являются Белорецкий и Учалинский районы Республики Башкортостан. Выбор обусловлен тем, что здесь, на относительно небольших расстояниях, обнажаются горные породы различного состава, возраста и степени метаморфизма, что позволяет студентам увидеть наиболее полную картину геологического строения Южного Урала.

В 2018 году в Республике Башкортостан образован Геопарк Торатау [2], который можно считать наиболее оптимальным полигоном для проведения учебных и производственных практик, не только студентов по специальности геология, но и биология, ботаника, этнография, археология и другим. Геопарк имеет площадь 4727 кв.км, расположен на территории четырех административных районов (Ишимбайский, Гафурийский, Стерлитамакский, Мелеузовский). Территория геопарка включает 155 природных объектов и более 100 историко-культурных. Возраст пород составляет от 1 млрд до 250 млн лет. За последние пару лет на территории геопарка были созданы условия для комфортного путешествия и проведения научно-исследовательских работ [3], проводится работа по взаимодействию с обществом и созданию условий для рационального использования памятников природы. Центральные природные объекты геопарка:

- **геологический разрез Усолка** - первый в России «золотой гвоздь» GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point), глобальный стратотип сакмарского яруса пермской системы Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [7], дополнительный эталон (паралимитотип) ассельского яруса перми, кандидат в «золотые гвозди» гжельского яруса и один из лучших в мире разрезов нижней границы касимовского яруса каменноугольной системы. На данном объекте, помимо геологического строения и характеристик, студенты знакомятся с историей изучения объекта международного значения и его важностью для общества, комплексом мер по его сохранению и благоустройству;

- **геологический разрез Дальний Тюлькас** - второй в России «золотой гвоздь» GSSP нижней границы артинского яруса пермской системы Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [8]. Дата ратификации 26.01.2022 г.;

- **шиханы Торатау, Юрактау и Куштау**. Комплексные памятники природы представляющие собой остатки рифов-биогерм протяженной рифовой системы раннепермского времени, окаймлявшей шельфовую окраину Восточно-Европейского континента 280-300 млн. лет назад [4]. Данные объекты являются универсальными для проведения учебных практик не только геологов, но и биологов, ботаников, этнографов и археологов. На склонах шиханов произрастает четверть от общего числа видов флоры Республики Башкортостан, включая краснокнижные и эндемичные.

Животный мир шиханов наиболее разнообразен классом насекомых. Например на шихане Торатау, жуков-фитофагов поедающих растения обнаружено около 340 видов. Некоторые из них считаются реликтовыми, так как связаны с определенными группами растений. На шихане Юрактау можно обнаружить очень редкие виды, занесенные в Красные книги Российской Федерации и Республики Башкортостан, например, степная дыбка (*Saga pedo*) и обыкновенный богомол (*Mantis religiosa*).

На территории геопарка Торатау известно более 100 историко-культурных объектов, которые могут представлять интерес для проведения учебных и производственных практик по специальностям археология, этнография. В пределах трёх шиханов выявлено около 30 памятников, датируемых первой половиной-серединой II тыс. до н.э. Памятники каменного века, вероятно, пока не выявлены, что даёт потенциал для более глубокого изучения территории геопарка, а для студентов новый научный материал.

Огромное значение в процессе обучения специалистов высших учебных заведений имеют геологические памятники. Геологические памятники природы – это избранные природные объекты, представляющие собой многообразие геологических событий в истории

Земли: эталонные и уникальные стратиграфические разрезы; характерные элементы ландшафта или их сочетание, указывающие на отдельные этапы формирования современного лика нашей планеты; проявления минералов, минеральных или породных ассоциаций; текстурных или структурных особенностей горных пород; следы жизнедеятельности былых организмов; выходы подземных вод, водопады, карстовые пещеры и лабиринты; местонахождения, связанные с работой выдающихся естествоиспытателей и первопроходцев; свидетельства ранних горнопромышленных разработок, участки ныне действующих карьеров и др. [1]. Потенциальные объекты данной характеристики есть и в пределах территории геопарка Торатау.

Согласно классификации Д. Н. Киселева [9], все геологические памятники делятся на следующие типы:

1. Стратиграфические – стратотипы, стратотипические местности, опорные разрезы стратиграфических подразделений разного ранга, а также разрезы, характеризующие в непрерывном залегании значительные интервалы геологического разреза, особо важные разрезы, описание которых уже опубликовано или ведется. При этом необходимо осуществлять мероприятия по охране объектов еще до их официального утверждения в качестве геологических памятников природы. В качестве экскурсионных точек учебной практики, в пределах геопарка Торатау, помимо выше перечисленных, можно включить следующие геологические объекты - разрез Аскын (гипостратотип башкирского яруса каменноугольной системы) [5]; разрез Уклякая (выходы отложений московского яруса каменноугольной системы); разрез Сиказа (пограничные отложения девонской и каменноугольной системы), разрез Кук-Караук (осадочные отложения басинской, куккараукской и зиганской свит ашинской серии венда) .

2. Палеонтологические – местонахождения остатков древних организмов или следов их жизнедеятельности, выдающиеся по разнообразию, раритетности и степени сохранности фоссилий, обнажения, из которых отобраны эталонные образцы видов (голотипы и пр.) или редкие окаменелости хорошей сохранности. В качестве экскурсионных объектов геопарка Торатау можно выделить: шиханы Торатау, Юрактау и Куштау; Воскресенский риф; Скала Мамбет сложенная строматолитовыми известняками верхнерифейского времени.

3. Минералогические и петрографические – местонахождения редких видов минералов и горных пород, а также метеоритов. Местонахождения с большим разнообразием минералов, объекты сосредоточения различных минералогических и кристаллографических раритетов, а также участки современного минералообразования. На территории геопарка Торатау известна находка объекта космического происхождения - Ишеевский метеорит. И, возможно, космического происхождения "градовые камни", обнаруженные вблизи д.Верхнеарметово [6].

4. Историко-геологические – уникальные объекты, характеризующие определенные этапы развития земной коры на данной территории. Объекты проведения основополагающих геологических исследований, а также горные выработки, имеющие историческое (археологическое) значение. Наиболее интересным объектом можно считать Воскресенский медеплавильный завод.

5. Вулканические – конусы действующих, молодых или потухших вулканов, фумаролы, мофетты и пр.

6. Гидрогеологические – естественные выходы подземных вод, редкие по расходу, по ионносолевому составу и по температуре воды, а также выходы газов и продуктов грязевого вулканизма. Карстовые проявления. Здесь интерес представляют Пещера Киндерлинская (им. 30-летия Победы), Красноуольские минеральные источники, Аскынская ледяная пещера.

Таким образом, в пределах трех районов Республики существуют уникальные геологические памятники природы, которые могли бы быть также задействованы, как экскурсионно-ознакомительные объекты в учебных геологических практиках.

Данные геологические объекты удовлетворяют всем критериям, являются доступными, комплексными, зрелищными, представительными, а некоторые и ценными (геологические памятники). Ознакомление с этими объектами не только закрепляет геологические знания у студентов, но также и популяризирует сами объекты.

Список литературы

1. Ардисламов Ф. Р. Геологические памятники природы и меры по их охране и рациональному использованию в Республике Башкортостан // Вестник Башкирского университета. 2017. Т. 22. № 2. С. 418-423.
2. Ардисламов Ф. Р., Лукашина Н. А., Третьякова Е. А. Геопарк "Торатау": геологическое наследие как объект экологического туризма // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. № 6-1. С. 25-32.
3. Ардисламов Ф. Р., Лукашина Н. А., Третьякова Е. А. Геопарк Торатау - объект эффективного взаимодействия с обществом и рационального использования памятников природы // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2019. № 7. С. 206-208.
4. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геопарк "Торатау": памятники природы-пермские карбонатные массивы Тратау, Шахтау, Куштау, Юрактау // Геологический вестник, 2019. № 3. С. 161-170.
5. Жерновкова Т.В., Ардисламов Р.Ф. Разрезы башкирского яруса Большая Лука и Аскын - объекты геологического наследия Республики Башкортостан // Вестник Башкирского университета. 2017. Т. 22, № 3. С. 726-732.
6. Султанова А.Г., Горожанин В.М., Мичурин С.В. Объекты космического происхождения на территории геопарка "Торатау" Геологический вестник. 2020. № 1. С. 178-187.
7. V. V. Chernykh, B. I. Chuvashov, S. Z. Shen [et al.] The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmariian Stage (Cisuralian, Lower Permian) // Episodes. 2020. Vol. 43. No 4. P. 961-979.
8. Черных В. В., Котляр Г. В., Кутыгин Р. В. [и др.] Палеонтологическая характеристика разреза "Дальний Тюлькас" (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 1. С. 13-24.
9. Киселев Д. Н. Атлас геологических памятников природы Ярославской области. Ярославль. 120 с. 2003.

ГАГАТ – ПОДЕЛОЧНЫЙ КАМЕНЬ КОПЕЙСКИХ ТЕРРИКОНОВ

Е.П. Васина

Клуб «Юный геолог» МАУДО ДПШ, г. Челябинск

e-mail: katy-vasina@mail.ru

Осенью прошлого года мы побывали на отвалах угольного разреза «Копейский», а точнее на отвале и терриконе шахты Подозёрня. На полуразрушенном терриконе шахты мы наблюдали современный процесс минералообразования, на примере образования нашатыря и серы путём возгонки в результате горения угля, который попал в террикон вместе с пустой породой. Оказалось, что нужно просто раскопать место, откуда идёт дым и тогда, если повезёт, то можно увидеть или пламя или нашатырь и серу. Ну и запах серы на таких раскопах очень сильный.

Во время поиска каменных деревьев и отпечатков листьев были найдены небольшие кусочки чёрного угля. После моего вопроса, почему найденный уголь имеет чёрный цвет, блеск и совсем не похож на обычный бурый уголь, наш руководитель не стала отвечать, а предложила провести исследовательскую работу и разобраться самой. Я продолжила поиски и дополнила каменный материал к своей работе находками углефицированных деревьев.

Внешне кусочки угля очень напоминают ювелирно-поделочный камень гагат, что и навело нас с руководителем на тему моей работы.

Целью моей работы стало изучение поделочных свойств гагата и его происхождение в отвалах шахты.

Задачи:

- найти тематическую литературу;
- сделать полировки углефицированных каменных деревьев и отдельных кусочков гагата;
- определить поделочные свойства гагата;
- сравнить гагат Копейских терриконов с гагатом острова Сахалин.

Гагат образовался в отвалах, при горении тонких прослоек бурого угля, который попал туда при угледобыче.

Впервые бурый уголь на берегу реки Миасс был найден в 1832 году горным инженером Иваном Ивановичем Редикорцевым. Челябинский буроугольный бассейн расположен к востоку от Челябинска и являлся основной базой добычи бурых углей на восточном склоне Урала. Угольные пласты Челябинского бассейна образовались за счет растительного материала, который рос на месте будущего угольного пласта.

Специфические физико-химические свойства бурых углей Челябинского бассейна – низкая калорийность, высокие зольность и влажность, способность растрескиваться с образованием большого количества угольной мелочи, повышенная склонность к самовозгоранию и непригодность в качестве сырья для химической промышленности - предопределили их использование исключительно в теплоэнергетике. Угли преимущественно сжигали в пылевидном состоянии на теплоэлектроцентралях, в меньшей степени они находят применение для производства генераторного газа для металлургических печей.

В 2021 году мы посетили геологические объекты на Дальнем востоке и острове Сахалин. На острове Сахалин мы искали янтарь на пляже бухты, янтарь мы в основном собирали мелкий (до 5 мм), но зато нашли много гальки гагата с включениями янтаря. Образование гагата связывают с преобразованием под воздействием метаморфизма древесины, погребённой в морских илах мезозойских и кайнозойских отложений. Наши находки ещё одно доказательство этой теории образования гагата.

Гагат с Копейских Терриконов (шахта Подозёрная), образовался вследствие термального метаморфизма. Гагат найден в основном в окаменелых деревьях.

Результаты работы. Из найденных образцов я выделила 4 вида метаморфизованного угля: прослойки угля по дереву, полностью углефицированное дерево, прослойки угля в окаменелом дереве по сидериту, кусочки угля.

Описание образцов:

1. Прослойки угля по дереву. Окаменелое дерево распилили и образец размером 8,0см*7,5см*4,9см и обработали на камнерезных станках нашей геологической лаборатории. Цвет после обработки стал более черным, с не до конца отполированными пятнами сидерита. Обработка по степени сложности – сложная, доводился с трудом при обработке на поверхности появились трещинки.

2. Прослойки угля в окаменелом дереве по сидериту. Размер образца 4,0см*2,6 см, цвет угля черный с коричнево-оранжевыми прослойками сидерита. Образец был отполирован. После полировки прослойки угля приобрели сильный стеклянный блеск. Полировка по сидериту отсутствует. Обработка по степени сложности средняя, поверхность после огранки шагреньевая (немного шершавая).

3. Гагат Однородный, плотный, с интенсивно-жирным смолистым блеском материал. Цвет камня чёрный. Твёрдость по минералогической шкале всего 3 — 3,5. Лёгкий по весу. Кусочек угля я обработала в форме простой огранки. Размер огранки 1,0см*1,2 см. После обработки полировка огранки стала бархатистой, с красивым блеском. Обработка по степени сложности простая. Полировка гагата бархатистая.

4. Полностью углефицированное дерево, размером 24*12*7см. Образец был найден около фумаролы с огнём и был очень горячим. В геологической лаборатории его распилили на две части и образец размером 5,5см*6,0 см отполировали. После полировки цвет стал чёрным с золотистыми вкраплениями пирита, блеск стеклянный. Обработать образец было достаточно легко. Поверхность после полировки ровная и гладкая.

Заключение и выводы

Все поставленные задачи и цели работы были решены, я сделала полировки углефицированных каменных деревьев и отдельных кусочков гагата, определила поделочные свойства гагата, а также изучила литературу по данной теме.

1. Бурый уголь в отвалах подвергся термальному метаморфизму и стал гагатом, поделочным камнем с красивой бархатистой полировкой.

2. Отдельные кусочки угля (гагата) можно использовать для изготовления ювелирно-поделочных изделий.

3. Полностью углефицированные деревья хорошо подойдут для изготовления сувенирной продукции (шкатулки, подставки).

Мне очень понравилась изучать уголь и обрабатывать его, в дальнейшем я продолжу исследования и обработку.

Список литературы

1. Бетехтин А.Г. «Курс минералогии». Учебное пособие / А.Г. Бетехтин. - Москва: Изд-во «Университет книжный дом», 2008. 181-407

2. Субботин Е. Нашатырь, Исследовательская работа, Челябинск, 2011 г.

3. Михайлов И.Г, Михайлова Т.Ф. Геологические экскурсии по Челябинской области, Челябинск, 2005 г

4. Чесноков Б.В., Щербакова Е.П. и др. «Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна» / г. Свердловск: «Академия наук СССР Уральский научный центр», 1987 г.

5. Интернет энциклопедия «Википедия» - «Челябинский угольный бассейн» https://ru.wikipedia.org/wiki/Челябинский_угольный_бассейн

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАРШРУТ ПО РАЗРЕЗАМ АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА, ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И КАРБОНА ГЕОПАРКА «ТОРАТАУ»

С.А. Дьякова, Р.Ч. Тагариева, Е.Ю. Башлыкова

ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: solodova.ig@yandex.ru

В рамках Всероссийской молодёжной конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий» (г. Уфа, 2022 год) для участников разработана экскурсия в геопарк «Торатау» с целью знакомства с геологией региона.

Центром притяжения геопарка являются раннепермские шиханы Торатау, Куштау и Юрактау – одиночные горы, ископаемые рифовые массивы. Они являются уникальными геологическими памятниками природы.

Среди объектов геопарка большое место занимают геологические разрезы ашинской серии венда, девонской и каменноугольной систем палеозоя, расположенные в бассейне р. Сикася [12, 15, 16, 17, 18, 22, 25, 27] (Рис).

Краткое описание геологических объектов и новые изотопно-геохронологические и палеонтологические данные приведено ниже.

В широтной долине руч. Кукраук и в дорожных выемках по автодороге Макарово – Кулгунино, проходящей по водоразделу р. Зиган и руч. Куккараук, находятся стратотипы куккараукской и зиганской свит, опорный разрез басинской свиты. Отложения этих свит являются эталонными для молассовой формации, формирование которой связано с тиманским орогенезом: заключительным этапом развития крупного тектонического цикла.

Басинская свита по руч. Кукраук и а/д Макарово-Кулгунино – разрезы являются опорными. Басинская свита представлена неравномерным чередованием полимиктовых и реже кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями туфов и имеют максимальную мощность – 900 м, тогда как мощность отложений в стратотипе по р. Басу достигает 600 м.

Разрез по а/д Макарово-Кулгунино примечателен тем, что здесь вскрыт туфовый прослой, возраст которого надежно датирован U-Pb методом по циркону – 573.0 ± 2.3 млн лет, (SHRIMP II) [20].

Куккараукская свита по руч. Кукраук – разрез является стратотипическим для куккараукской свиты венда. Подробное описание приведено в монографии [4, 5]. В рамках тезисов приведем краткую характеристику.

Куккараукская свита в нижней и верхней частях разреза сложена песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми, коричневато-красными, плотными с прослоями гравелитов. Средняя часть представлена конгломератами полимиктовыми, разногалечными (от валунно- до мелко-галечных) с песчаным цементом кварцевого или полимиктового состава. Галечный материал представлен жильным молочно-белым кварцем, песчаниками и алевролитами преимущественно кварцевыми, разнозернистыми, светло- и розовато- серыми, кварцито-песчаниками светло-серыми с розовым оттенком, гранито-гнейсами красновато-коричневыми, гранитами, кремнистыми породами и др. Сгруппированность обломочного материала в них крайне неравномерная, сортировка слабая; степень окатанности различная: наряду с хорошо окатанной галькой (она преобладает) присутствует полуокатанная и угловатая. Общая мощность отложений куккараукской свиты в разрезе «Куккараук» составляет около 350 м.

Надежная датировка получена по циркону методом SHRIMP из гранитной гальки полимиктовых конгломератов куккараукской свиты (разрез по ручью Агарды, правый приток р. Инзер в 2 км севернее д. Габдюк) – $T=713.6 \pm 6.1$ млн лет [11].

Возраст источника обломочного материала в период формирования конгломератов кукараукской свиты отвечает среднему неопротерозою (NP₂) [30] или завершающему рифею (аршинию) – новому стратону Уральской шкалы по [19].

Датировка свидетельствует о том, что в вендское время в области сноса происходил размыв магматических (гранитоидных) пород, близких по возрасту к гранитам Мазаринского массива 710–740 млн лет [9] и Барангуловского габбро-гранитного комплекса 725±5 млн лет [10], расположенных в северной части зоны Уралтау на Южном Урале.

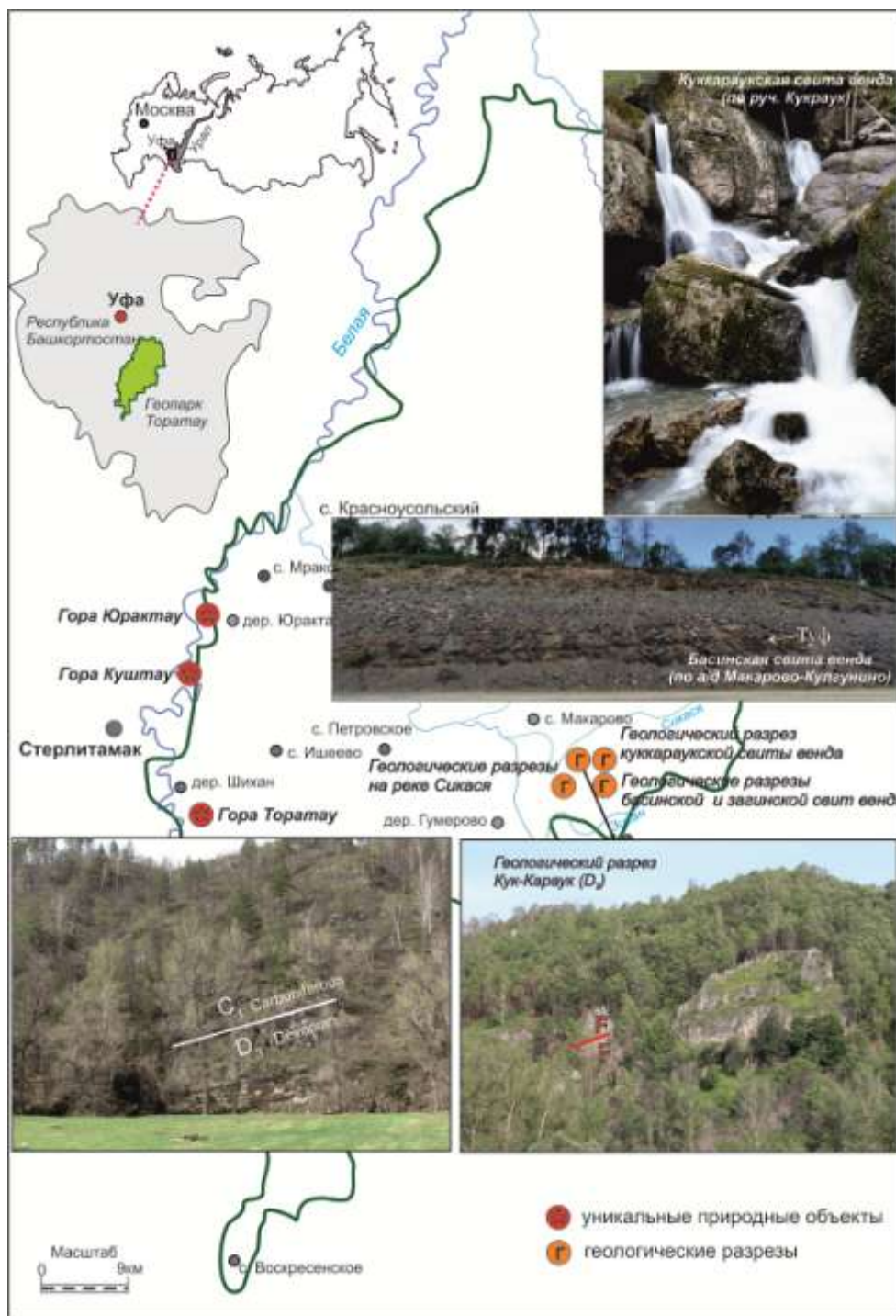


Рис. Геологические объекты венда и палеозоя геопарка «Торатау» для демонстрации участникам экскурсии.

Зиганская свита по а/д Макарово-Кулгунино – свита завершает стратиграфическую последовательность отложений в разрезе докембрия на Южном Урале. Она является верхним членом молассовой формации орогенного этапа, завершающего крупный тектонический цикл геологической истории докембрия региона.

Разрез зиганской свиты, вскрытый дорожной выемкой по а/д Макарово-Кулгунино предлагается в качестве гипостратотипического, так как он представлен здесь наиболее полно, хорошо обнажен и легкодоступен для изучения.

Зиганская свита в данном разрезе представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников и имеет мощность 465 м [22]. Среди аргиллитов в основании разреза и вблизи верхней границы зиганской свиты с кварцевыми светло-серыми песчаниками такатинской свиты нижнего девона отмечены прослой туфов (мощностью около 30–40 см). Исследователями [21] получена U-Th-Pb (SIMS) датировка по циркону, выделенному из туфов нижнего горизонта – 566 ± 5 млн лет. Определенного ответа на вопрос о поступлении пеплового материала на территорию Южного Урала нет, но сами туфы представляют значительный интерес при палеогеографических реконструкциях региона на рубеже венда и палеозоя.

В зиганское время происходят переломные события в развитии органического мира: резко сокращается видовое разнообразие мягкотелых организмов (“бесскелетной фауны”) и увеличивается роль макроводорослей (“вендотениевой флоры”) в экосистемах [28].

Верхний девон. Геологический разрез Кук-Караук расположен на правом берегу р. Сикася (против устья руч. Кукраук), в 5 км восточнее с. Макарово. Является уникальным разрезом верхнедевонских отложений, в котором отлично обнажен пограничный интервал франского и фаменского ярусов. Здесь он представлен брахиоподовым ракушняком мощностью 0,70 м. Межьярусная граница в разрезе фиксируется только по фауне и выражена одновременным появлением конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sannemann и брахиопод *Pararipnax markovskii* (Yudina) в основании барминского горизонта [1, 24, 26, 27, 31].

На границе франа и фамена (372 млн лет) отмечается массовое вымирание основных франских таксонов брахиопод и конодонтов, что представляет собой региональное событие, которое можно коррелировать с глобальным событием массового вымирания Верхний Кельвассер (Upper Kellwasser Event). В ассоциациях конодонтов исчезают франские виды рода *Palmatolepis*, а также представители родов *Ancyrodella* и *Belodella* [1, 26, 27, 31]. Аналогичная картина наблюдается и в комплексах брахиопод. Вымирают роды *Devonoproductus*, *Hypothyridina*, *Calvinaria*, *Koltubania*, *Atryparia*, *Theodossia*, *Tecnocyrtina* и резко сокращается численность представителей отрядов Pentamerida и Atrypida [14, 24].

Разрез Кук-Караук является стратотипом макаровского горизонта [13]. Макаровский горизонт на западном склоне Южного Урала является самым крупным подразделением фаменского яруса верхнего девона. Его стратиграфический объем (слои с *Cheiloceras*, *Zilimia polonica* и *Cyrtospirifer archiaci*) соответствует интервалу конодонтовых зон Upper *triangularis*, *crepida*, *rhomboidea* и Lower *marginifera* [2, 23]. В разрезе горизонт сложен светло-серыми, розовато-серыми, средне- и тонкослоистыми органогенно-полидетритовыми известняками морского генезиса, содержащими многочисленные остатки члеников криноидей, раковин брахиопод, рогоз, конодонтов и ихтиофауну. Они имеют цикличное строение и представлены чередованием грейнстоун-пакстоунов и вакстоунов.

Карбон. Геологические разрезы по реке Сикася. Разрез Сиказа-1 расположен в 0.5 км ниже по течению от устья р. Кук-Караук. В нем детально изучен пограничный интервал девона и карбона [6, 7, 8]. В скальных выходах обнажаются отложения фаменского яруса верхнего девона, турнейского яруса и верхневизейского подъяруса нижнего карбона [16, 17]. Региональный перерыв охватывает нижневизейский подъярус. На границе девона и карбона прослеживается глинистый прослой, отвечающий Хангенбергскому событию, которое отражает крупную перестройку палеоэкосистемы и вымирание многих групп

беспозвоночных животных. Ископаемые остатки: кораллы, брахиоподы, криноидеи, фораминиферы, остракоды, конодонты, зубы рыб и водоросли.

Разрез Сиказа-2 расположен в 1.2 км юго-западнее, ниже по течению, на правом берегу р. Сикаси, на ее повороте с западного на северное направление [16, 17]. Представлен органогенными известняками верхневизейского подъяруса (тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты) и доломитами с прослоями известняков серпуховского яруса нижнего карбона. Отложения верхнего визе на реке Сикася с обильными фораминиферами, кораллами и брахиоподами формировались в условиях мелководного шельфа [3, 29].

Разрез Сиказа-3 расположен в 1 км южнее д. Макарово, возле моста через реку Сикася в ущелье, по правому склону которого прослеживаются выходы известняков тульского горизонта верхневизейского подъяруса. Известняки темно-серые, средне- и толстослоистые, с конкрециями кремней, с многочисленными отпрепарированными колониями кораллов *Syngorora*, одиночных и колониальных ругоз.

Представленные разрезы имеют важное значение для геологии, часть из них уникальны. Выбранные для демонстрации разрезы отражают структурно-вещественные особенности отложений, имеют обоснованные границы свит и систем. В связи с хорошей палеонтологической и геохронологической характеристикой, появилась возможность межрегиональной корреляции с выходом на глобальные события.

Список литературы

1. Абрамова А.Н. Франский ярус западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. 55 с.
2. Барышев В.Н., Абрамова А.Н. Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам. Ежегодник – 1995. Информационные материалы. Уфа: УНЦ РАН, 1996. С.26-30.
3. Горожанина Е.Н., Башлыкова Е.Ю., Кулагина Е.И. Микрофауны тульского горизонта визейского яруса нижнего карбона разреза «Сиказа 2» (Южный Урал) // Ученые записки Казанского университета – Казань, 2021. С. 414-429.
4. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука. 1982. 128 с.
5. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов, Н.Н. Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 218 с.
6. Кононова Л.И., Липина О.А. Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала / Л.И. Кононова, О.А. Липина // Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука. 1971. Вып. 14. С. 39–69.
7. Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н. Схема стратиграфии и корреляции нижнекаменноугольных отложений Южного Урала / Н.М.Кочеткова, Я.Л.Лутфуллин, В.Н.Пазухин // Сер. препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Уфа. 1981. 56 с.
8. Кочеткова Н.М., Рейтлингер Е.А., Пазухин В.И., Авхимович В.И. Граница девона и карбона на Южном Урале / Н.М. Кочеткова, Е.А.Рейтлингер, В.И. Пазухин, В.И. Авхимович // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и Техника, 1988. С. 157–166.
9. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по циркононой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.
10. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // ДАН, 2007. Т.416, №2. С. 241-246.
11. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U-Pb (SHRIMP)-возраст цирконов из гранитоидной гальки конгломератов куккараукской свиты ашинской серии венда Алатауского антиклинория (Южный Урал) // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 486. № 5. 598-602 с.
12. Кулагина Е.И., Артющкова О.В., Клименко Т.В., Тагариева Р.Ч. Девон и карбон западного склона Южного Урала: стратиграфический обзор // Геол. вестн. 2019. № 3. С. 103–142.

13. Марковский Б.П. Материалы к изучению девонских отложений западного склона Южного Урала. – ЦНИГРИ, 1937. (Рукопись).
14. Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 324 с.
15. Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья / Под ред. В.Н. Пучкова. Уфа, 1995. 177 с.
16. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Южного Урала (Башкирия), 1975 / Под ред. Виссарионовой. А.Я. М.: Наука, 1975. 183 с.
17. Путеводитель по Южному Уралу. Экскурсия 047. «Верхний палеозой Южного Урала»: 27-й Междунар. геол. конгресс / Под ред. О.Л. Эйнора. М.: Наука, 1984. 136 с.
18. Пучков В.Н. Особенности геологического строения геопарка «Торатау» // Геологический вестник, 2019. №3. С. 18–49.
19. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Изотопный возраст вулканогенных образований рифея на Южном Урале и значение событийной стратиграфии в уточнении стратиграфической шкалы // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г). — Санкт-Петербург: Свое издательство, 2021. С. 155-158.
20. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2020, Т. 495, № 2, Р. 3-8.
21. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А., Куртукова А.И., Яшунский Ю.В. Вулканические туфы в разрезах ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале и их возраст: результаты U-Th-Pb (SIMS) датирования акцессорного циркона // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. 125 с..
22. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлова О.В., Ратов А.А. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34. doi.org/10.31084/2619-0087-2019-1-1.
23. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой), 1993. Межведомственный Стратиграфический Комитет России. Екатеринбург, 1993, 151 схема, 152 с.
24. Тагариева Р.Ч., Мизенс А.Г. Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса // Литосфера. 2015. № 3. С. 33–56.
25. Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В., Мизенс А.Г. Уникальные карбонатные разрезы пограничного интервала франского – фаменского ярусов (F/F) в районе геопарка Торатау (бассейны рек Рязук и Сикася западного склона Южного Урала) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 24–38.
26. Abramova A.N., Artyushkova O.V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals. Geol. Quart., 48 (3). Warszawa, 2004. P. 137-154.
27. Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Tagarieva R.CH., Mizens L.I., Mizens A.G. Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals: Pre-Conference Field Excursion Guidebook // International Conference “Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous”, Ufa, Sterlitamak, Russia, July 20–25, 2011. Ufa, 2011. 92 pp.
28. Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Edicaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88. P. 269–283.
29. Kulagina E. Foraminiferal sequence of the middle-upper Viséan (Mississippian) of the Sikasya River Valley in the South Urals and correlation with the Belgian standard. // Paläontologische Gesellschaft. – 2021
30. Stratigraphic Time Scale 2020. Edited by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 2020. 563 p.
31. Tagarieva R.C. Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals. Bulletin of Geosciences 88(2), 2013. P. 297–314.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА ШИХАНА КУШТАУ

Р. Ф. Кадырова

*Республика Башкортостан, г. Стерлитамак, объединение «Юные геологи»,
МАУ ДО «Станция детского и юношеского туризма и экскурсий», г. Стерлитамак, РБ
e-mail: rozalina.kadyrova.2003@mail.ru*

Нижнепермские отложения имеют широкое распространение в пределах Ишимбайского района Республики Башкортостан. На дневной поверхности они представлены горами-одиночками (шиханами) – древними рифовыми массивами, одним из которых является шихан Куштау. Шихан Куштау – одна из гор-одиночек (шиханов), возвышающихся над степной равниной и сложенных нижнепермскими органогенными отложениями. Нижнепермские отложения имеют широкое распространение в пределах Ишимбайского района Республики Башкортостан Мы начали изучать южный склон шихана. Нами проведено исследование южного склона шихана Куштау, в результате которого собран комплекс фауны. Стоит отметить, что на разных участках склона состав фауны многообразен.

Цель: изучить представителей пермских отложений на примере южного склона шихана Куштау и провести палеонтологическую реконструкцию.

Для реализации цели были поставлены следующие задачи: 1) Изучить литературу Королюк И.К. «Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау», Кулагиной Е.И., Скуин И.А., Коссовая О.Л. «Пермский риф Шахтау. 2) Для определения собранного нами комплекса фауны, была использована специализированная литература [1-7] 3) Обобщить собранный материал и провести анализ по имеющимся образцам. 4) Провести реконструкцию южного склона шихана Куштау.

В работе использовали: 1) Полевые наблюдения (исследования); 2) Анализ литературных источников, интернет-ресурсы, работа с определителями и фотографирование образцов. Были определены следующие образцы:

Брахиопода представлены в основном продуктидами, которые встречаются наибольшей численностью, ринхонеллидами, теребратулидам, брахиопода, спирифериды, ортис.

Морские лилии встречаются в виде фрагментов, в основном мелких (отдельными члениками), реже кусками стеблей стеблей длиной до 6 см.

Мшанки самые распространённые животные. Мшанки сетчатые встречаются в большом количестве, преобладают над ветвистыми. Встречаются крупные размеры.

Моллюски на шихане представлены одним классом – головоногими и головоногие с прямой раковиной. Из моллюсков встречаются в основном наутилусы, аммониты, ортецератиды, которые располагаются группами или отдельно, в породе или частями.

Кораллы встречаются очень редко, в основном одиночные.

Ракообразные представлены трилобитами.

Рифы сформировались в зоне мелководного бассейна восточной окраины Восточно-Европейской платформы к более глубоководному бассейну Предуральяского краевого прогиба [1]. Благоприятные условия позволили большому количеству организмов прекрасно себя чувствовать. Трилобиты ползали по дну, наутилусы, аммониты белемниты пересекали водные толщи, брахиоподы зарывались в грунт или прикреплялись к каменным поверхностям, морские лилии, мшанки создавали огромные заросли.

Подытоживая, нужно сказать, что палеофауна (южного склона) шихана Куштау в перми распространена неравномерно, хотя и представлена богатым комплексом, очень разнообразным по систематическому составу. Наибольшее число окаменелостей найдено в отложениях предположительно нижнего (раннего) ассельского яруса. Здесь в пределах одного участка наблюдения встречалось большое количество брахиопод, мшанок, морских

лилий, были найдены редкие образцы трилобитов, не встреченные в отложениях другого возраста.

На основании найденных образцов, мы прочертили схему расположения окаменелостей по их местонахождению (Рис.).

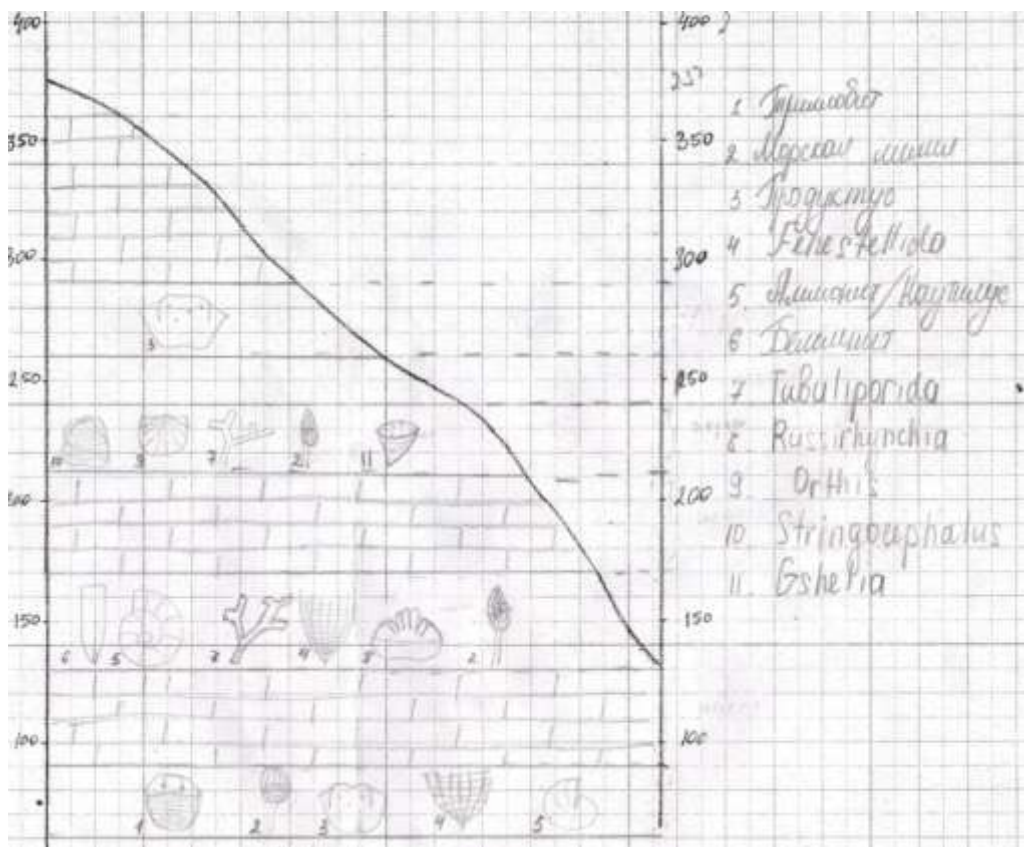


Рис. Палеосхема южного склона шихана Шахтау

Список литературы

1. Кулагина Е. И., Скуин И.А., Коссовая О.Л. Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река. 2015 г.
2. Данукалова Г.А. Палеонтология в таблицах и иллюстрациях. изд-во «Акварель», 2013 г.
3. Королюк И.К. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау. М.: Наука, 1985.
4. Бондаренко О.Б., Михайловой И.А. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. М.: Недра, 1984.
5. Бодылевского В.И. Малый атлас руководящих ископаемых. М.: Недра, 1990.
6. Мычко Э.В., Алексеев А.С. Трилобиты Гжельского яруса, верхний карбон Подмосковья // Палеонтологический журнал. 2018г. №5.
7. Рычкова И.В., Рябчикова Э.Д. Палеонтология в таблицах. Издательство Томского политехнического университета. 2015.

ИССЛЕДОВАНИЕ И СПЕЛЕОТОПОСЪЁМКА ОРЛОВСКИХ ПЕЩЕР

Р.Н. Калимуллин

*МОБУ СОШ с.Куштиряково Бакалинского района Республики Башкортостан
e-mail: kushtirjksosh@yandex.ru*

Карстовые процессы в Бакалинском районе выражены слабо. Как же тогда образовались пещеры в пределах района? Для подробного исследования изучили Орловскую пещеру вблизи одноименной деревни Михайловского сельского совета. Внутри мы не обнаружили сталактитов и сталагмитов, характерные для уральских пещер (рис. 1). Версия о карстовом происхождении отпадает.



Рис. 1. Орловская пещера

Многие признаки указывают об антропогенном происхождении:

1. Следы от работы с железным инструментом, похожие на кирку
2. Наличие медистого песчаника на своде
3. Наличие выработки (ниши) правильной четырёхугольной формы как в левой, так и в правой стороне.
4. Местами полугнилые почерневшие доски на дне пещеры.
5. Недалеко от Орловки (10 км) вблизи села Камышлытамак, по словам местных краеведов, тоже были выработки по добычи медистого песчаника. Пещеры со временем обвалились. Действительно, руководитель во время семинара учителей географии обнаружил и привёз образцы медистого песчаника. Наконец, пустоты в Чеканском заказнике в 23 км от Орловки, которую я изучил в 2019 году

Из вышеизложенных фактов я могу смело утверждать, что пещеры антропогенные. Антропогенные пещеры называют штольнями.

Што́льня (от нем. Stollen) – горизонтальная или наклонная горная выработка, имеющая выход на поверхность, проведённая на местности со сложным рельефом [3]. Пещеры или штольни образовались в результате добычи меди во второй половине 18 века. Медистые песчаники возили на Архангельский завод.

Архангельский (шаранский) медеплавильный завод основан Г.С.Красильниковым в 1754 на р. Шаран, притоке р.Сюнь. Завод имел 4 медеплавильные печи, 2 горна и 122 медных рудника. Добыча велась ударно-механическим способом: добытчик разбивал пласт на блоки и куски породы с помощью кувалды и зубила, а также специальной формы инструментов под разными названиями: желн, клинья, лом, кирка. Разработка велась хаотичным способом: ходы бились в тех направлениях, где мастер обнаруживал руду, которую вывозили при помощи тележек на поверхность, где перегружали на подводы и везли на медеплавильный

завод [2]. В январе 1783 П.Г. Красильников арендовал на 50 лет земли по р. Шаран, Сюнь, Имчак и Тюльгазы у башкир деревень Ильчимбетева, Тюменякова, Туймазы Кыр-Иланской вол. Казанской дороги. В кон. 18 в. производительность завода резко снизилась: в 1794 она составляла 143 пуда меди, а в 1795 – 63. Завод закрыт в 1796. Всего на заводе было выплавлено около 30 тыс. пудов чистой меди. Максимальная выплавка достигала 1500 пудов в год. Ныне на месте заводского поселения размещается с. Шаран – центр одноименного района РБ [1].

Вход в пещеры находятся на глубине оврага и хорошо сохранились, поскольку денудационные процессы протекают медленно из-за лесной растительности. Для измерения использовали размеченную веревку, рулетку, компас, планшет, фонарь. Вербку натянули до конца пещеры и произвели расстояние до каждого углубления (ниши) как справа, так и слева. При этом следили за компасом для определения азимута (рис.2)

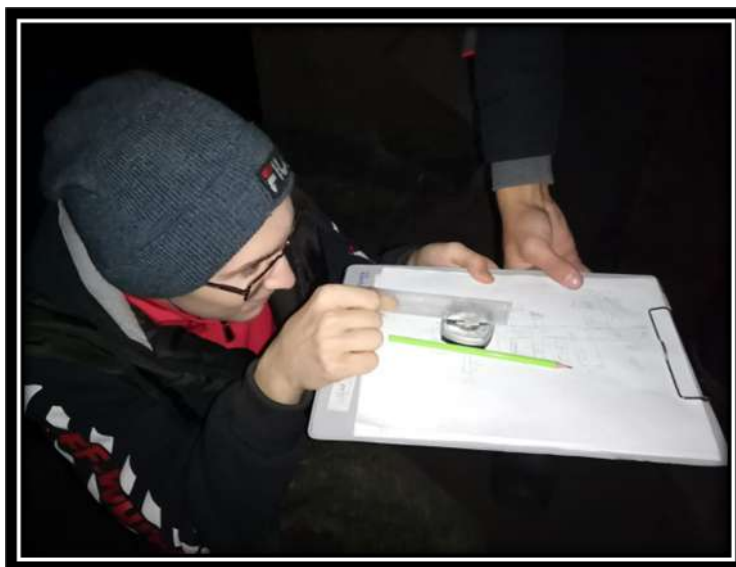


Рис. 2. Определение азимута

Выполнили маршрутную съёмку. Для съёмки по пути движения разбили весь путь на участки, учитывая все ходы. Каждый раз ниши и повороты наносили на планшет, расстояние определили по размеченной веревке.

Ходы внутри пещеры горизонтальные с незначительным уклоном в южном направлении. Поперечное сечение имеет характерные для штольни п-образную форму. Ширина внутри составляет 1,5-2,5 метра, высота 1,2-2,0 метра. Некоторые ходы в пещере обвалились. Местами дно слагают огромные камни. Они выпали из потолка. Камни здесь впрямь фантастических размеров, диаметр достигает более 1 м. Первая штольня представляет собой длинный прямой коридор с перпендикулярными асимметричными нишами разной глубины. Самое глубокое Г-образное ответвление находится 8 –ми метрах от входа на правой стороне с общей длиной 24 метра. Остальные ниши как слева, так и справа чередуются и они неглубокие - от 1 до 7 метров.

Прямолинейный коридор углубляется до глубины 52 метра (рис. 3). В некоторых из них валяются почерневшие стойки опор. Обнаружили следы работы от кирки или других металлических инструментов для выдалбливания песчаника. Вблизи первой выше по оврагу находится вторая штольня. Она кардинально отличается от первой на плане. Здесь нет основного коридора. Вторая штольня на плане имеет форму окружности с радиальными нишами. В поперечном сечении напоминает полусферу. Максимальная глубина составляет 22 метра. На дальней стене из-под земли просачивается подземная вода. Она расширяется у входа и заболачивает проход. Родник течет вниз по оврагу и относится к бассейну реки Сюнь. Во вторую штольню 2 входа: высотой 1,2 и 0,6 метра (рис.4)

Все данные нанесли на бумагу А-4. Камеральную обработку провели в кабинете

географии. С помощью компьютерных технологий выполнили топографический план Орловской пещеры.

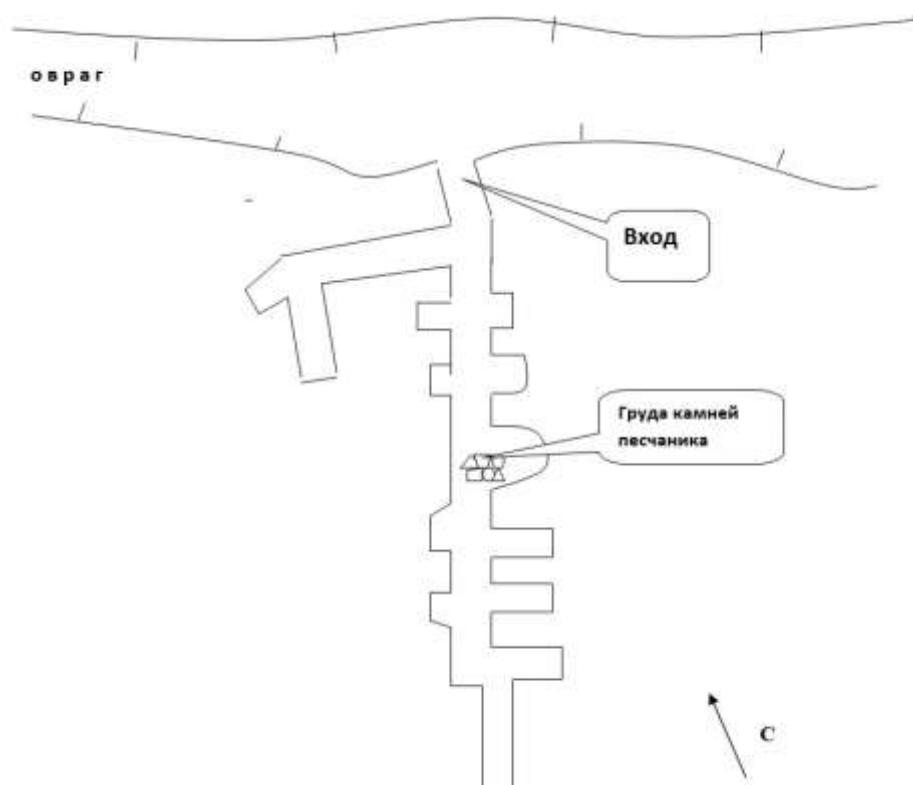


Рис. 3. План первой Орловской штольни
Масштаб: 1 см – 5 м.

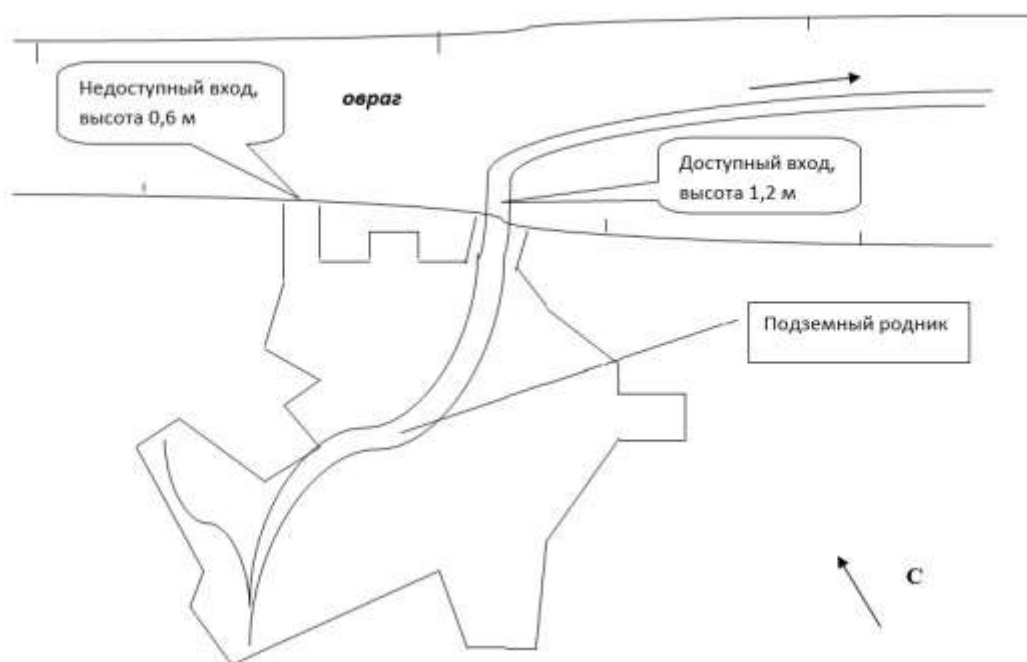


Рис. 4. План второй Орловской штольни
Масштаб в 1 см – 4 м.

Медистые песчаники, встречающиеся на Бугульминско-Белебеевской возвышенности, образовались в палеозое. Они являются отложениями древнего Пермского моря [4].

Образцы медистого песчаника изучил в школе. Я поставил задачу выяснить состав горных пород. Использовал соляную кислоту и выяснил наличие карбонатных горных пород. На фотографии видно, что образец бурно реагирует с кислотой, значит в составе много карбонатных пород, в том числе известняк (рис.5).



Рис. 5. Воздействие соляной кислоты на образце



Рис. 6. Изучение образца с помощью микроскопа

Карбонатные породы придают породе светло-серый оттенок. После реакции на дне остаются мелкие крупинки песка. Из этого следует, что цементирующей породой является известняк. Изучил через микроскоп мелкие частицы песчаника (рис. 6). Некоторые крупинки песка блестят на свету, значит, присутствует кварц. Невзрачные матовые песчинки серого цвета являются частицами полевого шпата. Текстура массивная, неяснополосчатая.

Я считаю, что прошлое в развитии промышленности нашего края не должно быть забыто. Metallургические предприятия, люди, которые работали на них, внесли огромный

вклад в историю России. Полученные результаты рекомендую использовать в турпоходах, в геологических кружках, на занятиях по краеведению.

Список литературы

1. Башкортостан: Крат. энцикл./ Гл. ред. Р. З. Шакуров. - Уфа: Науч. изд-во "Башкирская энциклопедия", 1996. 672 с.
2. Газета "Бакалинские зори" от 4.12.2020 - с. 5
3. Инфоурок - <https://infourok.ru/issledovatelskaya-rabota-na-temu-reka-syun-goluboe-ozherele-moeu-derevni-1010831.html>

СПЕЛЕОЛОГИЯ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

Ю.В. Соколов

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа,
e-mail: rusokolspeleo@mail.ru*

Республика Башкортостан известна как страна классического карста и пещер. Спелеокадастр Республики Башкортостан (РБ) насчитывает на 01.01.2022 г. 1150 пещер суммарной протяженностью 144.7 км. Средняя протяженность пещер РБ - 125.8 м. Протяженность более 100 м имеют 172 пещеры, более 1 км - 24 пещеры, более 10 км - 1 пещера - Киндерлинская им. 30-летия Победы [13]. Суммарный объем пещер РБ 2262.6 тыс. м³. Средний объем - 1967 м³. Объем более 1000 м³ имеют 118 пещер, более 10 тыс. м³ - 27 пещер, более 100 тыс. м³ - 4 пещеры.

Многие пещеры республики являются ее природным и культурно-историческим наследием, 36 из них имеют статус Государственных памятников природы, еще не менее 200 заслуживают этого статуса.

Большинство пещер РБ (90%) развито в пределах Южного Урала и особенно на его западном склоне (78%) в нижнекаменноугольных (35%), верхне- (24%) и нижнедевонских (19%) известняках на абсолютных отметках 200-400 м. Восточнее хр. Уралтау описана единственная пещера в мраморах - Амангильдинская (42 м) [12].

Пещеры Южного Предуралья развиты в гипсах и, реже, в известняках пермского возраста. Большинство гипсовых пещер сосредоточено на Уршак–Бельском и Уфа–Симском междуречьях в подножьях склонов долин. Пещеры в известняках сосредоточены на Уфимском плато и в недрах Стерлитамакских шиханов.

На Бугульмино–Белебеевской возвышенности известны уникальные небольшие пещеры в известковых туфах на р. Кидаш [6].

В равнинном Зауралье в пределах Магнитогорского мегасинклинория известно две небольшие пещеры в известняках на рр. Урал и Худолаз.

В административном отношении пещеры развиты в 24 районах республики, из них больше половины (61,4 %) в четырех горных районах: Кугарчинский - 141, Гафурийский - 159, Бурзянский - 206, Мелеузовский - 207.

Около 72% пещер республики приурочено к склонам долин поверхностных водотоков. Большинство придолинных пещер заложено по трещинам разгрузки.

На водораздельных участках пещеры чаще всего приурочены к синклинальным геологическим структурам (13%), реже к антиклинальным (8%) и моноклинальным (7%).

Большинство пещер РБ по морфологическому типу - наклонные (50%) и горизонтальные (44%).

Чаще всего встречаются пещеры с линейными (прямыми, извилистыми) - 47%, и разветвленными (перистыми, ветвистыми, слоевыми) - 43%, структурными решетками. Значительно реже встречаются пещеры с сетчатыми и каркасными структурными решетками (10%).

Пещеры Башкирии в основном состоят из ходов с поперечным сечением (сечение) 1–5 м² - 42%. Меньше встречается коридоров (сечение 5–25 м²) и лазов (сечение до 1 м²) - 14–18%. Редко встречаются комнаты с площадью пола (площадь) 10–100 м², гроты (площадь 100-1000 м²), шахты (сечение 5–25 м²), колодцы (сечение 1–5 м²), галереи (сечение >25 м²) - 3–6%, камеры (площадь до 1 м²) и трубы (сечение до 1 м²) - 1–2%. Очень редко - пропасти (сечение >25 м²) и залы (площадь >1000 м²) — 1%.

Возраст пещер РБ достигает 6 млн. лет [8]. Наибольшее количество пещер (88%) находится на сухой стадии развития, около 12% - на вадозной.

В 18 пещерах РБ текут реки (1.6%), в 107 - ручьи (9.3%). В 90 пещерах имеются озера (7.8%). Более чем в 280 пещерах наблюдается капез (24,3%) инфильтрационный и, реже, конденсационный.

В 68 пещерах республики сохраняются постоянные наледи [9]. Половина пещер РБ в летнее время достаточно теплые с температурой воздуха более 10⁰ С.

В пещерах представлены практически все возможные минералогические формы: обычно встречающиеся кальцитовые коры, натечно-капельные образования; редко встречающиеся гуровые ванны, кораллит, пизолиты, пещерное молоко, геликтиты; единичные — гидрогетиты, гипсовые кристаллы, друзы, цветы, зерна пирита.

Из органогенных отложений в пещерах РБ часто встречаются кости животных, реже небольшие покровы помета.

В пещерах РБ известно более 97 видов животных, из них 3 уникальных вида троглобионтов (обитающие только в пещерах) – ногохвостки [4]; 54 вида троглофилов (обитающие в пещерах и на поверхности) – летучие мыши, бурые медведи, грызуны и др., и более 40 видов троглоксенов (обитатели поверхности, попавшие в пещеры) [12].

В привходовых частях пещер встречаются накипные лишайники, трава, мох, в экскурсионных пещерах грибы и плесень.

Пещеры республики интересны в палеонтологическом и археологическом отношении. Всемирно известна пещера Шульган-Таш (Капова). Многоуровневые культурные слои вскрыты более чем в 30 пещерах Башкирии [Румянцев и др., 2016ф]. Палеонтологами описаны отложения палеоцена [14].

В спортивно-туристском отношении классифицировано 133 пещеры Башкирии от 1 до 3Б категории трудности [15]. На базе пещер Республики Башкортостан проводят учебные лагеря и сборы спелеотуристы многих регионов России. 80% пещер республики открыто и исследовано спелеотуристами.

Многие пещеры носят следы культов, охоты, убежищ. Некоторые пещеры Башкирии упоминаются в башкирском народном эпосе, а первые письменные упоминания о них встречаются в путевых заметках арабских купцов (XIII в).

Началом изучения пещер Башкирии считается исследование пещеры Шульган-Таш (Капова) 7 января 1760 году (по старому стилю) Статским Советником П.И. Рычковым.

Целенаправленное изучение пещер Башкирии началось в период работы на Южном Урале экспедиций Российской Академии наук (Н. П. Рычков, П. С. Паллас, И. И. Лепехин), которые вели изучение природных ресурсов. В ходе этих экспедиций в 1760–1774 гг. были описаны около двух десятков крупных пещер и заложены теоретические основы учения о спелеогенезе.

В первой половине 20 века спелеологические исследования проводились попутно с географическим изучением Южного Урала и Предуралья и энтузиастами. В результате общее количество известных в 1960 г. пещер достигло 100 [1].

С начала 60-х годов XX в., когда при ВУЗах, производственных и туристских организациях Башкирии стали создаваться спелеологические секции, исследования пещер приобрели более системный характер. С этого времени спелеология Башкирии начинает свое самостоятельное развитие. К концу XX в. число исследованных пещер достигло 756.

В настоящее время информация, накопленная за 262-летний период изучения пещер Башкирии, более или менее систематизирована. Установлены и охарактеризованы основные закономерности их распространения и развития [13].

В Башкирии накоплен опыт использования пещер в качестве природных лабораторий для решения различных научно-практических задач: изучение циркуляции флюидов в переменном-гравитационном поле под влиянием лунно-приливных циклов [3], при стройзысканиях [Мартин и др., 2002ф, Травкин и др., 2015ф] и др.

Специальное изучение пещер, как объектов массового туризма, проводилось в 60-80-х годах Башгосуниверситетом и Башоблсоветом по туризму и экскурсиям. В 2001 г. автором проведена инвентаризация пещер природного парка «Мурадымовское ущелье» с

предложениями по их изучению, охране, обустройству и использованию, в условиях развивающейся рекреации. В 2007 г. для этих целей автором исследована самая северная пещера Башкирии – Ахунтау. В 2020–22 гг. автором обследовались пещеры геопарков Янган-Тау [11] и Торатау [7].

Комплексные мониторинговые спелеологические исследования в настоящее время ведутся в пещерах Шульган-Таш, в связи с необходимостью сохранения палеолитической живописи [5], и в пещере Аскынская, для решения вопросов сохранения наледи [10]. Спелеологами уфимского спелеоклуба им. В. Нассонова продолжают исследования крупнейшей системы пещер Урала Киндерлинская–Октябрьская–Леднева (суммарная протяженность более 17 км). Спелеологами Салаватского спелеоклуба исследуется вторая по протяженности пещера Башкортостана - Грандиозная (9999 м). Уфимская спелеогруппа «ГИПС» исследует пещеры Башкирского Предуралья.

Перспективы поиска и исследования пещер можно оценить по методике, предложенной американским карстологом Р. Кирлом [2]. По соотношению числа пещер с 5, 4, 3, 2, 1 входами можно получить оценочное значение пещер с 0 входов, то есть не исследованных. В РБ расчетное количество пещер составляет примерно 2500 (известно 46%).

На сегодняшний день в пещерах РБ наиболее изучена их морфология - есть планы и разрезы большинства пещер. Другие вопросы спелеологии изучены в значительно меньшей степени: биоспелеология изучалась в 15% пещер; археология и палеонтология - в 17%; микроклиматология - в 28% (в основном разовые замеры температуры пещерного воздуха); радиационная обстановка - в 20% (в основном измерения гамма-фона) [12]. Более или менее полно эти исследования проводились и проводятся в пещерах Шульган-Таш, Аскынская, Киндерлинская.

Пещеры - источник научной информации. Бесконтрольное (нерегламентированное) посещение пещер приводит к безвозвратной утрате их научной и эстетической ценности. Захламление пещер, вытаптывание, скалывание натечных образований и «автографы» находятся в прямой зависимости от их известности и доступности [8, 12].

Для удовлетворения массового интереса к пещерам необходимо создание на их базе экскурсионно-туристских и природоохранных комплексов. Деятельность посетителей в пещерах должна регламентироваться и контролироваться.

Процессу использования любой пещеры в качестве туристического объекта обязательно должны предшествовать: комплексные научные исследования с целью определения возможности и оптимального режима эксплуатации, научно-обоснованное проектирование и оборудование маршрутов, научно-обоснованная организация работы по приему туристов, при которых изменения пещерной среды будут сведены к минимуму. Эксплуатация пещер должна сопровождаться спелеомониторингом, ориентированным, прежде всего, на сохранность ценных компонентов пещеры, посредством контроля и своевременного регулирования режима ее использования. Частично этими вопросами занимается Дирекция по особо охраняемым природным территориям РБ. Центр, осуществляющий научно-методическую работу в этом направлении отсутствует.

Список литературы

1. Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карстовых пещер в Башкирии // Состояние и задачи охраны природы в Башкирии: (Материалы первой науч. конф. по охране природы Башкирии). Уфа, 1960. С.147-158.
2. Дублянский В. Н., Андрейчук В. Н. Генетическая классификация подземных полостей // Свет, № 1(3), 1992. С. 4-6.
3. Кинзикеев А. Р. Эффекты переменного гравитационного поля в капиллярах. Уфа: Гилем, 1997. 296 с.
4. Книсс В. А. Фауна пещер России и сопредельных стран. Уфа: Башгосуниверситет, 2001. 238 с.

5. Ляхницкий Ю. С., Червяцова О. Я. Капова пещера (Шульган-Таш) // Атлас пещер России. М.: РГО, 2019. С. 421-429.
6. Максимович Г. А., Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф., Костарев В. П. Условия формирования и карстовые пещеры известковых туфов Западной Башкирии // Пещеры, Вып. 16. Пермь, 1976. С. 166–177.
7. Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Карст и пещеры геопарка «Торатау» // Геологический вестник, № 1, 2020. С. 113–132.
8. Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Карст и спелеология // Абдрахманов Р.Ф. и др. Карст Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. С. 301-337.
9. Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Распространение пещер с многолетним льдом на Южном Урале и в Предуралье // Лёд и Снег, Т. 62, № 3, 2022. С. 363–376.
10. Соколов Ю. В. Наледь в Аскынской ледяной пещере // Геологический вестник, № 3, 2020. С. 137–151.
11. Соколов Ю. В. Пещеры геопарка «Янган-Тау» // Геологический вестник. 2021. № 3. С. 52–75.
12. Соколов Ю. В. Пещеры Республики Башкортостан и спелеотуризм // Вестник Академии наук РБ, Т. 14, №4. Уфа: Гилем, 2009. С. 80-83.
13. Соколов Ю. В. Учет пещер территории Республики Башкортостан // Геологический вестник, № 1, 2022. С. 124–131.
14. Сухов В.П. Позднеплейстоценовые и голоценовые мелкие позвоночные из пещер западного склона Южного Урала // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. Уфа: БФАН СССР, 1978. С. 64-85.
15. Ткачев С. А., Соколов Ю. В. Перечень категорированных пещер Республики Башкортостан // Журнал АСУ, № 42, 2021. С. 70–76.

Организации-участники

АНО ЦНПЭКТ "Геопарк Торатау", г. Уфа

Башкирский государственный университет, Уфа

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

Геологический институт РАН, г. Москва

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Глобальный геопарк ЮНЕСКО «Янган-Тау»

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Гомель

Республика Беларусь

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Институт геологии Коми научного центра им. Н.П. Юшкина УрО РАН, Сыктывкар

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

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Республика Армения

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

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

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

Иркутский государственный университет», г. Иркутск

Казанский Федеральный университет, Казань

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

Клуб «Юный геолог» МАУДО ДПШ, г. Челябинск

МОБУ СОШ с.Куштиряково Бакалинского района Республики Башкортостан

Московский государственный строительный университет, г. Москва

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Объединение «Юные геологи», МАУ ДО «Станция детского и юношеского туризма и экскурсий», г. Стерлитамак

Оренбургский государственный университет, Оренбург

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа

ООО «Уральское горно-геологические агентство»

ООО «ЛБ Минералс Светлое»

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
УрО РАН, Институт минералогии, Миасс, Россия



**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ
УРАЛА И
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Сборник статей X Всероссийской молодёжной конференции Уфа,
24–27 октября 2022 г.

Институт геологии
Уфимского федерального исследовательского центра
Российской академии наук
450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. Тел.: (347) 272-82-56.
Эл. почта: ig@ufaras.ru

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 21.10.2022.
Объем 6,2 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 867.