



Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий



**Материалы XV Межрегиональной
научно-практической конференции
Уфа, 14–17 мая 2024 г.**



**ТОРА
ТАУ** ГЕО
ПАРК



Институт геологии Уфимского федерального
исследовательского центра Российской академии наук

Российское минералогическое общество
Башкирское отделение

АНО ЦНПЭКТ «Геопарк Торатау»

**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА,
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

**Материалы XV Межрегиональной
научно-практической конференции
(Уфа, 14–17 мая 2024)**

Уфа 2024

УДК 55(470, 57)
ББК 26.3я43
Г35

Г35 **Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 15-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 14—17 мая 2024 г.** — Москва: Издательство «Перо», 2024 – 162,4 Мб. [Электронное издание]

ISBN 978-5-00244-440-3

Сборник материалов и докладов 15-й Межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» содержит доклады 90 авторов из 25 научно-исследовательских институтов, университетов и производственных предприятий Уфы, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Казани, Сыктывкара, Перми, Ухты, Гюмри (Армения) и Сохаг (Египет).

Тематика докладов охватывает широкий круг вопросов геологии, геохимии, геодинамики, стратиграфии и геоэкологии Республики Башкортостан и прилегающих областей.

Сборник будет интересен специалистам, занятым в различных областях геологии и геоэкологии.

Статьи публикуются в авторской редакции.

УДК 55(470, 57)
ББК 26.3я43

ISBN 978-5-00244-440-3

© Коллектив авторов, 2024
© ИГ УФИЦ РАН, 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Абдрахманов Р.Ф.</i> Еще раз о ресурсах пресных подземных вод Республики и об их охране от загрязнения и истощения.....	6
<i>Авдалян А.Г.</i> Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля Анкаван-Еранос.....	11
<i>Антоновская Т.В., Тропников Е.М., Котельников А.Р.</i> Карбонатный массив Вансвик (Vangsvik) в комплексе Балтийских Каледонид.....	14
<i>Аухатов Я.Г.</i> Надвиговые движения и геотемпературные аномалии в доманиковых отложениях.....	19
<i>Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В.</i> Калиевые полевые шпаты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал): данные ИК-спектроскопии.....	23
<i>Башлыкова Е.Ю.</i> Фораминиферы рода <i>Nevillea</i> Conil et Lis, 1980 в разрезах реки Сикаси Южного Урала.....	26
<i>Боровский М.Я., Богатов В.И., Вишневский П.В., Богов Н.В., Бубнов Ю.П.</i> Доктор геолого-минералогических наук Кузнецов Герман Ефимович: геофизическое прогнозирование горючих и нерудных полезных ископаемых.....	29
<i>Брагина К.А., Курбанова Л.А.</i> Геологические и гидрогеологические особенности территории озера Голубого.....	33
<i>Газизуллин Б.М.</i> Фораминиферы нижнего-среднего келловоя разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан).....	36
<i>Голованова И.В., Данукалов К.Н., Парфирьев Н.П., Сальманова Р.Ю.</i> Актуальные вопросы палеомагнетизма катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал).....	42
<i>Горожанин В.М., Войкина З.А.</i> Кальцитовые прожилки селенитового типа как отражение явления палеогидроразрыва в углеродсодержащих нижнепермских отложениях восточной части Предуралья.....	46
<i>Горожанин В.М., Мичурин С.В., Юлдашбаева В.Ф.</i> Литологические особенности урюкской свиты венда (д. Толпарово, Южный Урал).....	49
<i>Горожанин Е.Н., Сагдеева Н.С., Горожанин В.М.</i> Литотипы известняков Стерлитамакских шиханов, сравнение с рифовыми фациями Уфимского плато.....	55
<i>Данукалов К.Н., Голованова И.В., Парфирьев Н.П., Сальманова Р.Ю.</i> Изучение морфологии геомагнитных инверсий в катавской свите (первые результаты).....	60
<i>Данукалова Г.А., Соколов Ю.В., Полежанкина П.Г., Осипова Е.М.</i> Природные объекты долины реки Юрюзань (от д. Яхья до устья р. Усть-Канда, Южный Урал)	63
<i>Денисова Ю.В.</i> Взаимосвязь морфологии апатита с температурой его кристаллизации (Кузпуауский массив, Приполярный Урал).....	70
<i>Дуб С.А.</i> Литостратиграфия и обстановки формирования укской свиты верхнего рифея Южного Урала.....	74
<i>Дурнаева В.Н.</i> Использование гис-технологий в изучении карста Республики Башкортостан.....	78
<i>Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Башкова С.Е.</i> О прогнозе нефтегазоносности карбонатных отложений рифея Волго-Уральской области.....	81
<i>Епифанова Д.Р., Смирнов А.И.</i> Обзор исследований карста на «Уфимском полуострове».....	86
<i>Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.</i> Вознесенское месторождение золота (Южный Урал): геологическое строение, геохимия магматических пород, минералогия руд и окологорудных метасоматитов.....	91
<i>Казаков П.В.</i> Источники россыпного золота Яратовской площади (Южный Урал).....	94
<i>Казбулатова Г.М.</i> Геоэкологические проблемы Авзянского золоторудного	96

района на примере месторождения Улюк-Бар (Южный Урал).....	
<i>Кальсин Н.А., Насырова Э.С.</i> Применение биоугля для очистки воды от загрязняющих веществ.....	99
<i>Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А.</i> Редкоземельная минерализация в породах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и особенности химического состава.....	102
<i>Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т.</i> Колчеданная металлогения Южного Урала, геодинамика и структурные особенности.....	106
<i>Кочергин А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Галимов Н.Р.</i> К перспективам открытия месторождений марганца в отложениях карбона Западно-Уральской зоны внешней складчатости.....	112
<i>Крупенин М.Т.</i> Ещё раз о классификации промышленно-генетических типов магнезитовых месторождений.....	117
<i>Кузнецов А.Б., Горожанин В.М.</i> Применение метода стронциево-изотопной хемотратиграфии к расчленению нижнепермских флишевых отложений.....	121
<i>Кулагина Е.И., Николаева С.В.</i> Граница девона и карбона – событийный рубеж.....	124
<i>Курманов Р.Г. Проценко А.С., Русланова Р.Р., Овсянников В.В., Данукалова Г.А., Лаптева Е.Г., Воробьева С.Л.</i> Динамика растительности и климата в позднем голоцене на территории города Уфа.....	129
<i>Левинунова С.П., Горлов Д.А., Роот Д.В., Мигурский С.Ф., Иванова С.Р.</i> Сравнительная характеристика органического вещества нижне-среднекембрийских отложений Анабарской и Алданской антеклиз Восточной Сибири.....	134
<i>Мичурин С.В., Шарипова А.А.</i> Медистое золото в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория.....	137
<i>Мусин Р.Х., Хамитов А.Д.</i> О комплексе минеральных лечебных вод в одном из районов Республики Татарстан.....	141
<i>Никонов В.Н.</i> Геологическая модель золоторудного месторождения Горный Прииск (Авзянский рудный район).....	146
<i>Парфирьев Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю.</i> Первые результаты палеомагнитного опробования красноцветных пород катавской свиты в окрестностях с. Инзер (Южный Урал).....	150
<i>Патрикеев П.А., Ахияров А.В., Кирсанов А.М., Лаврова С.Н.</i> Выделение и трассирование по данным гис литотипов – продуктов интрузивного траппового магматизма, (в пределах Кочечумско-Мархинской НГПЗ Лено-Тунгусской НГП), для оценки их влияния на ув-потенциал вендских и нижнепалеозойских нефтегазоперспективных отложений.....	154
<i>Пеквалеке В.</i> Повышение эффективности бурения и продуктивность бассейна Дуала / Криби/ Кампо.....	182
<i>Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С.</i> Этапы проявления монцонитового и гранитового магматизма Балбукского ареала (Южный Урал) по данным Rb-Sr геохронологии.....	184
<i>Рыскулова А.В.</i> Первая конодонтовая характеристика аэронских отложений разреза Максютото (Южный Урал).....	188
<i>Савельев Д.Е.</i> Акцессорная минерализация в хромититах Аккаргинского ультрамафитового массива (юго-восточная часть Урала).....	191
<i>Сагдеева Н.С.</i> Темпеститовые признаки в отложениях колганской свиты юго-западной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия.....	193
<i>Сальманова Р.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Парфирьев Н.П.,</i> Циклостратиграфический анализ катавской свиты (на примере нижней части разреза Юрюзань).....	196
<i>Седдик А. А. А. М.</i> Углеводородный потенциал карбонатных пород в Суэцком.....	199

заливе, Египет.....	
<i>Семенов Р.Е.</i> Первая находка остракод <i>Paraparchites complanatus</i> Gusseva, 1986 в нижнепермских отложениях шихана Куштау.....	203
<i>Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А.</i> Аршиний – четвертое подразделение рифея Уральской шкалы.....	205
<i>Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.</i> Отличительные признаки гипергенной минерализации по магматическим породам фундамента Северо-Татарского свода	210
<i>Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.</i> Зоны разуплотнения габбро-диабазов зоны Камских дислокаций.....	212
<i>Сначёв А.В.</i> Геология каменноугольных черносланцевых отложений Сухарышской синклинали (Южный Урал).....	216
<i>Султанова А.Г.</i> Некоторые вопросы геохимии лития.....	220
<i>Тагариева Р.Ч.</i> Новая конодонтовая зональность карбонатных отложений макаровского горизонта (фаменский ярус) в разрезе Рязяк западного склона Южного Урала.....	225
<i>Шабутдинов Т.Д.</i> Породообразующие и аксессуарные минералы ультрамафитов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал).....	230
<i>Якупов Р.Р.</i> Ихнофоссилии ордовика западного склона Южного Урала.....	235

ЕЩЕ РАЗ О РЕСУРСАХ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РЕСПУБЛИКИ И ОБ ИХ ОХРАНЕ ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ И ИСТОЩЕНИЯ

Р.Ф. Абдрахманов

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: hydro@ufaras.ru

В целях защиты здоровья населения, улучшения экологической обстановки в Республике, для комплексного решения проблем полного удовлетворения потребностей в высококачественной питьевой воде, обеспечения охраны подземных вод от загрязнения в 2002 году принята Президентская программа «Питьевые и минеральные воды Республики Башкортостан» (№УП-1 от 12.01.2002 г.). Сроки реализации программы были рассчитаны на 2002-2010 годы.

Программой было предусмотрено решение целого комплекса задач: активизация поисково-разведочных работ, выявление и уточнение запасов подземных хозяйственно-питьевых и минеральных вод, предотвращение загрязнения и совершенствование технологий их очистки, обеспечение населения питьевой родниковой водой высшего качества, бутилированными питьевыми и минеральными водами, сокращение объемов расхода питьевой воды на промышленные цели, развитие нормативно-правовой базы и хозяйственного механизма водоиспользования, стимулирующего экономию воды и привлечение инвестиций.

Как было отмечено в Постановлении Кабинета министров Республики Башкортостан (№298 от 23.11.2001 г.) особенно неудовлетворительное санитарное состояние источников водоснабжения наблюдается в городах Баймаке, Белебее, Белорецке, Октябрьском, Туймазах, Учалах и Уфе, в Абзелиловском, Бижбулякском, Бураевском, Бурзянском, Дуванском, Иглинском, Калтасинском, Кигинском, Куюргазинском, Стерлибашевском, Туймазинском, Чекмагушевском, Шаранском и Хайбуллинском районах.

К сожалению, в последнее десятилетие (2012–2023 гг.) проблемы водоснабжения в Республике не на республиканском, и на более низких уровнях перестали рассматриваться. Даже на экологических и др. форумах слова «вода», «водоснабжение» не упоминаются, а проблемы эти за эти годы не уменьшились:

- разрушена единая гидрогеологическая служба в республике;
- отсутствует (ликвидирована) мониторинговая служба по гидрогеологии;
- ликвидирована служба геологического контроля и регистрации бурения скважин на подземные воды;
- недропользователями не выполняются лицензионные соглашения по ведению мониторинга подземных вод на действующих водозаборах;
- исчезло из повестки дня создание альтернативных источников водоснабжения городов при ЧП;
- проблемы, создавшие ЧП 1990 г., к сожалению, не исчезли;
- проблема водоснабжения становится острой с развитием малоэтажного строительства.

В последние 50–60 лет в Башкортостане происходит интенсивная техногенная деградация природных экосистем, в том числе подземной гидросферы. Этот процесс превратился из локального в региональный. В связи с этим дальнейшее развитие производственных сил региона определяется не столько количественным, сколько качественным состоянием водных ресурсов. Первостепенное значение при этом играют ресурсы пресных подземных вод, сосредоточенные в самой верхней части осадочной толщи бассейна и являющиеся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Вместе с тем большую ценность представляют и залегающие в более глубоких частях седиментационного бассейна минеральные (лечебные и промышленные) воды, которые также испытывают негативное воздействие процессов техногенеза [3].

Наиболее интенсивные изменения в подземной гидросфере Башкортостана происходят, главным образом, в районах деятельности нефтедобывающих, нефтехимических, химических и горнодобывающих предприятий, сельскохозяйственного производства с крупными животноводческими комплексами и химизацией земель, в пределах городских агломераций. Все это ведет к прогрессирующему истощению ресурсов и загрязнению подземных вод (как пресных, так и минеральных), большим затруднениям в обеспечении населения качественной питьевой водой, ухудшению геоэкологической обстановки в регионе в целом [1, 2, 4, 6].

В соответствии с принципами структурно-гидрогеологического районирования на территории Башкортостана выделяется Волго-Уральский сложный артезианский бассейн, относящийся к системе бассейнов Восточно-Европейской артезианской области, и Уральская гидрогеологическая складчатая область.

Распределение подземных вод в осадочной толще Волго-Уральского бассейна контролируется вертикальной гидрогеодинамической и газогидрогеохимической зональностью, отражающими историю его гидрогеологического развития и современные процессы в системе вода – порода – газ – органическое вещество. Суть их заключается в последовательном замещении с глубиной (рис. 1) гидрокарбонатных пресных вод (до 1 г/л) сульфатными (1–20 г/л), сульфатно-хлоридными (5–35 г/л) и хлоридными (35–400 г/л).

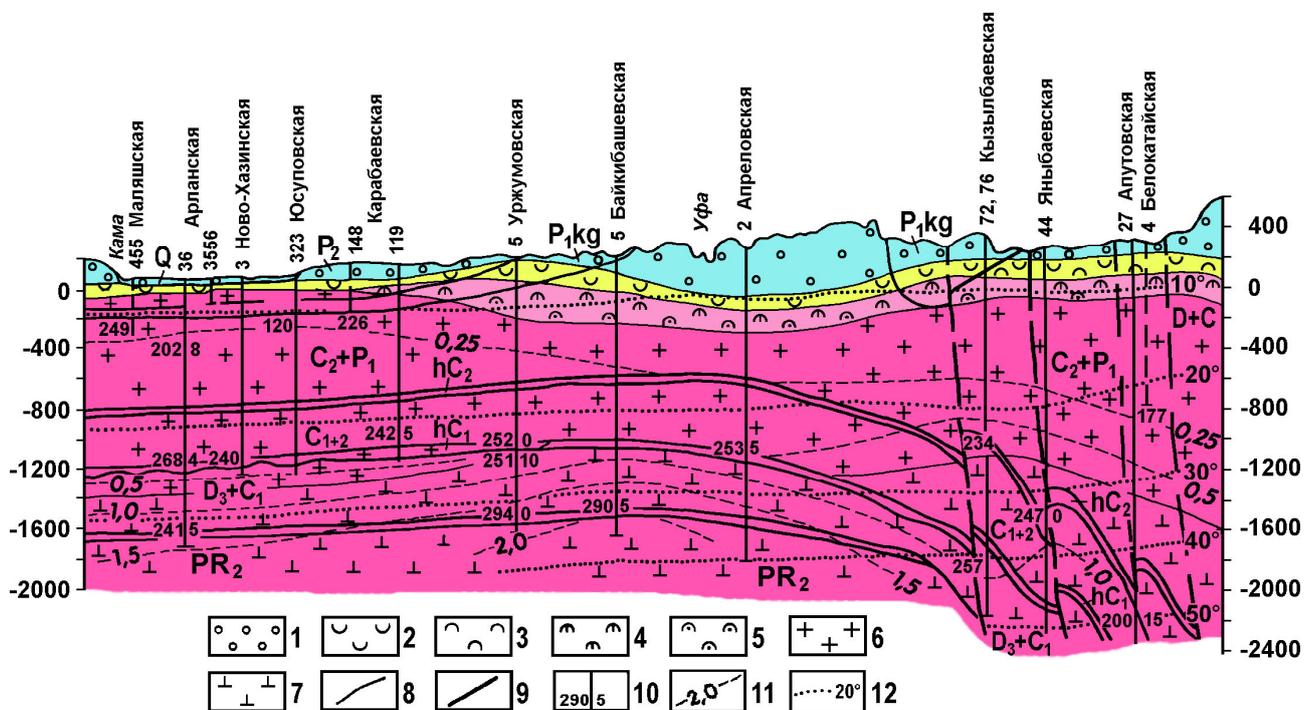


Рис. 1. Гидрогеохимическая зональность Башкирского Предуралья

1–7 — химический состав и минерализация подземных вод (г/л): 1 — гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные разнообразного катионного состава (до 1), 2 — сульфатные кальциевые (1–3), 3 — сульфатные натриевые и кальциево-натриевые (3–10, редко более), 4 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые (3–10), 5 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные натриевые (10–36), 6 — хлоридные натриевые (36–310), 7 — хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые (250–330); 8 — гидрогеохимические границы; 9 — стратиграфические границы; 10 — скважина: цифры слева — минерализация (г/л), справа — содержание йода в опробованном интервале (мг/л), наверху номер скважины и название нефтеразведочной площади; 11 — изолинии содержания брома (г/л); 12 — гидроизотермы в град Цельсия

Зона пресных (до 1 г/л) гидрокарбонатных (питьевых) вод приурочена к породам широкого возрастного диапазона (от четвертичных на платформе до силуро-девонских на

Урале) и в гидрогеодинамическом отношении соответствует зоне интенсивной циркуляции. На значительной части территории республики пресные воды отсутствуют [3] или они имеют спорадическое распространение (рис. 2). Основными причинами слабой обеспеченности пресными подземными водами (Аургазинский, Благоварский, Буздякский, Давлекановский, Кармаскалинский, Гуймазинский, Хайбуллинский и др.) являются геолого-гидрогеологические условия и интенсивное техногенное влияние на подземные воды.

Мощность зоны питьевых гидрокарбонатных кальциевых, кальциево-натриевых вод в Башкирском Предуралье колеблется от 10–20 до 300 м. Минерализация их от 0,2 до 0,7 г/л, а газовый состав отвечает окислительной геохимической обстановке: N_2 30–35, CO_2 5–30, O_2 до 10 мг/л. Газонасыщенность обычно 15–50 мл/л, Eh +100...+650 мВ, pH 6,7–8,8, T 4–6°C. Дебиты источников и скважин составляют от 0,1–2,0 до 15–20 л/с, а аллювиальных отложений в долинах рек достигают 50–100 л/с.

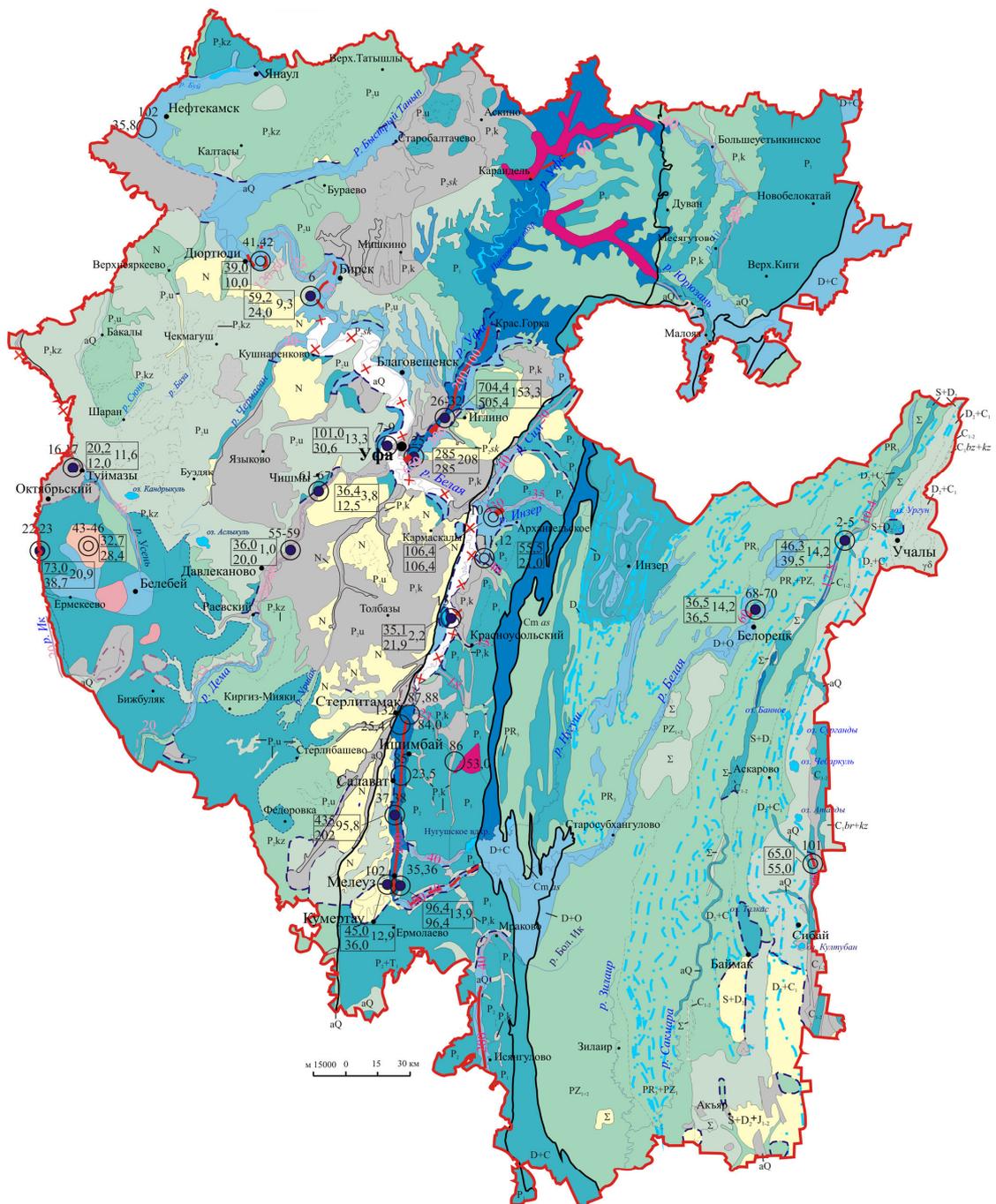
Сложные гидрогеологические условия Восточного Башкортостана обусловлены разнообразием вещественного состава магматических, метаморфических и осадочных пород, различной степенью их тектонической дислоцированности и трещиноватости, своеобразием условий питания, движения и разгрузки подземных вод. Дебиты источников здесь достигают 3–5 л/с и более, а удельные дебиты неглубоких скважин (до 50–80 м) – 1–2 л/с. С глубиной удельные дебиты скважин уменьшаются.

Распределены ресурсы пресных подземных вод по территории Республики крайне неравномерно (см. рис. 2): модули подземного стока колеблются от 5–10 (Уфимское плато) до 1,5 (Белебеевская возвышенность) – 0,3–0,1 л/с·км² (Зауралье) и почти полного отсутствия (значительная часть Уршак-Бельского междуречья и др.).

Локальное водоснабжение качественной питьевой водой развивающихся коттеджных городков, небольших населенных пунктов и садоводческих товариществ, расположенных в окрестностях г. Уфы становится серьезной проблемой [5]. Эта проблема возникла не из-за нехватки водных ресурсов в регионе, а часто из-за отсутствия пресных подземных вод, пригодных для питьевого водоснабжения. Она определяется геолого-гидрогеологическими условиями района г. Уфы и антропогенным влиянием на состояние водных ресурсов, особенно грунтовых вод, основных источников водоснабжения малых хозяйственных объектов.

Наши многолетние режимные наблюдения за уровнем подземных вод неоген-четвертичных отложений четко свидетельствуют о тесной взаимосвязи количества атмосферных осадков и уровня грунтовых вод. Грунтовые воды слабо защищены от загрязнений сверху [1]. Хозяйственная деятельность на этих участках с активным применением органо-минеральных удобрений, на ряде садовых участков птичьего органического вещества, приводит к поступлению в воду биогенных элементов, особенно соединений азота (NO_3^- , NO_2^- , NH^+). Наблюдения за химическим составом воды на участке показывают значительное увеличение содержания NO_3^- (нитрат-иона) в воде [5].

Охрана подземных вод от загрязнения требует серьезного внимания, т.к. в отличие от поверхностных вод, где время самоочищения составляет всего несколько месяцев, время самоочищения пресных подземных вод требует три срока полного водообмена. В связи с этим время самоочищения этих вод составляет от 10–15 до 40–50 лет.



I. Территории, характеризующиеся величиной модуля прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод (ПЭРПВ)

1.1. Площадные ($л/с*км^2$)

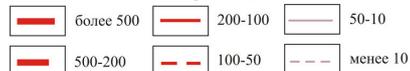
а) оцененные по производительности скважинных водозаборов, модулю подземного стока рек или по аналогии



б) оцененные по модулю меженного стока родников, которые могут быть использованы для водоснабжения



1.2. Линейные ($л/с*км$), оцененные балансово-гидродинамическим методом или по аналогии в речных долинах



II. Территории, по которым прогнозные эксплуатационные ресурсы не оценены в связи

- повышенной минерализацией (более 1 г/л) или общей жесткостью (более 10-15 мг-экв/л) воды
- с недостаточной изученностью или невозможностью эксплуатации по санитарным, природоохранным и гидрогеологическим ограничениям
- промышленным загрязнением подземных вод
- участки речных долин, исключенных из оценки ресурсов береговых водозаборов по санитарному состоянию водотока

III. Месторождения и водозаборы подземных вод (запасы и водоотбор свыше 20 тыс. м³/сут)

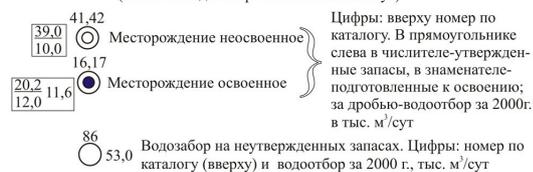


Рис. 2. Карта прогнозных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Башкортостана

Список литературы

1. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама. 2005. 344 с.
2. Абдрахманов Р.Ф. Ресурсы пресных подземных вод и проблемы питьевого водоснабжения Башкортостана // Материалы парламентских слушаний по вопросу «Водная стратегия Российской Федерации на период до 2020 года и пути ее реализации на территории Республики Башкортостан» Секретариат Государственного Собрания-Курултая Республики Башкортостан. Уфа: УПК, 2010. С. 103–112.
3. Абдрахманов Р.Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем. 2014. 416 с.
4. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеохимия урбанизированных территорий // Геохимия. 2019, Т. 64, №7. С. 733–741.
5. Абдрахманов Р.Ф., Комиссаров А.В., Дурнаева В.Н., Полева А.О. Мониторинг грунтовых вод в бассейне среднего течения реки Белой, используемых для локального водоснабжения // Природообустройство. 2018. № 5. С. 7–13.
6. Абдрахманов Р.Ф., Полева А.О. Защита подземных вод от негативного воздействия полигона токсичных отходов // Геологический вестник. 2023. №3. С. 130–140.

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ АНКАВАН-ЕРАНОС

А.Г. Авдалян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

им. А. Назарова НАН РА, г. Гюмри, Армения

e-mail: arman.avdalyan.1981@mail.ru

Профиль Анкаван-Еранос начинается в долине р. Мармарик, далее пересекает Разданский относительный максимум субмеридионального простирания и достигает оз. Севан (Севанский относительный максимум). Разнообразное по характеру поверхностное строение территории дополняется и сложным глубинным ее строением. Общая протяженность составляет 77 км.

Предлагаемая работа проводилась в одном из сложных районов Армении – полосе сочленения двух крупных тектонических единиц Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого антиклинория. Граница между ними проходит по Анкаванскому глубинному разлому СЗ простирания и характеризуется широким развитием эффузивного и интрузивного магматизма. Главное складчатое сооружение района – Анкаванская антиклиналь северо-западного простирания, прослеживающаяся на десятки километров [4, 6].

Изменения геологического строения могут иметь довольно сложную природу, охватывать всю кору и достигать верхней мантии. С целью изучения глубинного строения, источников движения глубинных масс и их направленности было проведено гравитационное моделирование вдоль профиля Анкаван-Еранос. Плотностная модель для верхней части исходной модели составлена с учетом плотностных данных осадочных пород. Плотностные данные определялись с использованием корреляционных связей между плотностью горных пород и скоростью распространения в них продольных волн. Для построенной плотностной модели решена прямая задача, и получено рассчитанное по ней поле (рис. 1). Наряду с дислоцированными вулканическими и интрузивными породами этого нагорья имеются участки известняков (долины рек Мармарик и Раздан). Средние плотности известняков $2,42 \text{ г/см}^3$, вулканических пород $2,54\text{--}2,57 \text{ г/см}^3$, интрузивных пород $2,80 \text{ г/см}^3$. Для слоев, залегающих глубже, плотностные данные взяты на основе обобщений, сделанных по результатам исследований зависимости скорости и плотности от давления и температуры [5].

Качественный анализ относительных максимумов и минимумов наблюдаемого гравитационного поля Δg_n по профилю позволяет предположить обусловленность этих экстремумов структурами, залегающими на небольших глубинах. Положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом определялось по разностной кривой $\Delta g_{\text{раш}}$, которая получена в результате вычитания из наблюдаемого гравитационного поля Δg_n его региональной составляющей $\Delta g_{\text{рег}}$. Рассчитанные гравитационные эффекты были сопоставлены с разностной кривой $\Delta g_{\text{разн}}$ [1, 2].

Совокупный анализ рассчитанных моделей для фиксированных значений асимптот горизонтальных поверхностей и различных величин перепада плотностей показывает, что характер формы контактной поверхности остается неизменным, а меняется только величина амплитуды границы относительно средней глубины. Критериями для выделения вертикальных границ служат резкое изменение глубины залегания и перемена знака амплитуды контактной поверхности относительно ее средней глубины.

Таким образом, в результате количественного истолкования разностной кривой $\Delta g_{\text{разн}}$ вдоль профиля по поверхности фундамента выделяются следующие массивы: Анкаванский, Арзакан-Бжнинский и Агверанский. Сравнение полученных результатов с данными станций «Земля» выявляет их существенное различие как по местоположению разломов, так и определению их предельных глубин залегания.

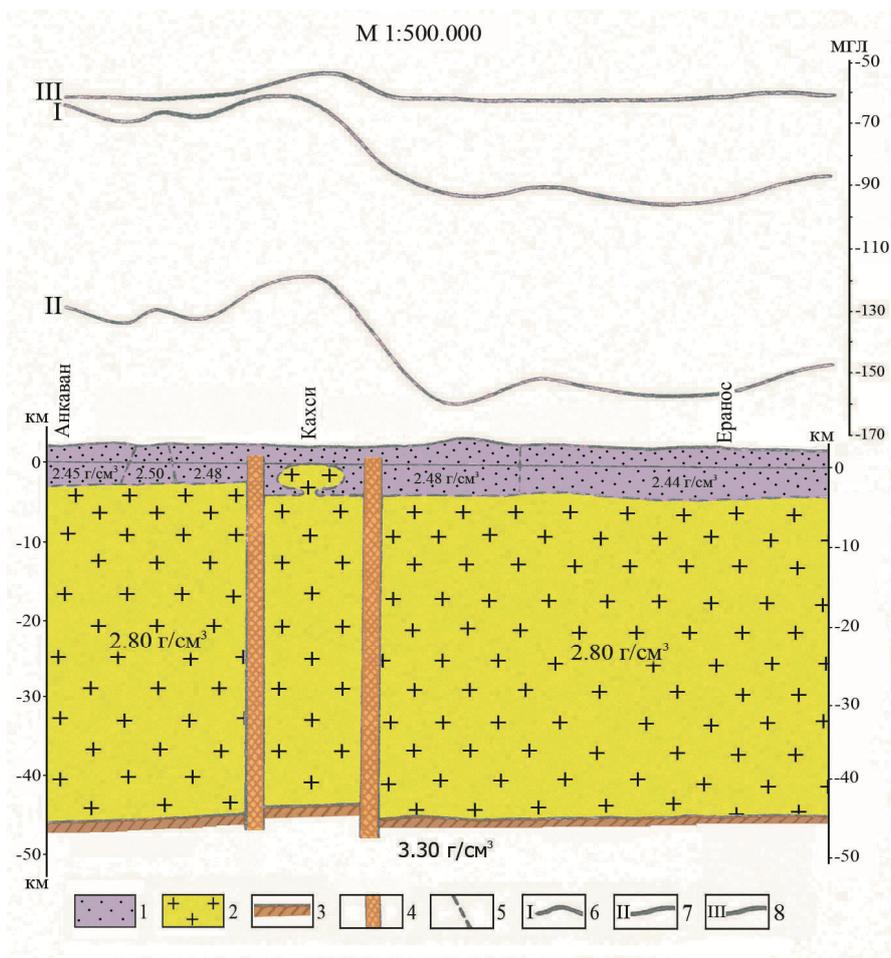


Рис. 1. Модель земной коры по профилю Анкаван-Еранос

1 – осадочный чехол, 2 – консолидированная кора, 3 – верхняя мантия, 4 – зоны разломов, 5 – зоны разломов по данным гравиметрии, 6 – наблюдаемая кривая Δg , 7 – расчетная кривая Δg , учитывающая плотности пород земной коры и нормальные плотности пород мантии, 8 – расчетная кривая Δg , учитывающая аномальные плотности пород мантии, связанные с аномальными температурами

Ераносская интенсивная зона положительных аномалий обусловлена одноименной антиклинальной складкой, сложенной в ядре верхнемеловыми отложениями, окаймленными эоценовыми породами. Согласно новым данным, в осевой полосе Ераносской антиклинали на небольшой площади обнажаются метаморфические сланцы, сходные с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя-докембрия Арзаканского массива. Как видно из вычисленной кривой аномалий силы тяжести (рис. 2), гравитационный эффект Ераносского поднятия меньше, чем величина локальной аномалии.

Это, по-видимому, объясняется тем, что выбранная единая для всей исследованной территории средняя плотность пород палеозойского и эопалеозойского фундамента не отражает в полной мере всех особенностей изменения плотности, существующих в действительности. С этой целью нами были перевычислены аномалии для избыточной плотности $0,4 \text{ г/см}^3$. Сопоставление локальной и вычисленной аномалий показывает полное их совпадение [3].

Сопоставление данных гравиметрии и геологии показывает, что ряд известных локальных антиклинальных структур, сложенных породами палеозоя, мезозоя и палеогена отмечается в виде локальных максимумов, а разделяющие их синклинали – локальными минимумами силы тяжести.

По гравиметрическим данным оказалось возможным подразделить гравитационные зоны наряд относительных максимумов и минимумов, соответствующих выступам и

впадинам в кристаллическом фундаменте, охарактеризовать их границы и в отдельных случаях выявить локальные структуры третичных и более древних осадочных отложениях, возможно, перспективных в отношении нефти и газа.

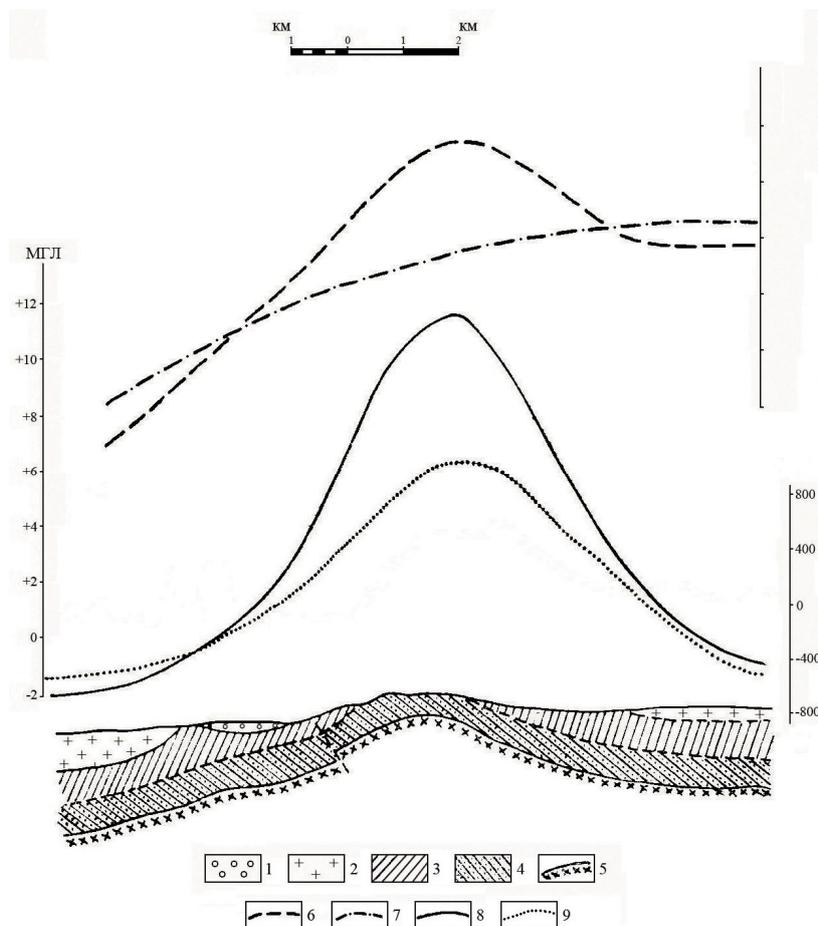


Рис. 2. Наблюдаемая и вычисленная кривые Δg над Ераносской антиклиналью

1 – озерные отложения и покровные базальты, 2 – олигоцен, 3 – эоцен, 4 – мел, 5 – нижний палеозой-докембрий, 6 – наблюдаемая кривая аномалий силы тяжести, 7 – региональная кривая аномалий силы тяжести, 8 – местная кривая аномалий силы тяжести, 9 – вычисленная кривая аномалий силы тяжести

Отметим, что генерация термальных вод в источнике Анкавана (температура воды на основном участке достигает 42°), возможно, связана с мантийно-литосферным теплом, находящимся под этой зоной.

Список литературы

1. Алексидзе М.А. Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии. М., Наука, 1987. 336 с.
2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». 2009. 231 с.
3. Геология Армянской ССР, Том X, «Геофизика». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972. 67 с.
4. Назаров А.Г., Акопян Ц.Г. Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1975. 226 с.
5. Фиданян Ф.М., Оганесян А.О. Корреляционный анализ физических параметров горных пород по профилю ГСЗ Армаш-Бавра. Научные труды конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА (октябрь 2003г., г.Гюмри). Изд. НАН РА, г. Гюмри, 2004. С. 143–148.
6. Чибухчан З.О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1985. 185 с.

КАРБОНАТНЫЙ МАССИВ ВАНСВИК (VANGSVIK) В КОМПЛЕКСЕ БАЛТИЙСКИХ КАЛЕДОНИД

Т.В. Антоновская¹, Е.М. Тропников², А.Р. Котельников³

¹Ухта, Республика Коми, e-mail: tat-atv@yandex.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: tropnikov.83@mail.ru

³ИЭМ РАН, Черногловка, e-mail: kotelnik1950@yandex.ru

Карбонатный массив Вансвик расположен в западной части Балтийского щита в области каледонид (юго-восток острова Сенья Запалярной Норвегии); входит в состав Сенья-покрова Верхнего Аллохтона [6, 7], образовавшегося в ордовикско-силурийское время в результате надвигания на западный борт Балтийского щита додевонских осадочных отложений океана Япетус [10]. Возраст массива предполагается вендский по аналогии с коррелируемыми соседними регионами [8, 10, 11, 13] (рис. 1).

Массив расположен вдоль автодороги, ведущей в посёлок Вансвик, представляет собой обнажение высотой до 3 м и протяжённостью до 20 м, края которого наклонены под углом до 30 градусов; имеет трёхслойное плитчатое строение с толщиной плит до 0,5–1 м, разделённых друг от друга субгоризонтальными сдвиговыми нарушениями, разбит на блоки субвертикальными и наклонными трещинами (рис. 2а).

Разрез сложен метаморфизованными карбонатными породами, тонко- горизонтально-волнисто-линзовидно переслаивающимися со слюдистым и кремнистым материалом, с элементами будинирования (рис. 2б). Выделяются трещины тектонические и выветривания. Тектонические трещины, в основном, залечены почвенным материалом, ширина их раскрытости до 3 см и более. По линиям трещин наблюдается незначительное смещение блоков друг относительно друга. Участками наблюдаются субвертикальные трещины сдавливания, боковые стенки которых плотно соприкасаются друг с другом. Современные субвертикальные трещины выветривания образовались за счёт затекания метеорных вод в новообразованные выветрелые пустоты в верхней части массива, раздвигая породы в зимнее время, когда вода переходит в лёд (см. рис. 2а).

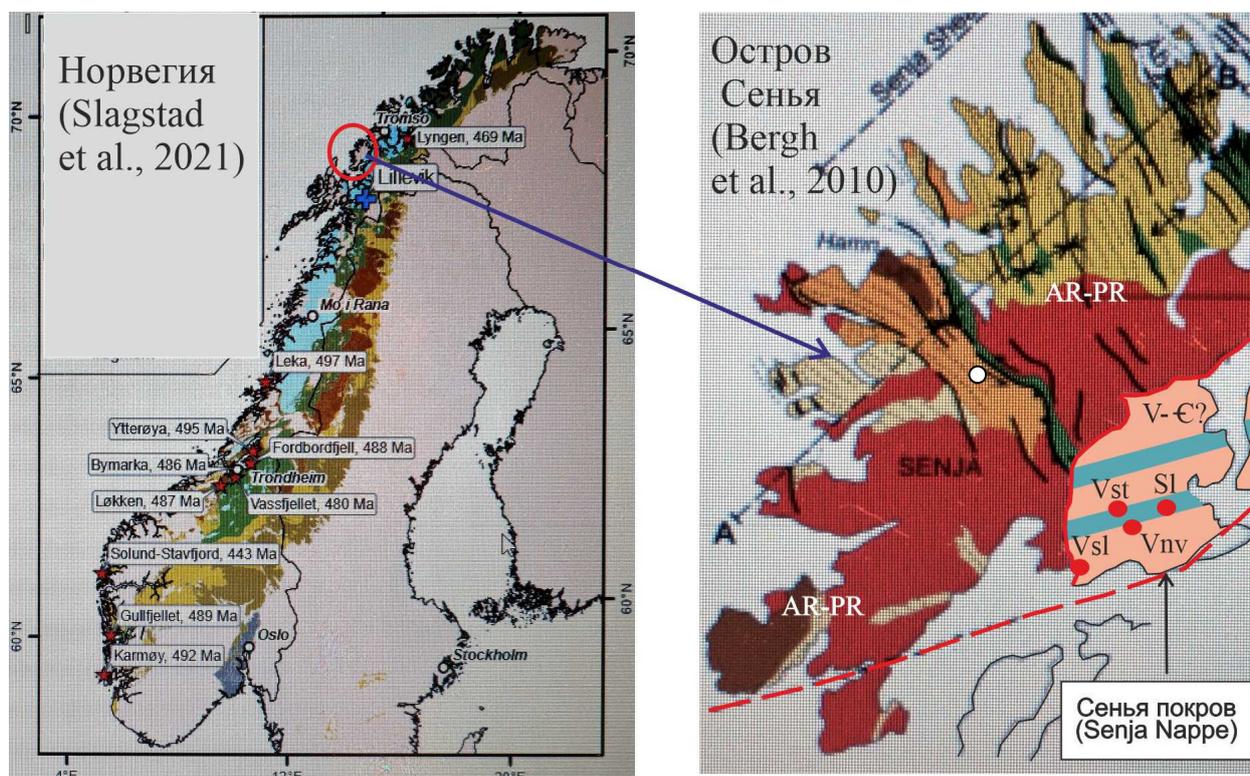


Рис. 1. Обзорная схема (карбонатный массив Вансвик – Vnv) по [7, 13]

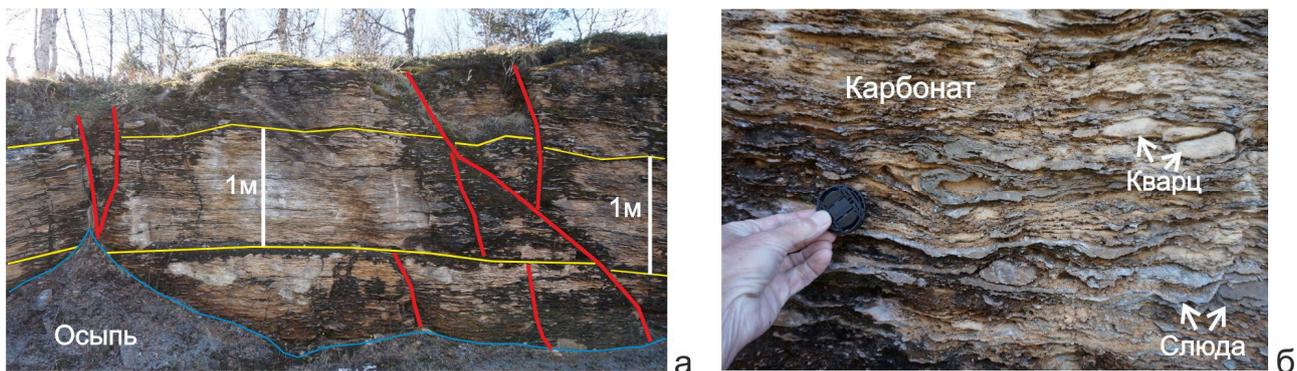


Рис. 2. Строение (а) и состав (б) карбонатного массива Вансвик

Согласно данным петрографических исследований с помощью оптического и электронного микроскопов, карбонаты сложены известняками; представлены преимущественно кальцитом (Calc), сильно мраморизованным; слюды – мусковитом (Mus), хлоритом (Chl) и биотитом (Bt), редко – каолинитом (Caol); кремнистый материал – вторичным кварцем (Q), участками кварцитовидного облика (рис. 3).

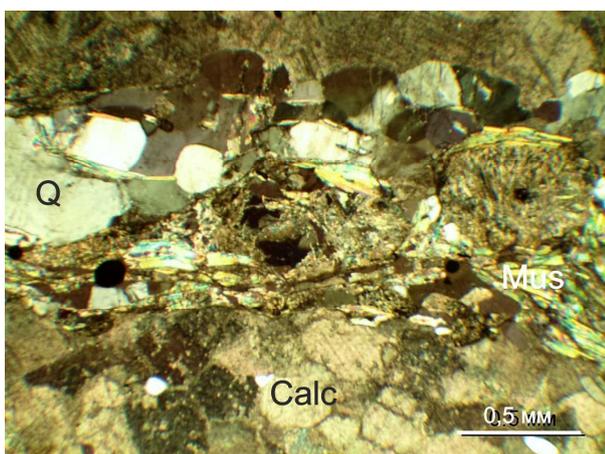


Рис. 3. Петрографический состав пород карбонатного массива Вансвик

Кальцит (Calc) хемогенный (возможно – биохемогенный) от мелко- до крупнокристаллического, преобладает среднекристаллический. Кварц (Q) – от средне- до грубозернистого, часто - бесформенный. Слюды – тонкопластинчатые. Толщина кальцитовых и слюдисто-кремнистых слоев варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров; взаимное сочетание их витиеватое, осложняется элементами будинирования кремнистого материала, незначительного смещения; общее тонко-субгоризонтальное напластование по всему обнажению сохраняется. Кальцит корродируется кислыми метеорными водами и вымывается процессами выветривания, а более устойчивые минералы слюд и кремния тонкими миллиметровыми пластинами выпирают наружу до нескольких миллиметров вдоль всей стенки разреза также под углом до 30 градусов, как и общий наклон боковых частей массива (см. рис. 2б).

Минералогические и петрологические исследования пород позволили уточнить взаимное расположение минералов друг относительно друга, их химический состав, количественные соотношения, где среди слюд присутствует мусковит двух типов – пластинчатый с натрием (Mus_{8,9}) и сетчатый с хлором (Mus₆), биотит – с фтором (Bt_{4,5}) и хлором (Bt_{1,5}) (рис. 4). Также выделены редкие зёрна каолинита (Caol), по трещинам которого обнаружен хлорит (Cl₇) низкотемпературный (178°C); а в трещинах биотита, в

ассоциации с ним, хлорит (Cl_2) имеет более высокую температуру образования ($217^{\circ}C$) [9]. Биотит по химическому составу высокомагнезиальный (0,86–0,87), находится посередине между миналами биотита – истонитом и флогопитом [5], то есть первоначальный минерал (монтмориллонит) [4] имел осадочное происхождение. Наличие мраморизованного кальцита (Calc) и биотита (Bt) позволяет сказать, что породы претерпели прогрессивный метаморфизм до $500^{\circ}C$, а также - регрессивный, зафиксированный минералами хлорита; в целом не превышает крайних пределов зеленосланцевой фазы метаморфизма [4]. Поэтому мы наблюдаем только вторичный кварц (Q), часто бесформенный, заполняющий пустоты между кальцитовыми и слюдястыми зёрнами (см. рис. 4). О вторичной природе кварца говорит и отсутствие его волнистого погасания в оптическом микроскопе. Присутствуют аксессуарные минералы рутила (TiO_2), возможно, связанного с вулканогенным пеплом, а также – зёрна фторапатита ($Ap(F)$), природа которого может быть и аутигенной (с биогенным вмешательством), судя по форме зёрен и химическому составу минералов, включающих кремний, железо и хлор.

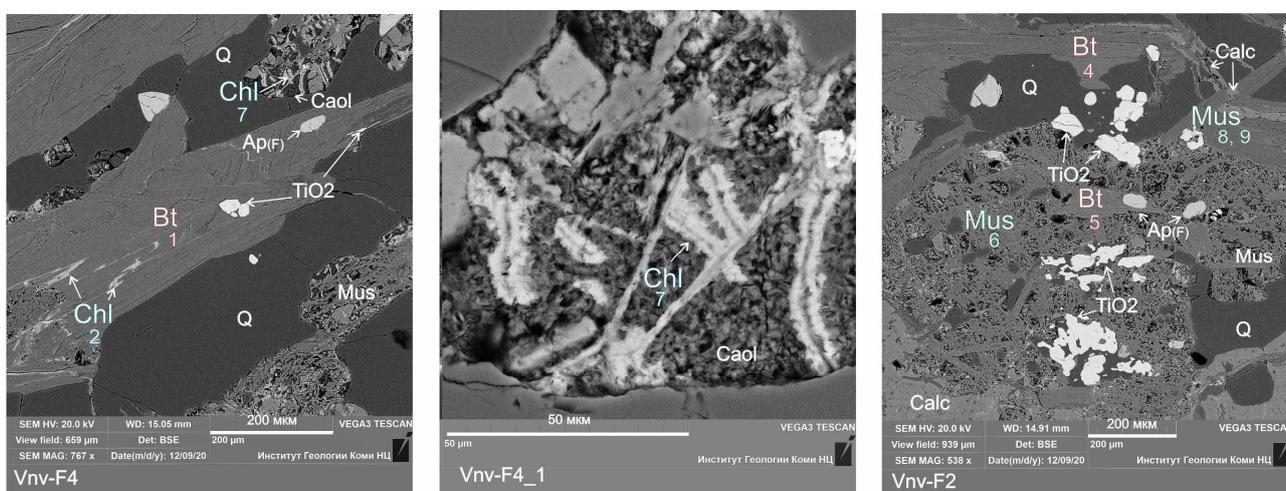


Рис. 4. Минеральный состав пород карбонатного массива Вансвик

(условные обозначения – по ходу текста)

Карбонатный массив Вансвик, осадочные породы которого претерпели прогрессивный и регрессивный динамотермический метаморфизм, дойдя до глубокой стадии зеленосланцевой фазии во время надвигообразовательных (O, S_{1-2}), субдукционных (S_2) и коллизионных (S_2-D_1) процессов каледонской эпохи тектогенеза в раннепалеозойское время, завершившихся в раннем девоне (D_1) каледонским горообразованием с выходом на дневную поверхность [12], и в течение почти 400 млн лет подвергающихся химическому и физическому выветриванию, в настоящий момент представлен сильно преобразованным от своего первичного состояния. Авторы данной работы полагают, что массив Вансвик является строматолитовым, крайне видоизменённым вышеперечисленными процессами. На эту мысль натолкнул внешний строматолитоподобный облик массива, где ещё можно увидеть зарождающиеся строматолиты, но не успевшие развиться в столбчатые, остановленные резко изменившимися внешними физико-химическими условиями. Первоначальное их формирование могло происходить при очень низком стоянии воды, с периодическим пересыханием (условия нижней части супралиторали и начала литорали, до первых метров воды), поэтому строматолитовые полноценные столбики не сформировались, или уплотнились в результате динамотермического метаморфизма, который пришлось претерпеть этим породам. Цианобактериальные комплексы, широко развитые в вендском морском бассейне в Восточной Сибири [1, 2], могут дать некоторые сведения о генезисе одновозрастных комплексов в океане Япетус, в его прибрежной восточной части, омывавшей западные берега Балтийского щита, ещё до начала надвигообразовательных процессов,

которые активизировались здесь в ордовике-силуре [10, 12]. Цианобактерии в результате своей жизнедеятельности не только забирали избыточный кальций из морской воды, формируя свой внешний слой, но также изменяли pH среды, превышающей 7,8 (известняковый барьер, доказанный Крамбейном и Гаррелсом (Krumbein, Garrels) в 1952 г.), но не более 8,8 [2], так как в свободную фазу выпадал преимущественно кальцит (см. рис. 3). Поэтому природа кальцита здесь может быть не чисто хемогенной, а биохемогенной, типичной для всего докембрийского карбонатообразования [2]. Когда слой кальцита над сообществом цианей становился значительным, не проводящим солнечного света в той мере, какой был необходим для развития данных организмов, они формировали ходы сквозь кальцитовые слои и выходили на поверхность кальцитовой корки, продолжая генерировать себе подобных особей в мириадных количествах до следующей кальцитовой корки, формируя пластовый вид строматолитов – биостромы [3, с. 110]. Так продолжалось до тех пор, пока уровень воды не стал превышать предельно допустимой комфортности для процветания цианобактериального сообщества. Не исключено, что их развитие прервала вулканическая деятельность продолжающегося раскрываться Япетусского рифта, и начавшиеся надвигообразовательные события. Данная идея предложена авторами доклада впервые, поддерживается не всеми литологами, с которыми авторы консультировались, и предлагается в качестве дискуссионной.

Как дополнение, не исследованное пока авторами детально, необходимо добавить, что обнажение Вансвик находится выше уровня моря примерно на 100 м. Ниже, по дороге к посёлку Вансвик, около сотни метров от обнажения разрабатывается карбонатный карьер, высота которого более 20 м. Возможно, массив Вансвик представляет собой верхнюю, облекающую часть крупного массивного карбонатного объекта, ныне погребённого.

Вывод: карбонатный массив Вансвик может иметь строматолитовую природу ввиду наличия в отдельных участках разреза зарождающихся строматолитов (см. рис. 2б), и общей палеогеографической обстановки осадконакопления в вендском океане Япетус [12].

Список литературы

1. Белонин М. Д., Белоновская Л. Г., Булач М. Х., Гмид Л. П., Шиманский В. В. Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и её сопредельных территорий. В 2-х книгах. Книга 1. СПб.: «Недра», 2005. 260 с.
2. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
3. Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980.
4. Мейсон Б. Основы геохимии. Пер. с англ. Т.М. Суцевской, под ред. проф. В.В. Щербини. М.: Недра, 1971. 312 с.
5. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
6. Bergh S. G., Andresen A. Geochemical evidence for a rift-related origin of metadolerites within the Senja Nappe, Troms, North Norwegian Caledonides // Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 67. Oslo, 1987. P. 25–37.
7. Bergh S.G., Kullerud K., Armitage P.E.B., Zwaan K.B., Corfu F., Ravna E.,J.K., Myhre P.I. Neoproterozoic tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway // Norwegian Journal of Geology, Vol. 90. Trondheim, 2010. P. 21–48.
8. Bjerkpård T., Slagstad T., Henderson I.H.C., Sandstad J.S., Schönenberger J. Geology and gold mineralisation in the Mauken Precambrian basement window, Målselv, Troms, northern Norway // Norwegian Journal of Geology. Vol 95. 2015. Nr. 3–4. <http://dx.doi.org/10.17850/njg95-3-08>
9. Cathelineau M., Neiva D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral Petrol. 1985. Vol.91. P. 235–244.
10. Hollocher K., Robinson P., Kennedy C., Walsh E. Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region, Norway: petrology and metamorphic record // Norwegian Journal of Geology, Vol. 94. Oslo, 2015. P. 283–303.
11. Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Pokrovsky B.G., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Lindahl I., Konstantinova G.V., Melnikov N.N. Chemostratigraphic insight into deposition of the Melkedalen

- Marble, Narvik Nappe Complex, North-Central Norwegian Caledonides // Norwegian Journal of Geology, Vol. 94. Trondheim, 2014. P. 35–52.
12. Skjeseth S. Norge blir til. Norges geologiske historie. Oslo, 1996. 88 p.
 13. Slagstad T., Anderson M., Saalman K., Hagen-Peter G. The >494 Ma Lillevik ophiolite fragment (Gratangseidet Igneous Complex) near Narvik, Scandinavian Caledonides // Norwegian Journal of Geology, 2021. <https://dx.doi.org/10.1785/njg100-4-5>. 19 p.

НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ АНОМАЛИИ В ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Я.Г. Аухатов

ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань
e-mail: yan-89178823520@yandex.ru

Системный подход в разработке шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры позволила установить, что основные природные явления в геодинамике (накопление вещественных комплексов, в т.ч. магматических, структурообразование, горообразование, сейсмичность, формирование руд и углеводородов) обусловлены процессами надвигания горных масс [3]. Особенно ярко системный подход проявляется в работах Тамары Тимофеевны Казанцевой, посвященных изучению геодинамических аспектов геологических проблем горы Янгантау. В их основе: эволюция существующих представлений о происхождении тепловых аномалий [6, 8]; особенности, связанные с тектоническим положением изучаемого объекта в области сочленения разнородных структур – Каратауского аллохтона и Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба [7]; контрастность вещественного выполнения и структурной геологии [7]; результаты проведенных палеотемпературных и сейсмотектонических исследований; исторические и современные сведения по землетрясениям региона [4]. В результате доказана тектоническая природа происхождения тепла лечебных источников горы. Акцентируется внимание на генезисе сланцевых пород битуминозной янгантауской свиты артинского яруса перми в сопоставимости с домаником верхнего девона и инфрадомаником среднего девона и предложена возможность решения технологических проблем извлечения углеводородов из сланцевых толщ на основе геодинамических, теоретических и опытных данных [5].

Согласно Т.Т.Казанцевой в строении горы Янгантау участвуют отложения янгантауской свиты (типа доманика), представленные в основном темно-серыми, почти черными битуминозными мергелями. В наиболее битуминозных разностях количество органического вещества достигает 14,7% и поэтому они рассматриваются как нефтематеринские породы. В соответствии с деформационно-декомпрессионной концепцией происхождения углеводородов, разработанной Т.Т. Казанцевой с соавторами (М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Н.А. Зуфарова), углеводороды в янгантауской свиты образуются во время тектонического сжатия и тектонических подвижек компетентных пород по некомпетентным породам типа доманика, где механическая энергия переходит в тепловую. Образование трещин в доманиках янгантауской свиты создавало условия для проникновения воздуха и воды, что способствовало окислению органического вещества, углеводородов, сульфидов железа, что привело к процессам горения и гидротермальной деятельности. Сегодня такие условия создаются искусственно – закачкой воздуха и воды в баженовские отложения Надымском районе Западной Сибири для добычи сланцевой нефти. Современные методы получения сланцевой нефти предполагают бурение горизонтальных скважин с последующими многократными гидроразрывами пласта. Часто необходимо проводить термический и химический разогрев пласта.

Благодаря опубликованным работам Т.Т. Казанцевой автором было опубликовано статья «Янгантауская литолого-геодинамическая модель образования нефтяных углеводородов», в которой было показано развитие геотемпературных аномалий в доманикоидных отложениях нефтеазоносных бассейнов (Западная Сибирь, Волго-Уральская область) [2].

В ходе эксплуатационного разбуривания Среднеобской группы месторождений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции автором были обобщены причины аварий

со срезанием и смятием обсадных колонн. Было установлено, что глубины срезания и смятия колонн приурочены к интервалам отложений люлинворской, березовской и баженовской свит, которые формировались в условиях некомпенсированного осадконакопления [1]. Развитие удвоенных разрезов баженовской и георгиевских свит, аномальные разрезы баженовской свиты, развитие диапиров для люлинворских и кузнецовских отложений, а также сейсмические материалы (рис. 1) дали возможность автору рассматривать надвиговые движения причиной деформирования обсадных колонн. Название «аномальные разрезы» получили такие разрезы баженовской свиты, в которых битуминозные глины расслоены песчано-алевритовыми и глинистыми небитуминозными породами. При этом наблюдается увеличение общей мощности баженовской свиты до 60–90 м, при средних значениях 20–30 м. Автором было установлено так же, что в пределах развития «аномальных» разрезов баженовской свиты наблюдается аномальное повышение температуры. Коллектора с горизонтальной трещиноватостью в баженовской свите типа баженинов, из которых идет добыча сланцевой нефти из Салымских месторождений Среднего Приобья, характеризуются повышенными пластовыми температурами и аномально высокими давлениями [2].

Как следует из н рис.1, отражающий горизонт Б (баженовская свита) в результате надвиговых движений разорваны, надвинуты друг на друга.

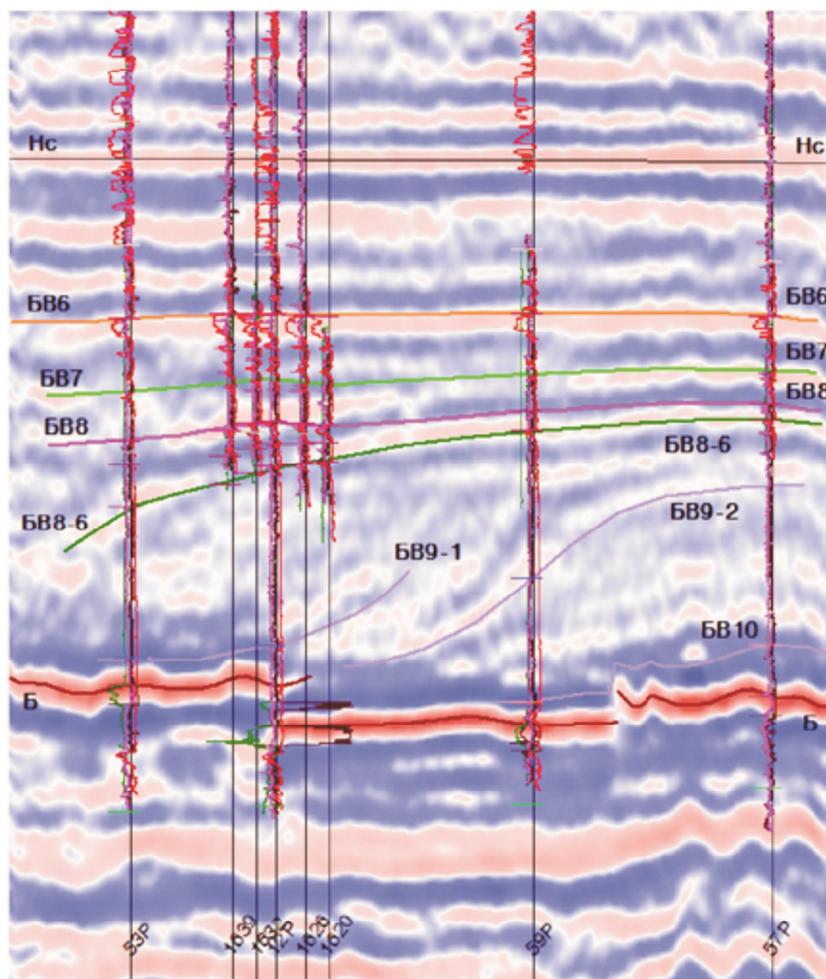


Рис.1. Временной сейсмический разрез по линии скважин 53P-57P (Ватьеганское месторождение, Среднее Приобье, Западная Сибирь)

В 70-е годы прошлого столетия Стерлитамакская ГПК объединения «Башнефть» проводила работы на территории Южного Приуралья. Ю.В.Казанцев и Т.Т.Казанцева, отмечали об искривлении стволов скважин в местах пересечения ими плоскостей надвижения

[4]. Также отмечали довольно часто встречающиеся в практике буровых работ на нефть и газ осложнения, выражающиеся смятии обсадных колонн. При этом замечено как по зонам разрывов неоднократно возобновлялось смещение горных пород, которое происходило плавно, либо скачкообразно. Было предположено, что после прекращения тектонических движений горные породы определенное время сохраняли остаточную упругую энергию. Это дало основание авторам полагать, что некоторые надвиги в современный период являются сейсмически активными.

Керимов М.А. и другие [11] нарушение обсадных колонн связывает с сейсмоактивными зонами. Они обратили внимание на то, что наиболее крупные в данном регионе месторождения нефти приурочены к наиболее активным звеньям региональных пограничных зон, выделенных по результатам повторного нивелирования. В этих зонах отмечается наибольшее число смятия обсадных колонн. И хотя не отмечено ни одного случая смятия обсадных колонн при бурении сразу после землетрясений, тем не менее авторы считают, что косвенно данные процессы взаимосвязаны. Очевидно, после землетрясений возможно появление новых тектонических разрывов и трещин или повышение активности уже имеющихся.

В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции срезание обсадных колонн приурочено к интервалам, где отложения формировались в условиях некомпенсированного осадконакопления (калиновская свита казанского яруса, кыновский горизонт верхнего девона, семилукско-бурегские отложения верхнего девона). «Аномальные разрезы» кыновского горизонта судя по аналогии с баженовской свитой (Западная Сибирь) формировались в результате надвиговых движений и сопровождалась увеличением их общей мощности. Крупные деформации по этим отложениям приводят к микросейсмичности, а иногда сейсмичности высоких баллов (землетрясения в Татарстане). Деформация аргиллитов и изотермы кыновского горизонта по Южно-Татарскому своду, а также срезания обсадных колонн и эпицентрами землетрясениями приведены на рис. 2.

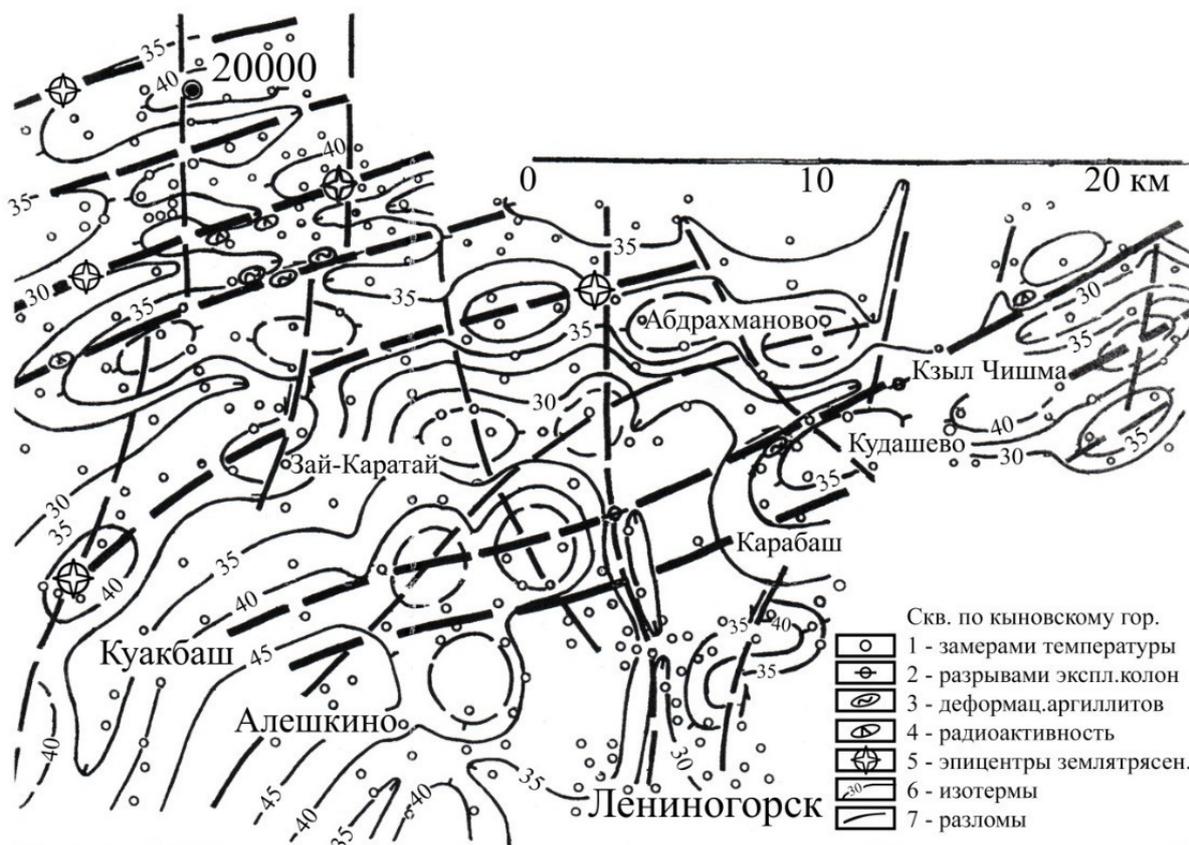


Рис. 2. Изотермы и деформаций кыновского горизонта Южно – Татарского свода (по материалам И.Х. Кавеева, переданных автору).

Аргиллиты кыновского горизонта несут следы интенсивного механического давления: они сильно перемяты, раздроблены, содержат многочисленные зеркала скольжения [12].

В настоящее время в Республике Татарстан выявлены десятки промышленной залежи в дамникоидных отложениях семилукско-бурегского возраста [12]. Как отмечают авторы пластовые давления замеренные как при испытании пластов пластоиспытателями КИИ-146, так и в колонне обычно 5–10% выше гидростатического. При этом в нижележащим терригенном девоне на этих площадях нефтеносных пластов нет, а отложения кыновского горизонта с увеличенной мощностью. Эти данные позволяют говорить о надвиговой природе тепла для продуцирования углеводородов в доманиковых отложениях семилукско-бурегского возраста.

Таким образом, гора Янгантау является моделью для изучения процессов нефтегазообразования в доманиковых отложениях и для добычи сланцевой нефти [2]. При поиске геотемпературных аномалий для прогноза залежей углеводородов в доманиковых отложениях наиболее перспективным является использование методики видетепловизионной генерализации Мухамедиарова [13] на основе надвиговой тектоники.

Список литературы

1. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах Западной Сибири // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии, №9, 2004. С.110–112.
2. Аухатов Я.Г. Янгантауская литолого-геодинамическая модель образования нефтяных углеводородов //Осадочная геология Урала и прилегающих регионов сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. 2018. С. 39–40.
3. Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Известия отд. Наук о Земле и экологии АН РБ, №5, 2000. С.15–46.
4. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Сейсмотектоника и нефтенакпление // Вестник Академии наук РБ, Т.13, №2, 2008. С. 12–20.
5. Казанцева Т.Т. О генезисе термальных источников г. Янгантау на Южном Урале // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии, № 1 (25), Астрахань, 2007. С. 68–70.
6. Казанцева Т.Т. О происхождении и сохранении феномена горы Янгантау // Вестник Академии наук РБ, Т.19, №3, 2014. С.16–28.
7. Казанцева Т.Т. Структурно-тектонический фактор в генезисе тепловых аномалий горы Янгантау // Геологический вестник. 2018. №1. С. 83–97.
8. Казанцева Т.Т. К эволюции представлений на происхождение тепловых аномалий горы Янгантау // 12 Межрегиональная научно-практическая конференция. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Уфа 21–23 мая 2018 г. С. 14–18.
9. Казанцева Т.Т. К проблемам нефтегазовой геологии горы Янгантау в геодинамическом аспекте (Башкирия, Ю. Урал) // Актуальные проблемы нефти и газа, Вып. 3(26), 2019. С.1–18.
10. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа, 1979. 63 с. (Препринт).
11. Керимов М.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. Сейсмичность и техногенные аварии на объектах нефтяной промышленности Чеченской Республики // Вест.ТГУ, Т.17, Вып.3, 2012. С. 1026–2020.
12. Муслимов Р.Х., Панарин А.Т., Грунис Е.Б. и др. Формирование залежей нефти в семилукско-бурегских отложениях // Геология нефти и газа, №1, 1989. С. 43–48.
13. Мухамедиаров Р.Д. Метод тепловизионной генерализации и полупрозрачности глубинных структур Земли // Материалы Международной научно- практической конференции. «Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа» – Казань: Изд-во «ФЭН», 2010. С. 312–317.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ДАННЫЕ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

Р.Р. Ахмедова, С.В. Мичурин
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: delmukhametovar@mail.ru

Полевые шпаты образуют одну из наиболее распространенных групп каркасных силикатов. Эти минералы кристаллизуются в моноклинной (ортоклаз, санидин) или триклинной (альбит, микроклин) сингониях. В тетраэдрических позициях низкотемпературных полевых шпатов существует упорядоченное в той или иной степени распределение атомов Al и Si, переходящее в неупорядоченное в высокотемпературных модификациях [4]. Охарактеризовать эти состояния можно с помощью колебательных спектров [1]. Изоморфные замещения в катионных позициях влияют на положение полос колебаний сложных анионов и катионная упорядоченность, приводящая к понижению симметрии кристалла, отражается на числе полос в ИК-спектре и может быть исследована этим методом [4]. Определение степени упорядоченности по колебательным спектрам калиевых полевых шпатов рассматривается многими исследователями [3, 7, 8].

Объектом исследования выбраны калиевые полевые шпаты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея. Отложения свиты являются базальными слоями каратауской серии верхнего рифея и представлены разномасштабными песчаниками с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Зильмердакская свита объединяет (снизу) бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты. Бирьянская подсвита является наиболее типичной для зильмердакской свиты и имеет преимущественное распространение среди других подсвит [2]. В ее составе преобладают полевошпатово-кварцевые, аркозовые, субаркозовые и кварцевые разномасштабные песчаники, местами переходящие в гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты, иногда содержащие прослои и пачки алевролитов, аргиллитов, доломитов [2, 5]. Окраска пород желтовато-, светло-, розовато-серая, коричнево-красная различной густоты. Общая мощность отложений бирьянской подсвиты в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале изменчива и составляет ~500–2000 м.

По данным В.И. Козлова [2], количество полевых шпатов, представленных плагиоклазом, микроклином и ортоклазом, в песчаниках бирьянской подсвиты колеблется от 5 до 30%. Обычно калиевые полевые шпаты имеют розовую окраску, представлены хорошо- и угловато-окатанными зёрнами, размер которых, как правило, не превышает 5 мм, редко достигает 3 см [2; 6]. Иногда они имеют таблитчатую и призматическую формы. Согласно ранее проведенным петрографическим наблюдениям [2], в песчаниках подсвиты ортоклаз и микроклин присутствуют примерно в равных пропорциях, а плагиоклаз в большинстве случаев отмечается в единичных зёрнах, редко достигая 1–2% от общего количества полевых шпатов. Цель наших исследований – по данным ИК-спектроскопии охарактеризовать калиевые полевые шпаты бирьянской подсвиты и определить степень их упорядоченности. Полученные данные могут быть использованы для характеристики раннерифейских источников сноса обломочного материала.

ИК-спектры поглощения зарегистрированы на ИК-Фурье-спектрометре «i-Red7800u-L» в ИГ УФИЦ РАН в спектральной области 350–4000 см⁻¹. Для исследований из песчаников отбирались макроскопически однородные зёрна полевых шпатов или их сколы размером около 3–4 мм. Истертые образцы таблетировали с KBr в массовом соотношении 1:99 с помощью гидравлического пресса «Press 15». Навеска образца составляла 2 мг. Результаты ИК-спектроскопического исследования калиевых полевых шпатов бирьянской подсвиты представлены на рисунке.

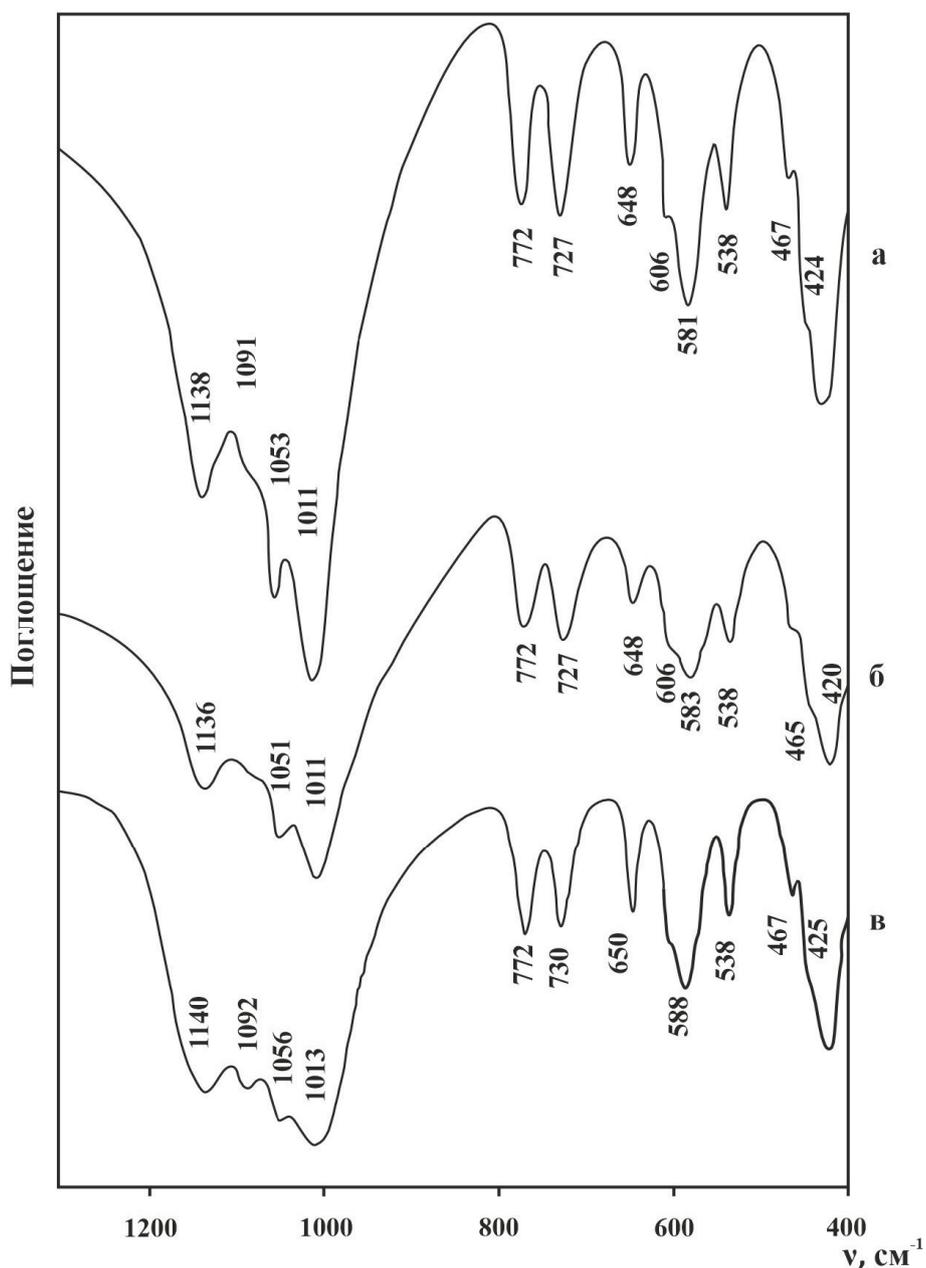


Рис. ИК-спектры калиевых полевых шпатов из песчаников бирьянской подсвиты (а, б) и эталонного микроклина (в, по [4])

Большая часть колебаний в каркасных силикатах отвечают внутренним колебаниям трехмерного каркаса [4; 8]. Полосы в диапазоне 1200–1000 см^{-1} относятся к валентным колебаниям (изменение длины связи) ассиметричной связи Si–O–Si. К валентным симметричным колебаниям Si–O–Si относятся полосы в области 800–500 см^{-1} . Ниже 500 см^{-1} проявляются полосы деформационных колебаний (изменение одного и более углов связи) Si–O–Si. Общей чертой строения этих минералов является полное вхождение алюминия в состав сложного аниона, который содержит лишь связи (Si, Al)–O–(Si, Al) и не содержит так называемых концевых связей (Si, Al)–O. Основным строительный блок каркаса состоит из четверных колец тетраэдров SiO_4 и AlO_4 , соединяющихся в цепочки. В общем случае, центры колец, занятые катионами Si^{4+} и Al^{3+} имеют структурно различные позиции. Для нейтрализации отрицательного заряда каркаса при замене Si^{4+} на Al^{3+} полости каркаса дополнительно заполняются молекулами воды или катионами металлов (Na, K, Ca, Ba) [9].

Спектры низкотемпературного альбита и ортоклаза в области 800–500 см^{-1} содержат восемь полос, спектры санидина и высокотемпературного альбита – шесть, причем основные

различия проявляются в интервале 790–720 см⁻¹. Также в этой области в структурах с упорядоченным распределением Si и Al (низкий альбит, ортоклаз) наблюдаются четыре полосы, а в неупорядоченных полевых шпатах всего две [4]. Исключением является спектр микроклина, в котором в области 790–720 см⁻¹ наблюдаются лишь две полосы, несмотря на упорядоченное расположение Si и Al. Как видно из полученных нами данных (см. рис.), ИК-спектры калиевых полевых шпатов из песчаников бирьянской подсвиты полностью соответствуют спектру микроклина.

Степень Si/Al-упорядоченности в калиевых полевых шпатах характеризуется величиной, называемой «инфракрасной упорядоченностью» [3, 8]. Ее количественная оценка в шкале от 0 до 1 вычисляется по формуле $Q = 0.05 (\Delta\nu - 90)$. Величина $\Delta\nu$ определяется как разность волновых чисел максимумов поглощения 650–600 см⁻¹ (ν_1) и 550–500 см⁻¹ (ν_2) [3, 8]. При уменьшении степени упорядоченности наблюдается сближение максимумов полос ν_1 и ν_2 , при этом $\Delta\nu$ закономерно уменьшается от микроклинов к санидинам. Степень ИК-упорядоченности составляет 0,8–1 для микроклинов, 0,1–0,8 для ортоклазов, 0–0,1 для санидинов [7]. По результатам исследованных нами калиевых полевых шпатов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, рассчитанная величина Q равна 1, т.е. является максимальной для микроклинов. Таким образом, по полученным данным ИК-спектроскопии, в песчаниках бирьянской подсвиты из калиевых полевых шпатов встречаются преимущественно максимально упорядоченные микроклины.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Астапова Е.С., Ванина Е.А., Шумейко Е.В., Стриха В.Е., Моисеенко В.Г. Упорядоченность соединений ряда $KAlSi_3O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ // Доклады Академии наук, Т. 410, №2, 2006. С. 179–182.
2. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. Москва: Наука, 1982. 128 с.
3. Кузнецова Л.Г., Липатова Э.А. Инфракрасные спектры поглощения основных породообразующих минералов. Методические указания. Л.: ПКООП ВСЕГЕИ, 1973. 108 с.
4. Куражковская В.С., Боровикова Е.Ю. Инфракрасная и мессбауэровская спектроскопия кристаллов. Учебное пособие. М.: Геологический факультет, 2008. С. 39–42.
5. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
6. Мичурин С.В., Казбулатова Г.М., Самигуллин А.А., Шарипова А.А. Геохимические особенности бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея в связи с вопросами рудогенеза (хр. Зильмердак, Южный Урал) // Геологический вестник, №3. 2023. С. 13–25. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-2
7. Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитегрмальном золото-серебряном месторождении (Южная Камчатка) // Доклады академии наук, Т. 412, №6, 2007. С. 794–798.
8. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 174.
9. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 208 с.

ФОРАМИНИФЕРЫ РОДА *NEVILLEA* CONIL ET LIS, 1980 В РАЗРЕЗАХ РЕКИ СИКАСИ ЮЖНОГО УРАЛА

Е.Ю. Башлыкова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: duss_06@mail.ru

В верхневизейских отложениях реки Сикаси Южного Урала встречены представители подсемейства *Mstiniinae* Lipina, 1989 с биморфной раковиной, условно подразделенной на две части: «свернутую» и «развернутую». Данные фораминиферы относятся к роду *Nevillea* Conil et Lis, 1980. Находки представителей данного рода достаточно редки.

Название рода ранее публиковалось как *Georgella* и *Nevillella*. Conil and Lys (1977) использовали *Georgella*, но название оказалось преокупированным у арахнид. *Nevillea* было предложено Конилем и Лисом (Conil and Lys (Conil et al., 1980), но также оказалось преокупированным у моллюсков, поэтому Conil and Lys in Conil (1980) переименовали его в *Nevillella*. Позднее (Loeblich et Tappan, 1988) название рода моллюска было уточнено как *Nevillia*. Поэтому, как показал П. Козар [4], корректно пользоваться родовым названием фораминифер *Nevillea*.

Ранее представители *Nevillea* уже упоминались в разрезе Сиказа 2 (у поворота) - [6, fig.7 k] в алексинском горизонте.

В Международной базе фораминифер (World Foraminifera Database) [7] указан только один вид *Nevillea* – *Nevillea cordobensis* Co'zar, 2001. П. Козар в своей статье [4] с первоописанием *Nevillea cordobensis* относит к роду вида, ранее описанные под другими родовыми названиями: *Nevillea tetraloculi* (Rausser-Chernousova, 1948); *Nevillea dytica* (Conil et Lys, 1977); *Nevillea tulica* (Ganelina, 1956). Изначально как *Nevillea* описана только *N. cordobensis*; виды *N. tetraloculi* и *N. tulica* описаны как представители *Haplophragmella* Rausser-Chernousova et Reitlinger in Rausser-Chernousova et al., 1936. *Haplophragmella tetraloculi* также частично отнесена П. Козаром к виду *Nevillea cordobensis* [3, табл. III, рис. 2]. Представители *Nevillea tulica* имеют наименьшее число псевдокамер в развернутой части [1, табл. II, рис. 6, 7] *Nevillea dytica*, согласно Международной базе фораминифер, отнесена к роду *Mstinia* Dain, 1953. Поскольку в Справочнике по систематике [2], не приведен видовой состав родов, необходимо уточнение морфологических признаков спорных видов и ревизия их систематического положения.

Автором было изучено 11 экземпляров, принадлежащих роду *Nevillea*: 3 осевых сечения, 4 медианных сечения полной биморфной раковины, а также 4 косых сечения при общем объеме изученного материала около 500 шлифов из коллекций Геологического музея г. Уфы (коллекция № 640) и ИГ УФИЦ РАН (коллекция № 121). Фотографирование фораминифер в шлифах проведено фотокамерой светового микроскопа «Биоптик СР-400».

Морфологические особенности: наличие ситовидного устья в выпрямленной части и иногда в последних псевдокамерах спиральной части [2], септация чернышинеллового типа в спиральной части [5]. В спиральной части наблюдается 1-2 оборота (рис. 1, № 1, 3, 4). В выпрямленной части наблюдается до 2 (рис. 1, фиг. 1, 4) до 7 псевдокамер (рис. 1, фиг. 5). Общая длина раковины от 0,8 мм (рис. 1, фиг. 1) до 1,9 мм (рис. 1, фиг. 7). Диаметр спиральной части 0,03 мм (рис. 1, фиг. 6) – 0,6 мм (рис. 1, фиг. 8).

Представители рода *Nevillea* встречены в двух разрезах реки Сикаси: Сиказа 2 (у поворота) и Сиказа 3 (у моста) в интервале от тульского до веневского горизонтов верхневизейского подъяруса.

Стратиграфическое распространение: В России: Урал и Подмосковский бассейн. Западная Европа: Испания, Ирландия, Бельгия, Чехия [2].



Рис. 1. Представители рода *Nevillea* Conil et Lis, 1980 в разрезах реки Сикаси Южного Урала. Масштабный отрезок равен 0,2 мм

Фиг. 1. *Nevillea* sp., медианное сечение полной раковины, обр. 632, шлиф 9, разрез Сиказа 2 (у поворота), алексинский горизонт; Фиг. 2. *Nevillea* sp., косое медианное сечение выпрямленной части раковины, обр. 632, шлиф 23, разрез Сиказа 2 (у поворота), алексинский горизонт; Фиг. 3. *Nevillea* cf. *dytica* (Conil & Lys, 1977), медианное сечение полной раковины, обр. 632, шлиф 27, разрез Сиказа 2 (у поворота), алексинский горизонт; Фиг. 4. *Nevillea cordobensis* Co'zar, 2001, осевое сечение полной раковины, обр. 632, шлиф 20, разрез Сиказа 2 (у поворота), алексинский горизонт; Фиг. 5. *Nevillea* sp., медианное сечение полной раковины, обр. 640, шлиф 16, разрез Сиказа 2 (у поворота), веневский горизонт; Фиг. 6. *Nevillea* sp., осевое сечение полной раковины, обр. 642, шлиф 22, разрез Сиказа 2 (у поворота), веневский горизонт; Фиг. 7. *Nevillea cordobensis* Co'zar, 2001, осевое сечение полной раковины, обр. SL-20-9.9, шлиф 13, разрез Сиказа 2 (у поворота), веневский горизонт; Фиг. 8. *Nevillea* cf. *dytica* (Conil & Lys, 1977), медианное сечение полной раковины, обр. SM16, шлиф 10, разрез Сиказа 3 (у моста), тульский горизонт.

Такое многообразие редких форм биморфных фораминифер говорит о максимально благоприятных для фораминиферовой фауны условиях в морском бассейне, существовавшем на территории местонахождения разрезов реки Сикаси в поздневизейское время. Находки представителей *Nevillea* Conil et Lis, 1980 и возникшие спорные вопросы по систематике

говорят о необходимости ревизии данного рода и близкого к нему рода *Mstinia* Dain, 1953, а также схожего по внешним признакам рода *Haplophragmella* Rauzer-Chernousova et Reitlinger in Rauzer-Chernousova et al., 1936.

Список литературы

1. Ганелина Р.А. Фораминиферы визейских отложений северо-западных районов Подмосковной котловины // Микрофауна СССР, т.8 // Гроздилова Л.П. (ред). Ленинград.: ГОСТОПТЕХИЗДАТ, 1956. С. 61–185.
2. Липина О.А., Рейтлингер Е.А. Отряд Toumayellida // Справочник по систематике фораминифер палеозоя // Раузер-Черноусова Д.М. (ред.). М.: Наука, 1996. С. 7–26.
3. Раузер-Черноусова Д.М. Род *Haplophragmella* и близкие к нему формы // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. М.: Изд-во АН СССР, № 19, 1948. С. 166–175. (Гр./Ин-т геол. наук, Геол. сер.; Вып. 62).
4. Cozar P. Dos especies nuevas de los géneros *Nevillea* y *Mikhailovella* (Foraminiferida) en el Visense superior (Mississippiense) del Área del Guadiato (SO de España) // Coloquios de Paleontología. № 52, 2001. P. 3–11.
5. Conil R. et Lys M. Les transgressions dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'évolution des foraminifères. // Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain. T.29, 1977. P. 9–55.
6. 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 Zeitschrift. Vol. 96, No. 2, 2022. P. 495–516.
7. Hayward, B.W.; Le Coze, F.; Vachard, D. et al. World Foraminifera Database. 2023. <https://www.marinespecies.org/foraminifera/>.

Светлой памяти геофизика и ученого
Германа Ефимовича Кузнецова

**ДОКТОР ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК КУЗНЕЦОВ ГЕРМАН
ЕФИМОВИЧ: ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГОРЮЧИХ И НЕРУДНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

М.Я. Боровский¹, В.И. Богатов¹, П.В. Вишневский², Н.В. Богов², Ю.П. Бубнов²

¹ООО «Геофизсервис», Казань

²ЦНИИгеолнеруд, Казань

e-mail: micbor1913@mail.ru



Кузнецов Герман Ефимович (31.07.1936-13.12.2002) – известный геофизик Советского Союза и Российской Федерации, яркий представитель Казанской геологической школы, доцент, доктор геолого-минералогических наук, занесен в Татарскую энциклопедию.

Г.Е. Кузнецов родился 31 июля 1936 года в Сарапуле Удмуртской АССР в семье педагогов. В 1954 г. Г.Е. Кузнецов поступает на геологический факультет Казанского государственного университета (КГУ) и в 1959 г. заканчивает данное учебное заведение, получив диплом по специальности инженер-геолог-геофизик с правом ведения буровзрывных работ.

Профессорско-преподавательский состав тех лет: Е.И. Тихвинская, Л.М. Миропольский, В.И. Троепольский, В.И. Игнатъев, В.А. Полянин, Б.В. Селивановский, С.Г. Каштанов, С.С. Эллерн, Ф.М. Ишмаев, М.Г. Солодухо,

Н.Н. Нелидов, В.И. Крупин, Г.С. Морозов, В.П. Боронин, Ю.А. Дикгоф, И.Ю. Лепишинский.

Выпускниками являются: крупные руководители нефтяной промышленности Ф.М.Хаммадеев (директор ТАТНИПИнефть, затем заведующий отделом нефтяной и химической промышленности Татарского ОК КПСС), Э.П. Халабуда (управляющий трестом "Татнефтегеофизика"), В.М. ЮДИН (зам. министра нефтяной промышленности СССР); лауреат государственной премии СССР Л.Н. ВОРОНКОВ, доктора геолого-минералогических наук Г.В. Ведерников, Л.А. Демидович, Г.Е. Кузнецов; кандидаты геолого-минералогических наук Л.З. Аминов, А.Н. Амиров, П.В. Вишневский, В.Л. Коцюбинский, Б.В. Семакин, специалисты в области нефтяной геологии Е.З. Зорин, И.С. Аверьянов, Э.Ф. Тимошенко, М.К. Аничкина, В.К. Аничкин, Л.Д. Балахнина, Ю.И. Балахнин, С.Н. Назаровский, З.Н. Смагина, К.А. Смирнова, Б.А. Чудаков, Н.С. Сергеев и др. После окончания ВУЗа Г.Е. Кузнецов в 1959 году по распределению направлен в Казанскую геофизическую экспедицию треста «Татнефтегеофизика».

Через несколько лет его приглашают в Геологический институт Казанского филиала АН СССР. Здесь Герман Ефимович участвует в выполнении отраслевой программы «Геофизическая характеристика структур в связи с оценкой перспектив нефтеносности центральной части Волго-Камского края (1961-1966 гг.). В 1967 году Г.Е. Кузнецов

защищает кандидатскую диссертацию «Анализ гравитационного и магнитного полей в связи с изучением тектоники Удмуртии и сопредельных территорий» (научные руководители к. г.-м. н. А.Г. Салихов, к. г.-м. н. И.М. Уразаев).

Вскоре после утверждения ВАК соответствующей ученой степени Г.Е. Кузнецов был избран доцентом в Ухтинский политехнический (позднее индустриальный) институт, на только что созданную кафедру геофизики. В течении нескольких лет заведовал кафедрой, преподавал курсы по магнито- и гравиразведке. Одновременно он был назначен руководителем лаборатории «Актуальные проблемы геологии нефти и газа Тимано-Печорской провинции»; являлся одним из кураторов отраслевой программы геофизических исследований по размещению зон нефтегазонакопления Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и Ямальской газоносной области (1971–1979 гг.). Анализ геолого-геофизических материалов заключался в изучении тектоники, связи глубинных разломов земной коры со структурным планом нижних горизонтов осадочного чехла и распределением зон нефтегазонакопления с выдачей исходных рекомендаций на постановку поисково-разведочных работ на углеводородное сырье.

Результаты нашли отражение в серии геолого-геофизических карт по Восточно-Европейской платформе и сопредельных территорий в масштабе 1:2 500 000–1:15 000 000, изданных в 1981–1985 годах под редакцией В.В. Бронгулеева. Были охарактеризованы данные исследований по изучению рельефа докембрийского и дорифейского фундамента, верхневендских образований и поверхности Мохоровичича.

В Ухтинском индустриальном институте (УИИ) Г.Е. Кузнецов для становления и развития кафедры геофизики одним из первых разработал систему заключения научных и хозяйственных договоров со сторонними организациями. Следует отметить, позднее в развитие геологической службы и учебно-образовательного процесса Республики Коми активно участвует и другой блестящий выпускник Казанской геологической школы профессор Е.Б. Грунис.

После возвращения в Казань Г.Е. Кузнецов продолжает геофизические исследования на неметаллы во ВНИИГеолнеруд (впоследствии ЦНИИГеолнеруд). Работает старшим и ведущим научным сотрудником, возглавляет сектор геофизики агрохимического сырья и отдел геофизических исследований на неметаллы. Наиболее обширные и результативные исследования в этот период были проведены им в связи с поисками и изучением сероносных отложений Нижнего Поволжья и Средней Азии, а также калиеносных толщ Непского соленосного бассейна. Материалы, посвященные разведке, поиску и оценке горнохимического, горнорудного и агрохимического сырья на территории СССР и России использованы при реализации нескольких отраслевых программ 1981–2000 гг.

Г.Е. Кузнецов в 1982 году стал инициатором и организатором опытно-методической геофизической партии в Нерудной опытно-методической экспедиции ВНИИГеолнеруд. Партия, оснащенная современной на тот момент техникой и геофизической аппаратурой, в течении десяти лет проводила опытно-методические работы на нерудные полезные ископаемые. Полевые работы на серных, калийных, битумных месторождениях территории Приволжья, Урала, Казахстана и Туркмении показали высокую эффективность разработанных в институте принципов комплексирования геофизических методов для поиска и разведки нерудного сырья. Это подтверждают авторские свидетельства, полученные Г.Е. Кузнецовым с коллегами: «Метод послойного сейсмопрофилирования при изучении геологического разреза» (1985г.), «Методика комплексных геофизических исследований при поиске и разведке серных месторождений» (1987г.).

В последние пятнадцать лет Г.Е. изучает возможности выявления в Татарстане новых месторождений твердых полезных ископаемых. При его непосредственном участии и руководстве разработан рационально-рентабельный комплекс геофизических исследований, сопровождающий геологическую съемку и поисково-разведочные работы; проанализированы особенности глубинного строения литосферы РТ с целью создания геолого-геофизической основы мониторинга окружающей среды. Он является одним из

инициаторов и организаторов проведения в Казани (1997 г) Первой Всероссийской конференции «Мониторинг геологической среды: активные эндогенные и экзогенные процессы». Герман Ефимович неоднократно докладывает о результатах своей деятельности на многочисленных совещаниях и конференциях. Г.Е. Кузнецовым опубликовано более двухсот работ.

Материалы многолетних исследований по изучению, глубинного строения отдельных регионов СССР представлены в докторской диссертации «Региональный прогноз полезных ископаемых на основе геофизического изучения глубинного строения недр», рассмотренной и успешно защищенной на диссертационном совете при Казанском государственном университете в 2002 году. Кузнецов Г.Е. предложил систему оценки особенностей глубинного строения регионов на основе интегральных показателей геотектонического состояния земной коры, лито- и тектоносферы. Составил карты глубинного строения Волго-Уральской области, в том числе территории РТ.

Глубину и широту проблем интересующих доктора наук, в определенной мере, иллюстрирует фрагмент содержания диссертационного обобщения:



По стопам Герман Ефимовича, пошла дочь, Кузнецова Марина Германовна, которая закончила кафедру «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Она несколько лет проработала в лаборатории электроразведочных методов КГУ под руководством доцента Р.К. Хабибуллова.

Г.Е. Кузнецов неоднократно являлся председателем ГЭК в КГУ по защите дипломных работ геофизической специальности.

В результате трагических обстоятельств Г.Е. Кузнецов получил весьма тяжелые травмы и через некоторое время, несмотря на усилия родных и медиков, скончался, так и не успев узнать, что ВАК приняла положительное решение по его, диссертации. Оборвалась жизнь весьма неординарной личности и остались нереализованными многие планы и задумки талантливого геофизика.

Герман Ефимович Кузнецов похоронен на Самосыровском кладбище гор. Казани.

Список публикаций Г.Е. Кузнецова

Г.Е. Кузнецов, П.В. Вишнеvский, К.М. Тэн, и др. Применение геофизических методов при поисках и разведке неметаллических полезных ископаемых/ Обзор Всесоюз. НИИ эконом. минер. сырья и разв. работ (ВИЭМС)// М.: изд-ие ВИЭМС, 1972. 58 с.

Шевелев А.И., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я. и др. Мониторинг эндогенных геологических процессов Республики Татарстан: концепция и программа. // Мониторинг: Казань. 1996. №2. С. 6–10.

Кузнецов Г.Е., Вишнеvский П.В., Буров Б.В. и др. Изучение и оценка сейсмичности платформенных территорий // Разведка и охрана недр-1996-№2. С. 38–40.

Геолого-геофизические критерии поисков скоплений мраморного оникса (на примере Пичкасского месторождения Республики Татарстан) / М.Я. Боровский, Г.Е. Кузнецов, Д.К. Нургалиев и др.//Мат. Респуб. науч.-практич. конф. - Октябрьский: изд-ие ВНИИГИС, 1999. С. 130–147.

Карлинский потенциально алмазоносный район Республики Татарстан: история развития, геологические предпосылки / В.Г. Суховерков Г.Е., Кузнецов, М.Я. Боровский, С.О. Зорина // Георесурсы, №2 (3). 2000. С. 5–8.

Шевелев А.И., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я. и др. Концептуальные основы мониторинга геологической среды в Республике Татарстан // Материалы Первой Всероссийской конференции (10-15 ноября 1997 г.). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000. С. 20 – 25.

Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я., Вассерман В.А. и др. Методологические основы мониторинга эндогенных геологических процессов в Республике Татарстан // Материалы Первой Всероссийской конференции (10-15 ноября 1997 г.). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000. С. 247–255.

Кузнецов Г.Е. Глубинное строение и геодинамика недр Республики Татарстан // Материалы Первой Всероссийской конференции (10-15 ноября 1997 г.). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000. С. 35–50.

Боровский М.Я., Кузнецов Г.Е., Хасанов Д.И. Геофизические поиски минерального строительного сырья. Казань: Изд-во «Плутон» 2003. 176 с.

Боровский М.Я., Кузнецов Г.Е. Богатов В.И. и др. Разломно-блоковое строение Республики Татарстан // Тез. докл. Межрегиональной науч.-практ. конф. (Лениногорск, 23-25 апреля 2003 г.). Альметьевск: ТатАСУнефть, 2003. С.103–112.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ ОЗЕРА ГОЛУБОГО

К.А. Брагина, Л.А. Курбанова

Уфимский университет науки и технологий, Уфа

e-mail: ksuhandr01@yandex.ru, lava-love@mail.ru

Озеро Голубое (рис. 1) находится в Кармаскалинском районе Республики Башкортостан, в 40 километрах к югу от Уфы. Ближайший населенный пункт – д. Новомусино – располагается восточнее озера на расстоянии 1,3 км. Данное озеро-родник с 2003 года имеет статус гидрологического памятника природы республиканского значения. Общая площадь ООПТ: 0,14 га. Памятник природы имеет научное, познавательное, эстетическое и рекреационное значение [3].



Рис. 1. Вид на озеро Голубое (19.09.2023)

Водоем находится в правобережной долине р. Узень, почти под основанием его коренного берега высотой около 40 м. Питание родниковое. Имеет сток длиной около 150 м в р. Узень. В долине озеро окружают луга, по склонам коренного берега р. Узень распространены широколиственные леса с вкраплениями реликтовых сосняков, а также каменистые степи на гипсах. Около озера возвышаются небольшие известняковые скалы (Белые скалы). В них распространены карстовые воронки [3]. На рисунке 2 представлен спутниковый снимок озера Голубого.

По происхождению котловина озера карстовая. Дно озера сложено голубой глиной, отчего цвет озерной воды кажется ярко-синим. Диаметр озерной котловины равен около 15 м, площадь водного зеркала $\approx 500 \text{ м}^2$. Длина озера составляет приблизительно 32 (34) м, ширина – 15 (16) м, глубина – около 8 м. Длина береговой линии равна около 97 м. Озерная котловина сложена меловыми породами. На дне Голубого озера есть несколько воронок,

максимальная глубина которых доходит до 5,5 метров. В воронках расположены четыре выхода подземного источника, где расход воды достигает 300 м³/с. Подземный источник образован в породах самарского и артинского ярусов нижней перми [2,3].



Рис. 2. Спутниковый снимок озера Голубого (08.08.2022) по [4]

Территория вокруг озера представлена геологическими образованиями платформенного типа. Здесь доступная для изучения верхняя часть земной коры имеет двухэтажное строение: внизу – архей-протерозойский кристаллический фундамент, представленный комплексом полностью перекристаллизованных древнейших горных пород, и вверху – довольно полого залегающие толщи осадочных пород палеозойского возраста.

По геологическому строению местные горные породы относятся к палеозойской группе, пермской системе и уфимскому ярусу. Сложены аргиллитами, песчаником, известняками, гипсами. Здесь наблюдаются четвертичные образования плейстоцена (а именно неоплейстоцена) среднего звена среднеуральского надгоризонта. Они делювиального генетического типа [1].

Геолого-структурная зона территории вокруг озера представлена Благовещенской впадиной. Она относится к Волго-Камскому артезианскому гидрогеологическому бассейну. Если рассматривать гидрогеологические подразделения, то здесь выделяется аллювиальный четвертичный водоносный горизонт.

Подземные воды на рассматриваемой территории залегают на глубине 0,5-30 м. Минимальный модуль подземного стока (вероятностью повторения 1 раз в 20 лет) в водоносных породах вокруг озера Голубого равен 1 л/с*км². Подземные воды здесь не содержат биологически активные компоненты. Гидрохимическая характеристика подземных вод представлена в таблице 1. По степени защищенности от загрязнения через зону аэрации они являются незащищенными, так как здесь время фильтрации загрязненных вод составляет менее 1 года.

Глубины вскрытия промышленных йодобромных вод в рассматриваемой области составляют 1-2 км. Они содержат на 1 литр не менее 10 г йода, 350 г брома, 300 г стронция, 5 г лития [1].

Территория вокруг озера Голубого относится к карстовой стране Восточно-Европейской равнины. Здесь преобладает равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих слабодислоцированных породах Предуралья. По составу карстующихся пород он является сульфатным. Карстующиеся породы здесь покрыты преимущественно плейстоценовым чехлом небольшой мощности элювиально-делювиальных отложений водопроницаемым по порам с частым обнажением карстующихся пород на склонах долин-дрен и в придолинных частях речных долин. Покрытый карст (подэлювиально-делювиальный или средневропейский) сочетается с открытым.

Таблица 1. Гидрохимическая характеристика подземных вод в окрестностях озера Голубого по [1]

Гидрохимическая зона	Химический состав	Минерализация, г/л	Мощность, м
I	гидрокарбонатный кальциево-магниевый-натриевый	до 1,0	10
II	сульфатный кальциевый	1,0 – 3,0	50

Ближайшая к озеру Голубому пещера протяженностью более 100 м – пещера Штурмовая. Ее длина составляет 194 м, площадь – 388 м², объем – 630 м³, глубина – 15 м, амплитуда – 15 м. Данная пещера образовалась в гипсах и ангидритах.

Пригодность рассматриваемой территории для промышленного и гражданского наземного строительства считается условно благоприятной с неблагоприятными для строительства площадями. Здесь отмечаются осложненные инженерно-геологические условия. Основными факторами, определяющими сложность условий строительства, являются активность карста (на 1 км² менее 0,01 провала в год), допустимая нагрузка (на рыхлые отложения до 3 кГс/см², на коренные – до 10 кГс/см²), близкое залегание подземных вод [1].

Список литературы

1. Атлас Республики Башкортостан (под ред. И.М. Япарова). Уфа: Китап, 2005. 420 с.
2. Голубое озеро / Региональный интерактивный энциклопедический портал «Башкортостан» [Сайт]. URL: <http://bashenc.online/ru/articles/91693/> (дата обращения: 23.03.2024).
3. Реестр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Изд. 2-е, перераб. Уфа: Издательский центр «МедиаПринт», 2010. 414 с.
4. Google Earth Pro [Электронный ресурс]. URL: <https://earth.google.com/web/> (дата обращения: 25.03.2024).

ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО КЕЛЛОВЕЯ РАЗРЕЗА БОЛЬШИЕ ТАРХАНЫ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Б.М. Газизуллин

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань

e-mail: rockezolit@gmail.com

Келловейские фораминиферы юго-запада Республики Татарстан известны с середины прошлого столетия. Первым и основательным материалом по распространению данной группы фауны на территории указанного региона является работа Е. В. Мятлюк [5]. В ней автор приводит распределение в юрских отложениях р. Карлы, помимо известных ранее фораминифер нижнего келлова (*Discorbis tjeplovkaensis* Dain, *Nodosaria sowerbyi* Schwager, *Globulina oolithica* Terquem и др.), совершенно новые, не описанные до того времени виды (*Lenticulina okrojanzii* Mjatluk, *Lenticulina tatarimensis* Mjatluk, *Eoguttulina karlaensis* Mjatluk, *Guttulina tatarimensis* Mjatluk), которые позже были встречены исследователями в других областях Восточно – Европейской платформы и легли в основу для унифицированной схемы расчленения юрских отложений [9–11]. Последующие работы на территории республики связаны в основном с детальными стратиграфическими исследованиями по скважинному материалу [1], секвенс-стратиграфией [2] и палеобатиметрическими реконструкциями [3].

Разрез Большие Тарханы, как и отложения бассейна р. Карлы, является уникальным палеонтологическим объектом. Здесь обнаруживается удивительное для юрского периода разнообразие родов и видов, выраженное в однотонных песчано-глинистых породах. Помимо известкового бентоса, в слоях многочисленны агглютинированные формы (*Ammobaculites*, *Haplophragmoides*), сопоставимые с таковыми в келловейских отложениях Саратовского Поволжья (Малиновый овраг у с. Хлебновка) [9]. Кроме того, в нижней части разреза чётко прослеживается смена ассоциаций фораминифер зоны *Guttulina tatarimensis* – *Haplophragmoides infracaloviensis* (нижний келловей) и *Lenticulina cultriformis* – *Lenticulina pseudocrassa* (средний келловей), что позволяет проводить стратиграфическую границу и корреляцию между разновозрастными отложениями Восточно – Европейской платформы. Таким образом, детальное изучение микрофауны обнажения Большие Тарханы является актуальным.

В данной работе приводятся сведения по распределению фораминифер из нижних - среднекелловейских отложений разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан).

Материалом для исследования послужила коллекция фораминифер из 4 образцов глинистых пород нижней части разреза Большие Тарханы (слой 1), отобранные летом 2023 года во время полевых работ на правом берегу Волги в пределах Тетюшского муниципального района (рис. 1). Навеска породы – 135 грамм. Из них суммарно извлечено 3577 экземпляров фораминифер различной сохранности.

Для извлечения микрофауны из глинистых пород применялась стандартная методика обработки с последующим кипячением образцов в содовом растворе. Частота встречаемости видов определялась по семибальной шкале [6] с уточнениями автора: очень редко (1–2 экземпляра), редко (3–5 экземпляров), часто (5–10 экземпляров), очень часто (11–15 экземпляров), много (16–25 экземпляров), очень много (26–100 экземпляров), изобилие (>100 экземпляров). Фотографирование отдельных экземпляров хорошей сохранности выполнялось автором на тринокуляре Carton DSTZ-70 с установленной цифровой камерой Levenhuk M500 Base в лаборатории палеонтологии и стратиграфии КФУ.

Комплекс фораминифер в изученном слое, сложенный серыми плотными известковистыми глинами (видимая мощность – 4 м), разнообразен как в видовом, так и в количественном отношении (рис. 2). Всего он насчитывает 112 видов, относящихся к 41 роду. Фораминиферы представлены в основном известковым бентосом, за исключением единичных планктонных форм *Globuligerina bathoniana* Pazdrowa в интервале 2,86 – 3,86 м.

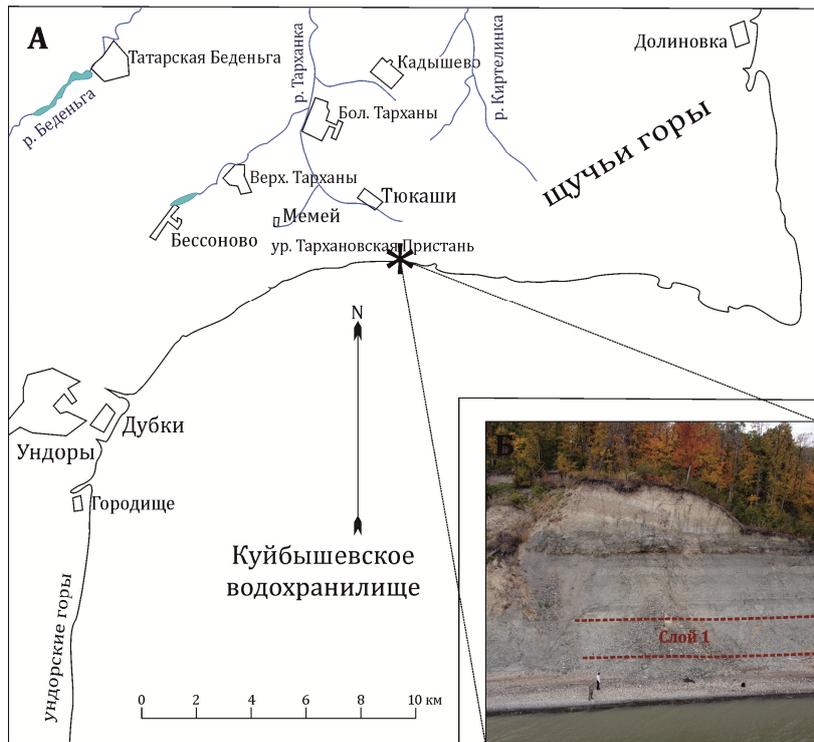


Рис. 1. Схема расположения обнажения Большие Тарханы в Ульяновском Поволжье

А – детальная, звездочкой (*) обозначено исследуемое обнажение; Б – фотография исследуемого обнажения.

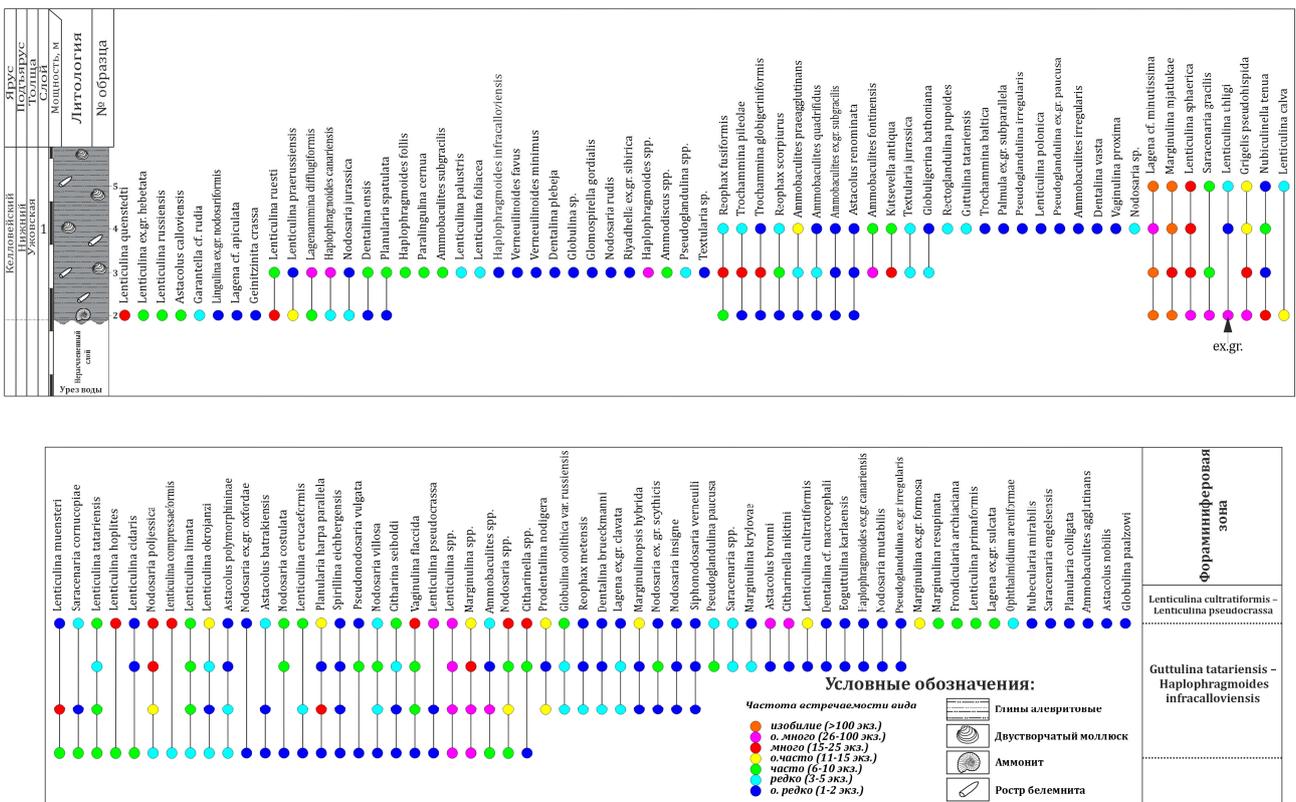


Рис. 2. Распределение фораминифер в нижнем – среднем келловее нижней части разреза Большие Тарханы, ур. Тархановская Пристань

Среди фораминифер с секреторной раковиной наибольшее разнообразие получили представители отряда Lagenida, насчитывающий до 14 родов и 30 видов, а также Nodosariida (*Nodosaria*, *Prodentalina*, *Pseudoglandulina*, *Siphonodosaria*, *Lingulina*, *Paralingulina*, *Pseudonodosaria*, *Rectoglandulina*, *Grigelis*) – от 5,1 % до 16,1 % в разрезе. Остальной известковый бентос представлен отрядами Miliolida (*Ophthalmidium*, *Nubiculinella*, *Nubecularia*), Rotaliida (*Globuligerina*, *Garantella*), Heterohelicida (*Spirillina*) – не более 3% от общего количества. Агглютинированные формы встречены на протяжении всего слоя, однако в интервале 2,86-3,86 м (снизу вверх) наблюдается их резкое увеличение до 33,5% от общего количества экземпляров и последующим уменьшением до 10% и ниже. Среди них отмечены представители отрядов Ammodiscida (*Ammobaculites*, *Haplophragmoides*), Astorhizida (*Lagenamma*, *Reophax*), Атахофрагмиида (*Trochamma*, *Verneuilioides*), Lituolida, Textulariida. Общее количество фораминифер при этом крайне велико – порядка 1000 экз на 135 грамм породы (за исключением обр. 4, где их численность падает до 540 экземпляров).

Во всех образцах были встречены зональные (виды-индексы) (З), характерные (Х), транзитные (Т) и ограниченные виды (О) (т.е. встречающиеся в одном стратиграфическом подразделении) [7] для нижнего (далее I – зона *Guttulina tataricensis* – *Haplophragmoides infracallovienensis*) и среднего (II – зона *Lenticulina cultratiformis* – *Lenticulina pseudocrassa*) подъяруса келловая (рис. 2). Первая группа (З) представлена следующими видами: I – *Guttulina tataricensis* Мятлиук (рис. 4, фиг. 3), *Haplophragmoides infracallovienensis* Дайн; II – *Lenticulina cultratiformis* Мятлиук (рис. 3, фиг. 8), *Lenticulina pseudocrassa* Мятлиук (рис. 3, фиг. 9). Виды-индексы зоны (I) встречаются в разрезе в ограниченном количестве и объеме, приуроченные к интервалам 2,86 и 3,86 м. Виды (З) зоны (II) встречаются в единичных экземплярах в нижних интервалах слоя и приобретают массовый характер на участке 4,86 м, что позволяет ограничить две фораминиферовые зоны (рис. 5).

Фораминиферы (Х) для зоны (I) следующие: *Kutsevella antiqua* Яковлева (рис. 4, фиг. 19), *Marginulina mjatliukae* Шохина (рис. 3, фиг. 2), *Marginulina krylovae* Мятлиук (рис. 3, фиг. 1), *Lenticulina okrojanzii* Мятлиук (рис. 3, фиг. 15), *Lenticulina tataricensis* Мятлиук (рис. 3, фиг. 5), *Spirillina eichbergensis* Кюблер и Звингли (рис. 4, фиг. 17), *Eoguttulina karlaensis* Мятлиук (рис. 4, фиг. 4). На всем интервале изучаемого слоя они занимают полный объем распространения зоны *Guttulina tataricensis* – *Haplophragmoides infracallovienensis*. Для зоны *Lenticulina cultratiformis* – *Lenticulina pseudocrassa* характерны виды (Х) *Citharinella nikitini* Ухлиг (рис. 3, фиг. 22), *Ophthalmidium areniforme* Вуква (рис. 4, фиг. 6), *Lenticulina compressiformis* Паальзов (рис. 3, фиг. 7), *Astacolus batrakiensis* Мятлиук (рис. 3, фиг. 20), *Lenticulina polonica* Виśniowski (рис. 3, фиг. 17), также фиксирующие нижнюю границу указанной зоны, как и виды-индексы (II-З) (рис. 5).

Транзитными (Т) для нижнего, частично для среднего келловая в разрезе Большие Тарханы являются виды *Lagena* cf. *minuttissima* Кюблер и Звингли (рис. 3, фиг. 4), *L. ex. gr. clavata* d'Orbigny, *Grigelis pseudohispida* Герке, *Nodosaria costulata* Стартсева (рис. 4, фиг. 11), *N. villosa* Стартсева (рис. 4, фиг. 9), *N. poljessica* Митянина (рис. 4, фиг. 8), *N. ex.gr. scythicus* Фурсенко и Поленова, *N. insigne* Стартсева (рис. 4, фиг. 10), *Pseudonodosaria vulgata* Швагер (рис. 4, фиг. 12), *Siphonodosaria verneuili* d'Orbigny, *Citharina seiboldi* Митянина, *Nubiculinella tenua* Вуква (рис. 4, фиг. 7), *Lenticulina calva* Виśniowski (рис. 3, фиг. 16), *L. sphaerica* Мятлиук (рис. 3, фиг. 10), *L. hoplites* Виśniowski (рис. 3, фиг. 11), *L. uhligi* Виśniowski (рис. 3, фиг. 13), *L. ex.gr. uhligi* Виśniowski, *L. uhligi* Виśniowski, *L. muensteri* Ромер (рис. 3, фиг. 6), *L. cidaris* Козырева и Хаварова, *L. limata* Швагер, *L. erucaeformis* Виśniowski (рис. 3, фиг. 12), *Marginulinopsis hybrida* Терquem (рис. 3, фиг. 21), *Saracenaria gracilis* Козырева и Хаварова (рис. 3, фиг. 3), *S. cornucopiae* Швагер, *Astacolus polymorphininae* Вуква (рис. 3, фиг. 18), *Planularia harpa parallela* Виśniowski (рис. 3, фиг. 26), *Vaginulina flaccida* Швагер (рис. 3, фиг. 25), *Dentalina brueckmanni* Мятлиук (рис. 3, фиг. 23), *Prodentalina nodigera* Терquem и Бертелин, *Globulina oolithica* var. *russiensis* Мятлиук (рис. 4, фиг. 5), *Reophax metensis* Франке, *R. scorpiurus* Монфорт (рис. 4, фиг. 15).

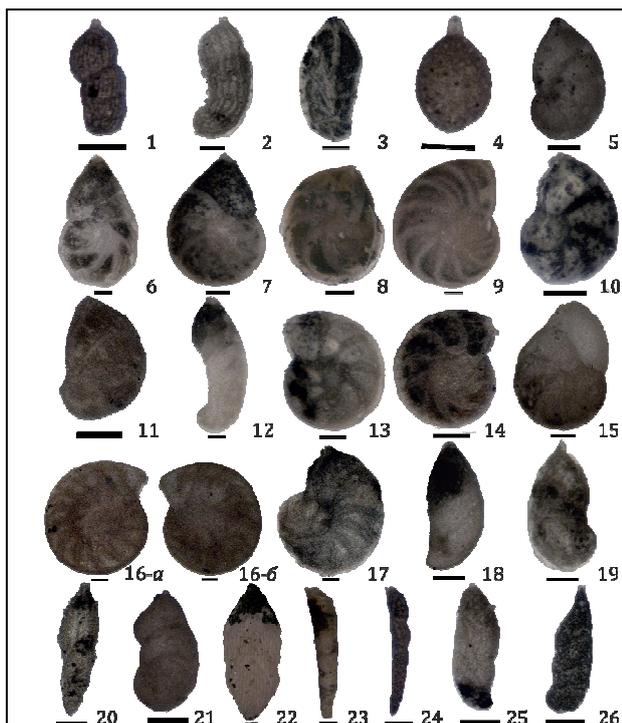


Рис. 3. Фораминиферы нижнего и среднего келловоя разреза Большие Тарханы (масштабная линейка – 1 мм)

1-*Marginulina krylovae* Mjatl. (I-X); 2-*Marginulina mjatliukae* Shokh. (I-X); 3-*Saracenaria gracilis* (Koz. in Khab.) (T); 4-*Lagena* cf. *minutissima* (Kübl. et Zw.) (T); 5-*Lenticulina tatariensis* Mjatl. (I-X); 6-*Lenticulina muensteri* (Roem.) (T); 7-*Lenticulina compressiformis* (Paalz.) (II-X); 8-*Lenticulina cultratifomis* Mjatl. (II-3); 9-*Lenticulina pseudocrassa* Mjatl. (II-3); 10-*Lenticulina sphaerica* Mjatl. (T); 11-*Lenticulina hoplites* (Wiśn.) (T); 12-*Lenticulina erucaeformis* (Wiśn.) (T); 13-*Lenticulina uhligi* (Wiśn.) (T); 14-*Lenticulina praerussiensis* Mjatl. (I-O); 15-*Lenticulina okrojanzi* Mjatl. (I-X); 16-*Lenticulina calva* (Wiśn.) (а – вид со спинной стороны; б – вид с брюшной стороны) (T); 17-*Lenticulina polonica* (Wiśn.) (II-X); 18-*Astacolus polymorphininae* (E. Byk.) (T); 19-*Astacolus bronni* (Roem.) (II-O); 20-*Astacolus batrakiensis* (Roem.) (II-X); 21-*Marginulinopsis hybrida* (Terq.) (T); 22-*Citharinella nikitini* Uhlig (II-X); 23-*Dentalina brueckmanni* Mjatl. (T); 24-*Dentalina ensis* (Wiśn.) (I-O); 25-*Vaginulina flaccida* Schwag. (T); 26-*Planularia harpa paralella* (Wiśn.) (T).

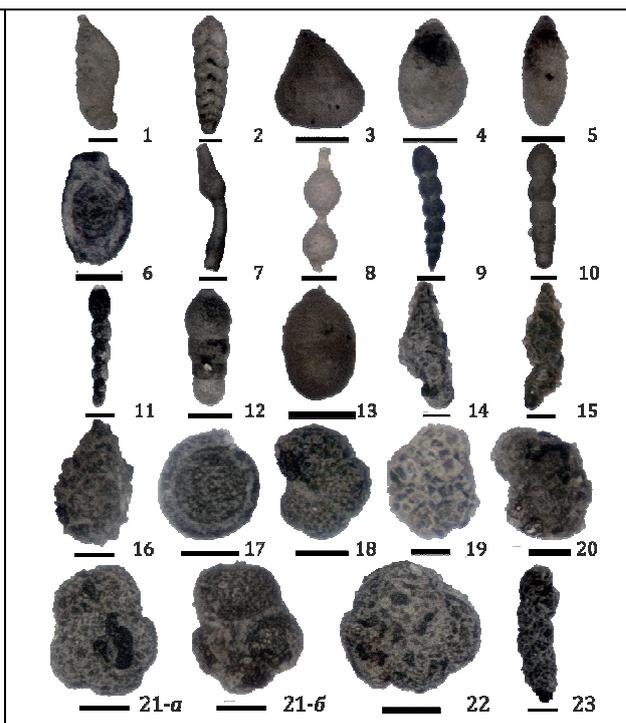


Рис. 4. Фораминиферы нижнего и среднего келловоя разреза Большие Тарханы (масштабная линейка – 1 мм):

1-*Planularia spatulata* (Wiśn.) (I-O); 2-*Geinitzinita crassata* (Gerke) (I-O); 3-*Guttulina tatariensis* Mjatl. (I-3); 4-*Eoguttulina karlaensis* Mjatl. (I-X); 5-*Globulina oolithica* var. *russiensis* Mjatl. (T); 6-*Ophthalmidium areniforme* Byk. (II-X); 7-*Nubeculinella tenua* Byk. (T); 8-*Nodosaria poljessica* Mitjan. (T); 9-*Nodosaria villosa* Starts. (T); 10-*Nodosaria insigne* Starts. (T); 11-*Nodosaria costulata* Starts. (T); 12-*Pseudonodosaria vulgata* Schwag. (T); 13-*Pseudoglandulina paucusa* Mjatl. (I-O); 14-*Reophax fusiformis* (Will.) (I-O); 15-*Reophax scorpiurus* (Montfort) (T); 16-*Lagenammina difflugiformis* Brady (I-O); 17-*Spirillina eichbergensis* (Kübl. et Zw.) (I-X); 18-*Haplophragmoides canariensis* (d'Orb.) (I-O); 19-*Kutsevella antiqua* Yak. (I-X); 20-*Ammobaculites fontinensis* (Terq.) (I-O); 21-*Trochammina pileolae* (Starts.) (а – вид со спинной стороны; б – вид с брюшной стороны) (I-O); 22-*Trochammina globigeriniformis* (Park. et Jon.) (I-O); 23-*Textularia jurassica* (Gümb.) (I-O).

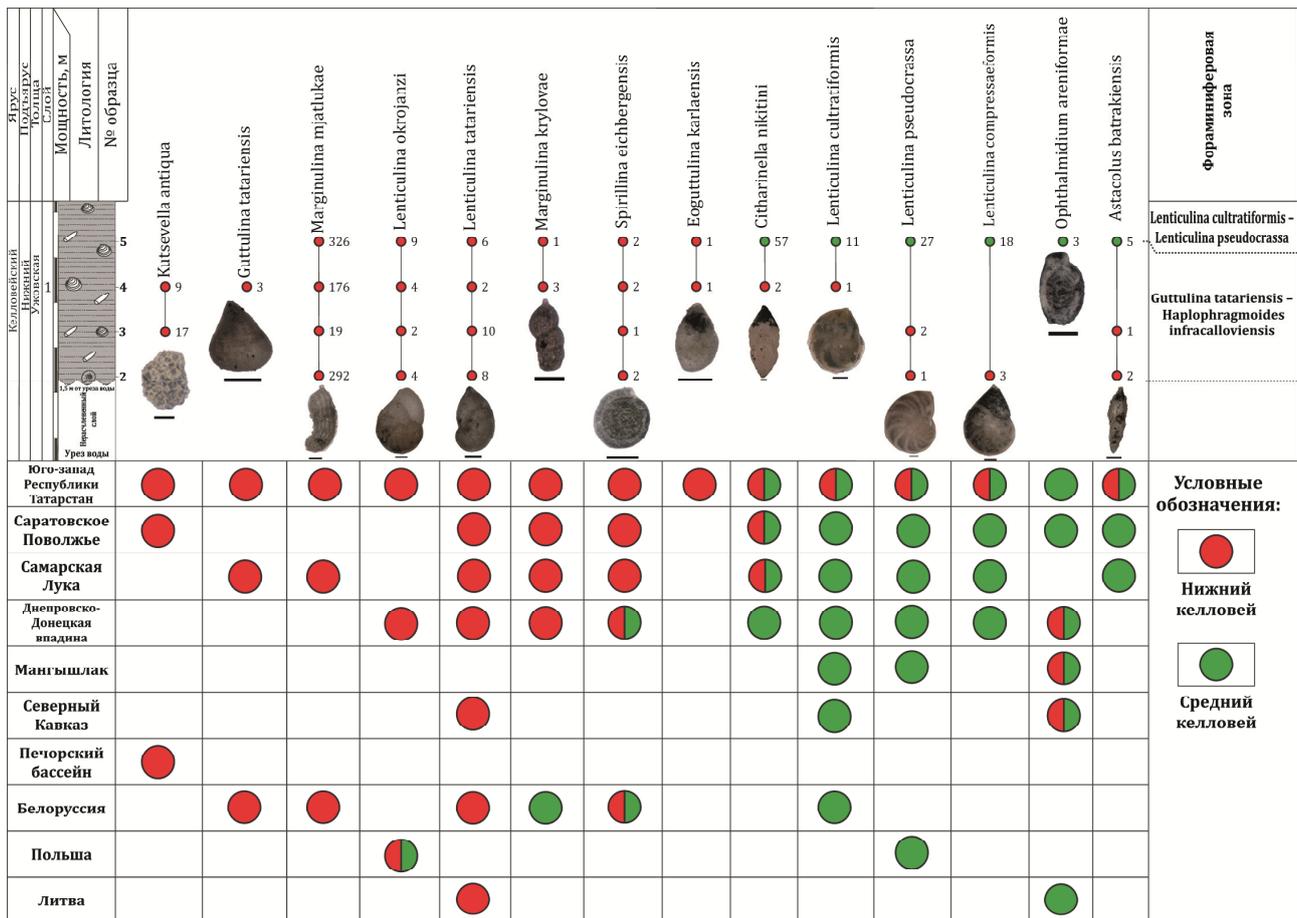


Рис. 5. Зональное расчленение нижней части разреза Большие Тарханы и его корреляция с другими регионами по фораминиферам (3) и (X).

Среди ограниченных (O) в своём распространении для нижнего келловей в пределах зоны (I) можно отметить виды *Lagena* ex.gr. *apiculata* Reuss, *Glomospirella gordialis* Parker et Jones, *Garantella* cf. *rudia* Kaptarenko-Chernousova, *Nodosaria jurassica* Gümbel, *N. rudis* d'Orbigny, *N. mutabilis* Costa, *Pseudoglandulina irregularis* Franke, *Ps.* ex.gr. *irregularis* Franke, *Ps. paucusa* Mjatliuk (рис. 4, фиг. 13), *Ps.* ex.gr. *paucusa* Mjatliuk, *Rectoglandulina pupoides* Bornemann, *Lenticulina* ex.gr. *hebetata* Schwager, *L. quenstedti* Gümbel, *L. russiensis* Mjatliuk, *L. calloviensis* Mjatliuk, *L. ruesti* Wiśniowski, *L. praeussiensis* Mjatliuk (рис. 3, фиг. 14), *L. palustris* Mitjanina, *L. foliacea* Wiśniowski, *Dentalina ensis* Wiśniowski (рис. 3, фиг. 24), *D. vasta* Franke, *D. plebeja* Terquem, *D.* cf. *macrocephali* Kübler et Zwingli, *Planularia spatulata* Wiśniowski (рис. 4, фиг. 1), *Vaginulina proxima* Terquem, *Astacolus renominata* Roemer, *Palmula* ex.gr. *subparallela* Wiśniowski, *Lingulina* ex.gr. *nodosariformis* Mjatliuk, *Paralingulina cernua* Berthelin, *Geinitzinita crassata* Gerke (рис. 4, фиг. 2), *Lagenammia diffflugiformis* Brady (рис. 4, фиг. 16), *Haplophragmoides canariensis* d'Orbigny (рис. 4, фиг. 18), *H.* ex.gr. *canariensis* d'Orbigny, *H. follis* d'Orbigny, *Ammobaculites subgracilis* Levina, *A.* ex.gr. *subgracilis* Levina, *A. praeagglutinans* Makarieva, *A. quadrifidus* Mitjanina, *A. irregularis* d'Orbigny, *A. fontinensis* Terquem (рис. 4, фиг. 20), *Reophax fusiformis* Williamson (табл 2, фиг. 14), *Trochammina pileolae* Startseva (рис. 4, фиг. 21), *T. globigeriniformis* Parker et Jones (рис. 4, фиг. 22), *T. baltica* Grigelis, *Riyadhella* ex.gr. *sibirica* Mjatliuk, *Verneuilinoides favus* Bartenstein, *V. minimus* Bartenstein, *Textularia jurassica* Gümbel (рис. 4, фиг. 23), *Globuligerina bathoniana* Pazdrowa, *Globulina paalzowi* Mjatliuk.

В пределах зоны (II) встречены следующие виды (O): *Marginulina* ex.gr. *formosa* Mjatliuk, *M. resupinata* Schwager, *Lenticulina primaformis* Mjatliuk, *L. nobilis* Kaptarenko-Chernousova, *Saracenaria engelsensis* Kozyreva in Khabarova, *Astacolus bronni* Roemer (рис. 3,

фиг. 19), *Planularia colligata* Brückmann, *Ammobaculites agglutinans* d'Orbigny, *Nubecularia mirabilis* Вуква in Bogdanovich, *Fronicularia archiaciana* d'Orbigny.

Таким образом, отложения нижней части разреза подразделены на две фораминиферовые зоны: *Guttulina tatarsiensis* – *Haplophragmoides infracallovienensis* (1,86–4,86 м) и *Lenticulina cultratiformis* – *Lenticulina pseudocrassa* (4,86–5 м). Нижняя граница зоны *Lenticulina cultratiformis* – *Lenticulina pseudocrassa* подтверждается появлением видов-индексов (*Lenticulina cultratiformis* Mjatl., *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl.). По [10, 11] эти зоны сопоставимы с нижним и средним келловеем Восточно – Европейской платформы, что позволяет провести стратиграфическую границу между ними и корреляцию с одновозрастными отложениями смежных регионов (рис. 5). Полный объем зоны (I) соответствует распределению в них зональных и характерных видов. Для обоснования объема зоны (II) необходимо провести дальнейшее изучение обнажения. Некоторые фораминиферы (O) встречаются в соседних регионах России, что позволяет сопоставить отдельные интервалы разреза.

Список литературы

1. Бутаков, Г. П. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника / Г.П. Бутаков. – М.: Изд-во ГЕОС, 2003. 401 с.
2. Зорина, С. О. Мезозой северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба: дис. канд. геол.-минерал. наук / Зорина Светлана Олеговна. – Казань, 2003. 175 с.
3. Зорина, С. О. Биофации бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) / С.О. Зорина, Г.Н. Старцева // Литосфера, № 4. 2010. С. 81–93.
4. Камышева-Елпатьевская, В. Г. Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов нижнего Поволжья и сопредельных областей. Выпуск 1 / В.Г. Камышева-Елпатьевская. – Саратов: Изд-во Саратовский университет, 1967. 256 с.
5. Мятлюк, Е. В. Фораминиферы нижнего келловея бассейна р. Карлы Татарской АССР [Текст] / Е. В. Мятлюк // Микрофауна СССР. Сборник 10. Остракоды и фораминиферы Русской платформы и Средней Азии. 1959. Вып. 136. С. 393–441.
6. Опорный разрез верхнеюрских отложений р. Хеты: (Хатангская впадина) / [АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики. М-во геологии СССР. Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-т]. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. 208 с.
7. Основы стратиграфии: учеб. пособие / Казанский государственный университет (КГУ); сост. В. В. Силантьев; сост. С. О. Зорина. Казань: Изд-во КГУ, 2009. 81 с.
8. Пяткова, Д. М. Фораминиферы и остракоды юры Украины. Палеонтологический справочник / Д. М. Пяткова, М. Н. Пермякова. Киев.: Наук. Думка, 1978. 289 с.
9. Соколов, Б. С. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5: справочник для палеонтологов и геологов / Б. С. Соколов, А. Я. Азбель, А. А. Григалис и др. Л.: Изд-во Недра, 1991. 375 с.
10. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы: Объяснительная записка / М. А. Ржонсницкая, Л.М. Донакова, А.Х. Кагарманов и др.; под. ред. С. П. Яковлева. СПб: ВНИГРИ – МП «Девон», 1993. 72 с.
11. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы: Объяснительная записка / В. В. Митта, В. Я. Вукс, Л. А. Глинских и др.; под. ред. В. В. Митта. М.: ПИН РАН – ФГУП «ВНИГНИ», 2012. 64 с.

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА КАТАВСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Н.П. Парфирьев, Р.Ю. Сальманова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа.

E-mail: golovanova@ufaras.ru

Палеомагнитное изучение красноцветных отложений верхнерифейской катавской свиты на Южном Урале проводится с 60–70-х годов прошлого столетия. Начиная с первых работ Р.А. Комисаровой и Н.Ф. Данукалова, было принято считать, что эта намагниченность является метахронной [2, 3]. Такая точка зрения основана исключительно на близости направления этой намагниченности к направлению верхнекаменноугольно-пермского геомагнитного поля в регионе, то есть поля именно того времени, когда на Южном Урале происходили интенсивные тектонические деформации и перемагничивание древних пород было наиболее вероятным. Несмотря на то, что известняки катавской свиты в разное время изучались многими исследователями, систематическое их изучение с применением современной методики проводилось лишь С.В. Шипуновым [8, 9] и В.Э. Павловым с соавторами [5]. С.В. Шипунов считал намагниченность этих известняков метахронной и отбирал относительно небольшое количество образцов с разных разрезов. Однако он пришел к выводу, что в целом по региону намагниченность катавских известняков может являться результатом наложения, по крайней мере двух компонент, одна из которых является доскладчатой и, в принципе, может быть первичной. В пользу первичности намагниченности свидетельствовало также наличие направлений прямой и обратной полярности с почти антиподальными средними. В.Э. Павлов и И. Галле [5], детально изучив разрез катавской свиты в г. Миньяр, пришли к достаточно аргументированному выводу, что высокотемпературная компонента (ВТК) намагниченности катавских известняков является синхронной времени образования пород. Однако, по мнению самих авторов, такая точка зрения требует дополнительного подтверждения. Таким образом, существует два взгляда на природу высокотемпературной биполярной компоненты намагниченности красноцветов позднерифейской катавской свиты. Недавно были получены новые, достаточно убедительные свидетельства того, что намагниченность пород катавской свиты, ранее считавшейся метахронной, может быть первичной [1, 11].

Необходимость палеомагнитного доизучения известняков катавской свиты обусловлена очень хорошим качеством записи магнитного сигнала в них (в особенности, для таких древних пород), а также наличием в верхней части разреза очень большого количества смен магнитной полярности [5, 11]. Предполагаемая частота инверсий сопоставима с частотой инверсий в верхневендской зиганской свите, считающейся уникальной, и может свидетельствовать о «гиперактивном» состоянии магнитного поля. В случае доказательства синхронности высокотемпературной компоненты намагниченности времени образования катавской свиты это может стать хорошим палеомагнитным репером в неопротерозойской истории Земли и дать важную информацию об особенностях поведения геомагнитного поля в позднем докембрии.

В настоящее время основными задачами палеомагнитного изучения катавской свиты являются: 1) уточнение представлений о времени возникновения высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности пород; 2) определение скорости осадконакопления для оценки частоты инверсий и длительности переходных процессов; 3) изучение характера инверсий геомагнитных инверсий, записанных породах катавской свиты.

Катавская свита, входящая в состав верхнего рифея (каратавия) является одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала благодаря особенностям литологического состава и биостратиграфической характеристике. Свита сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты, их глинистыми разностями и мергелями и по особенностям состава и текстурным признакам расчленена на

нижнюю и верхнюю подсвиты с подразделением нижней на две толщи: нижнюю, представленную строматолитовыми известняками, мощностью до 80 м, и верхнюю, сложенную ленточнослоистыми пестроцветными известняками, мощностью от 150 до 200 м. Верхняя подсвита представлена «струйчатыми» известняками, обнажена недостаточно и имеет мощность около 50 м. Общая видимая мощность отложений катавской свиты колеблется от 200 до 400 м. К сожалению, возрастные пределы формирования свиты определены недостаточно хорошо. Относительно четко ограничивается только верхняя возрастная граница. Для низов вышележащей инзерской свиты известны Rb-Sr датировки раннедиагенетического иллита из сланцев инзерской свиты от 803 ± 5 млн лет до 836 ± 5 млн лет [12], Pb-Pb датировки 836 ± 25 млн лет [14] и 844 ± 24 млн лет для известняков [13]. Для вышележащей миньярской свиты получены Pb-Pb датировки 780 ± 85 млн лет [15] и 820 ± 77 млн лет [13]. Нижнее возрастное ограничение для катавской свиты составляет менее 964 ± 57 млн лет, что является возрастом самого молодого циркона, обнаруженного в зильмердакской свите, подстилающей катавскую [4]. В целом возраст свиты приблизительно оценивается как 800–900 млн лет. Накопление осадков катавской свиты происходило в мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима. Согласно многочисленным исследованиям средняя скорость накопления таких пород составляет 10–30 м за 1 млн. лет [7, 10].

В последние годы нами получены новые данные по нескольким разрезам катавской свиты на Южном Урале. Наиболее детально, через каждые 0.2 м, опробован протяженный и достаточно полный разрез «Юрюзань» [11]. Также получены новые определения по вышележащей инзерской свите и нижележащей зильмердакской свите.

В настоящей работе мы кратко обобщим новые данные и результаты предыдущих исследований, дающие важные аргументы в пользу первичности высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности пород катавской свиты.

1. Положительный тест складки для катавских карбонатов был неоднократно продемонстрирован на разных участках, начиная с ранних этапов исследований [1, 3, 5, 8, 9 и др.]. На Южном Урале интенсивные тектонические деформации происходили где-то в пермо-каменноугольном периоде, и поэтому тест складчатости показывает, что намагниченность имеет докаменноугольный возраст.

2. Положительный тест обращения также был получен ранее и подтвержден на новом уровне в последних работах [5, 11]. Он более информативен и позволяет предположить, что в породах присутствует первичная намагниченность. В работе [5] отмечается, что крайне трудно объяснить “факт существования, по крайней мере, нескольких эпизодов перемагничивания полем прямой и обратной полярности в период (поздний карбон, ранняя пермь), когда геомагнитное поле не испытывало инверсий (суперхрон Киама)”.

3. Независимость направлений характеристической компоненты от магнитной минералогии. Носителем высокотемпературной (характеристической) компоненты намагниченности в породах катавской свиты является преимущественно гематит и реже магнетит. В тех случаях, когда намагниченность обусловлена присутствием обоих минералов, компоненты намагниченности «магнетит» и «гематит» неразличимы.

4) Наличие тренда палеомагнитных направлений снизу вверх по разрезу катавской свиты и далее к инзерской свите. Впервые это было продемонстрировано на примере разреза Миньяр В.Э. Павловым и И. Галле [5] и позднее подтверждено на более детально изученном разрезе Юрюзань [11]. Величина смещения составляет более 10 градусов и согласуется для этих двух, удаленных друг от друга разрезов. Отметим, что это закономерное смещение палеомагнитных направлений наблюдается и в других изученных разрезах.

5) Отличие направления характеристической компоненты от соответствующих направлений ниже- и вышележащих свит. Первое сравнение палеомагнитных направлений катавской свиты с направлениями ниже- и вышележащих свит было проведено в работе [5] с использованием имевшихся в то время немногочисленных данных по зильмердакской и инзерской свитам. Позднее это отличие направлений было подтверждено после получения

новых результатов по зильмердакской и инзерской свитам [1, 11 и новые данные]. Этот факт является сильным аргументом в пользу отсутствия регионального перемагничивания.

6) Явное сходство магнитостратиграфической записи в отдаленных разрезах, разделенных несколькими десятками и сотнями километров и находящихся в районах с несколько разной геологической историей.

7) Детальное изучение, по крайней мере, нескольких зон смены магнитной полярности в разрезах катавской свиты может дать еще один важный аргумент в пользу первичности намагниченности.

Окончательно решить вопрос о возрасте высокотемпературной компоненты намагниченности мог бы один из двух прямых палеомагнитных тестов: тест складки, использующий первичные деформации (складки оползания), или тест внутриформационных конгломератов.

Недавно опубликованные [6] предварительные результаты одного из двух прямых палеомагнитных тестов – теста конгломератов, а также его новые результаты, полученные в текущем году, свидетельствуют в пользу первичности высокотемпературной компоненты намагниченности отложений катавской свиты.

Циклостратиграфическое исследование вариаций магнитной восприимчивости пород верхней части разреза катавской свиты в разрезе Юрюзань позволило оценить как среднюю скорость осадконакопления, так и ее вариации по разрезу. Это дает возможность оценить частоту инверсий и длительность переходных процессов при изучении инверсий геомагнитного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 23-27-00018.

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, № 3, 2020. С. 47–54.
2. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм: труды ГИН АН СССР / отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Наука, 1982. Вып. 368. С. 121–161.
3. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания: Дис. ... канд. физ.-мат. наук / ИФЗ. М., 1970. 140 с.
4. Маслов А.В. Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея. Литосфера, 24(1), 2024. С. 29–48.
5. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли, № 1, 2009. С. 33–43.
6. Парфирьев Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Дьякова С.А. Первые результаты теста внутриформационных конгломератов в катавской свите позднего рифея (Южный Урал) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. Науки, т. 165, кн. 4. 2023. С. 550–562.
7. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
8. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли, № 5, 1991. С. 38–50.
9. Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.
10. Altermann W., Nelson D. Sedimentation rates, basin analyses and regional correlations of three Neoproterozoic sub-basins of the Kaapvaal craton as inferred from precise U-Pb zircon ages from volcanoclastic sediments // Sedimentary Geology, V. 120, 1998. P. 225–256.
11. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geoscience Frontiers, V. 14, № 4, 2023. Art. 101558.
12. Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L., Kutuyavin E.P., Samsonova E.N. Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence // Terra Nova, № 7, 1995. P. 330–331.

13. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Research*, V. 298, 2017. P. 157–173.
14. Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I. M., Gorokhovskii B.M., Levskii L.K. U-Pb systematics of Proterozoic carbonate rocks: the Inzer Formation of the Upper Riphean stratotype (Southern Urals) // *Stratigraphy and Geological Correlation*, № 6, 1998. P. 336–347.
15. Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Gorokhovskii B.M., Levskii L.R. The Pb-Pb trail dating of carbonates with open U-Pb systems: the Myn'yar Formation of the Upper Riphean stratotype, southern Urals // *Stratigraphy and Geological Correlation*, № 8, 2000. P. 529–543.

КАЛЬЦИТОВЫЕ ПРОЖИЛКИ СЕЛЕНИТОВОГО ТИПА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОГИДРОРАЗРЫВА В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

В.М. Горожанин, З.А. Войкина
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Нижнепермские отложения, слагающие восточную бортовую зону южной части Предуральского прогиба, изучались петрографическим методом с целью выяснения литофациальных особенностей пород. Использовались шлифы из керна нефтепоисковых скважин, пробуренных на этом участке 30–40 лет назад: 71 и 73 Активной площади, 3 и 4 Петровской, 10 Саракташской, 108 Оренбургской и 106 Предуральской.

Комплекс нижнепермских отложений, сопоставляемый в пределах восточной бортовой зоны Предуральского прогиба с флишем, имеет сложный состав. Он включает гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, а также породы кремнистого и карбонатного состава. Кремнистые радиоляриты и тонкозернистые известняки представляют отложения фоновой седиментации, они часто обогащены органическим веществом планктонного типа, терригенные породы – гравелиты, песчаники, алевролиты содержат прослои, обогащенные углефицированным материалом растительного происхождения; карбонатные обломочные разновидности – мелкообломочные брекчии и биокластовые грейнстоуны – характеризуют темпеститовую седиментацию, связанную с сейсмическими событиями в раннепермское время. Характерной чертой отложений является наличие карбонатного цемента, который в виде тонкозернистой седиментогенной примеси или вторичного кристаллического кальцита присутствует практически во всех разновидностях пород.

Район имеет сложное тектоническое строение, что обусловлено большим количеством тектонических нарушений, связанных как с соляно-купольной тектоникой, так и с предполагаемым вовлечением нижнепермских отложений в складчатые структуры западной части Зилаирского синклиория. Многочисленные трещины, секущие породы, преимущественно залечены кальцитом, имеющим обычный блоковый вид. Иногда в таких кальцитовых прожилках наблюдается несимметричное зональное строение, что указывает на неоднократное раскрытие тектонических трещин.

Наряду с обычными кальцитовыми прожилками, расположенными под различными углами к напластованию пород и наиболее частыми в зонах тектонического дробления, присутствуют также прожилки другого типа. Они также сложены кальцитом, но не блоковым, а в виде параллельно-волокнистых шестоватых сростаний, растущих перпендикулярно напластованию. Для объяснения генезиса этих прожилков отметим следующие типичные для них черты:

- 1) приуроченность к тонкозернистым разновидностям пород – аргиллитам, алевролитам, а также к прослоям, обогащенным органическим веществом (рис. 1);
- 2) приуроченность к крупным углефицированным фрагментам растительных остатков (рис. 2);
- 3) ориентация самих прожилков в породе – преимущественно послойная, чаще всего, совпадающая со слоистостью.

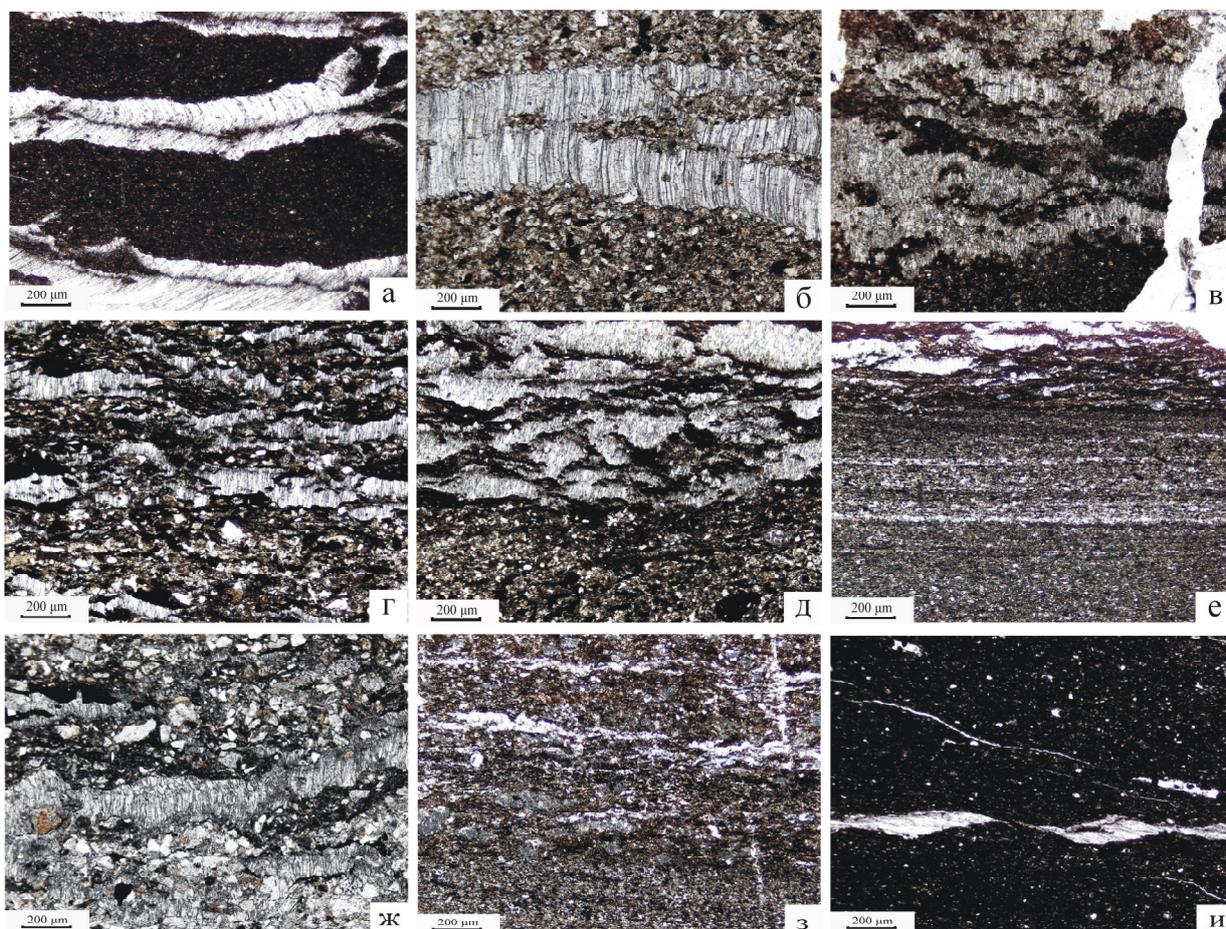


Рис. 1. Пржилки параллельно-волокнистого кальцита в тонкозернистых углеродисто-аргиллит-алевритистых нижнепермских отложениях восточной зоны Предуральяского прогиба.

а – скв. 4 Петровская, г–е – в скв. 3 Петровская, з – в скв. 10 Саракташ, и – в скв. 71 Активной.

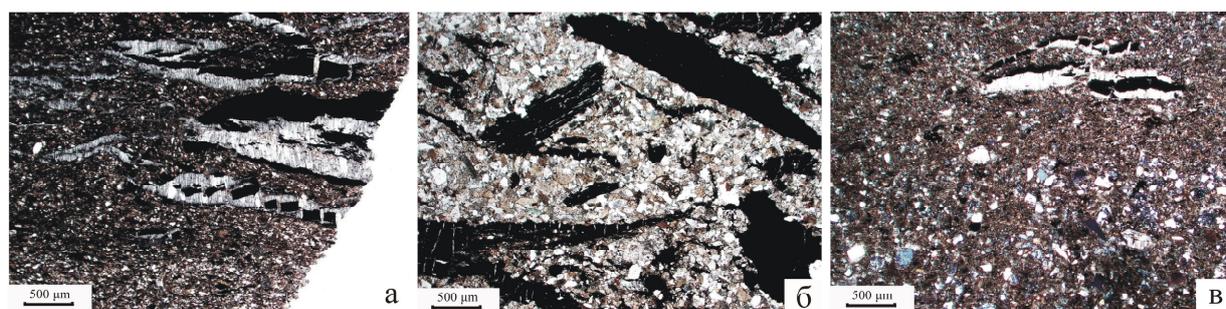


Рис. 2. Пржилки параллельно-волокнистого кальцита, связанные с разрывом углефицированных растительных остатков в нижнепермских отложениях. Скв. 3 Петровская

Указанные черты позволяют высказать предположение, что они формировались в послойных трещинах отрыва. Прежде всего, параллельно-волокнистая, иногда слегка изогнутая форма тонких кристаллитов, растущих перпендикулярно слоистости, очень напоминает жилы гипса-селенита, которые часто можно наблюдать в гипс-содержащих карбонатно-глинистых соликамских отложениях уфимского яруса. Они отражают быструю кристаллизацию гипса в трещинах отрыва при межпластовых тектонических подвижках по глинистым прослоям. Как полагают некоторые исследователи, механизм кристаллизации волокнистых агрегатов вообще [1], и гипса-селенита в частности [2], обусловлен ростом кристаллизационного давления в диагенезе, из-за чего селенит раздвигает стенки трещины, приподнимает горизонтальные пласты, и прожилок со временем превращается в жилу, полностью заполненную селенитом. Однако, это, вероятно не совсем так: материал стенок неизбежно бы попадал в зону кристаллизации кристаллов, вызывая их расщепленный рост, чего в селенитовых жилах не наблюдается. Более вероятна быстрая кристаллизация в условиях свободного пространства, возникающего в трещинах отрыва при послойных деформациях сдвигового типа.

В шестоватых сростаниях тонковолокнистых кристаллов кальцита, слагающих параллельные слоистости прожилки в нижнепермских отложениях, расщепления также не наблюдается. По всей вероятности, их образование связано с синтетектоническими трещинами отрыва. Разрыв слоев происходил по пластичной и наименее прочной части нижнепермских пород – углеродисто-глинистым прослоям, обогащенным органикой и углефицированным растительным фрагментам, которые лишены обломочных зерен, создающих жесткий каркас породы. Источником материала для кристаллизации волокнистого кальцита мог быть карбонатный цемент, широко присутствующий почти во всех разновидностях пород.

Мы полагаем, таким образом, что наблюдаемые кальцитовые прожилки «селенитового» типа в нижнепермской толще флишойдов связаны с разрывом слойков при интенсивных хрупких деформациях осадочной толщи, т.е. отражают своеобразный «палеогидроразрыв», когда породы были уже достаточно сильно литифицированы. Вероятнее всего, это были деформации сдвигового типа, при которых формируются как сколы, так и трещины отрыва; последние заполнялись быстро растущими волокнистыми кристаллами кальцита. На сдвиговый тип указывают также раздувы типа «пулл-апарт» в структуре трещины (рис.1, и). Время деформаций неопределенно, скорее всего оно совпадает с активизацией неотектонического этапа.

Авторы благодарят ООО «Газпром добыча Оренбург» и НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Газпромнедра» за предоставленную возможность изучения коллекции шлифов.

Список литературы

1. Жабин А.Г. Морфология и генезис параллельно-шестоватых агрегатов минералов / А. Г. Жабин // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, Ч. 85, вып. 5, 1958. С. 57–64.
2. Кобылина О.Н. Селенит в гипсоносных толщах Новомосковского месторождения гипса. Вестник ВГУ, Серия: Геология, №2, 2011. С. 66–73.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРЮКСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА (Д. ТОЛПАРОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.М. Горожанин, С.В. Мичурин, В.Ф. Юлдашбаева
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: Gorozhanin@ufaras.ru

Вендские отложения урюкской свиты в западной части Башкирского мегантиклинория обычно плохо обнажены и не дают полных разрезов. По данным Ю.Р. Беккера [2] из двенадцати разрезов свиты только в двух мощность отложений достигает 200–220 м. В.И. Козловым [7] был предложен в качестве гипостратотипа разрез свиты по р. Зилим в устье р. Сарышка мощностью 350 м. В настоящей работе обсуждаются результаты литологических наблюдений и петрографического изучения терригенных пород урюкской свиты, обнажающихся в придорожных выемках строящейся дороги в бассейне р. Малый Толпар в районе д. Толпарово. Проведенные литологические исследования показывают [4], что толпаровский разрез урюкской свиты является одним из самых полных и хорошо обнаженных разрезов мощностью около 400 м. Он представляет собой наиболее подходящий объект для выявления индикаторных литологических признаков условий осадконакопления в урюкское время. Цель исследований – выяснение генезиса отложений урюкской свиты.

Описываемый разрез урюкской свиты вскрыт в 2,5 км к юго-востоку от д. Толпарово в придорожных выемках строящейся дороги на левом берегу руч. Сыглыелга в 1200 м выше его устья (рис.). Контакт между урюкскими и подстилающими их отложениями суировской свиты скрыт от наблюдения – между коренными выходами пород имеется задернованный участок протяженностью около 50–60 м. Далее по направлению на юго-восток стратиграфически снизу вверх вскрываются следующие слои урюкской свиты.

1. Песчаники аркозовые, разнозернистые, светло-серые с желтоватым оттенком, серые, средне- и толстоплитчатые с прослоями полимиктовых гравелитов. В породах фиксируются линзы и скопления грубого галечного материала с разноориентированными литокластами глинисто-алевролитового состава. Падение слоистости ВСВ $60^\circ \angle 50^\circ$. Мощность 18 м.

2. Алевролиты кварцевые, зеленовато-серые, тонкослоистые за счет глинистых прослоев, плитчатые, с прослоями аргиллитов темно-серых; слоистость горизонтальная. В конце слоя присутствует прослой (1,5 м) темно-серых полимиктовых гравелитов. Падение слоистости ВСВ $60^\circ \angle 50^\circ$. Мощность 11,5 м.

3. Элювиальные выходы габбродолеритов. Видимая мощность 12 м.

4. Песчаники аркозовые, средне- и крупнозернистые, светло-серые с желтоватым и зеленоватым оттенками, с прослоями полимиктовых гравелитов. В нижней части слоя (отм. 90-100 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0.2 до 1.5 м. В песчаниках отмечается горизонтальная, косая и косоволнистая слоистость. Косая слоистость характеризуется параллельным расположением слойков мощностью 1–15 мм, имеющих юго-восточное падение под углами $15-30^\circ$. Косоволнистая слоистость имеет волнистоизогнутые поверхности наслоения, внутри каждого прослоя, мощностью от 1–2 до 7–8 см, фиксируется более мелкая косая и параллельная слоистости с мощностью отдельных слойков 1–2 мм. Падение слоистости ВСВ $50-60^\circ \angle 35-50^\circ$. Мощность 29 м.

5. Песчаники аркозовые, средне- и крупнозернистые, светло- и темно-серые, с прослоями (0,5–1,5 м) алевролитов кварцевых, зеленовато-серых, тонкослоистых за счет глинистых прослоев. Падение слоистости СВ $40^\circ \angle 35^\circ$. Мощность 15,5 м.

6. Задерновано 32 м. В элювии – редкие обломки песчаников аркозовых мелко- и среднезернистых, серых с желтоватым оттенком.

7. Песчаники и гравелитопесчаники аркозовые, мелко-, средне- и крупнозернистые, розовато-серые, розовые, красноватые, красно-коричневые с прослоями алевролитов и аргиллитов красновато-серых, вишнево-красных. Песчаники характеризуются горизонтальной слоистостью, часто со сдвоенным характером тонких глинистых слойков, а

также слоями с массивной беспорядочной текстурой. В нижней части слоя (отм. 260–280 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0,3 до 3,0 м. Падение слоистости ВСВ $60-85^\circ \angle 30-60^\circ$. Мощность 124 м.

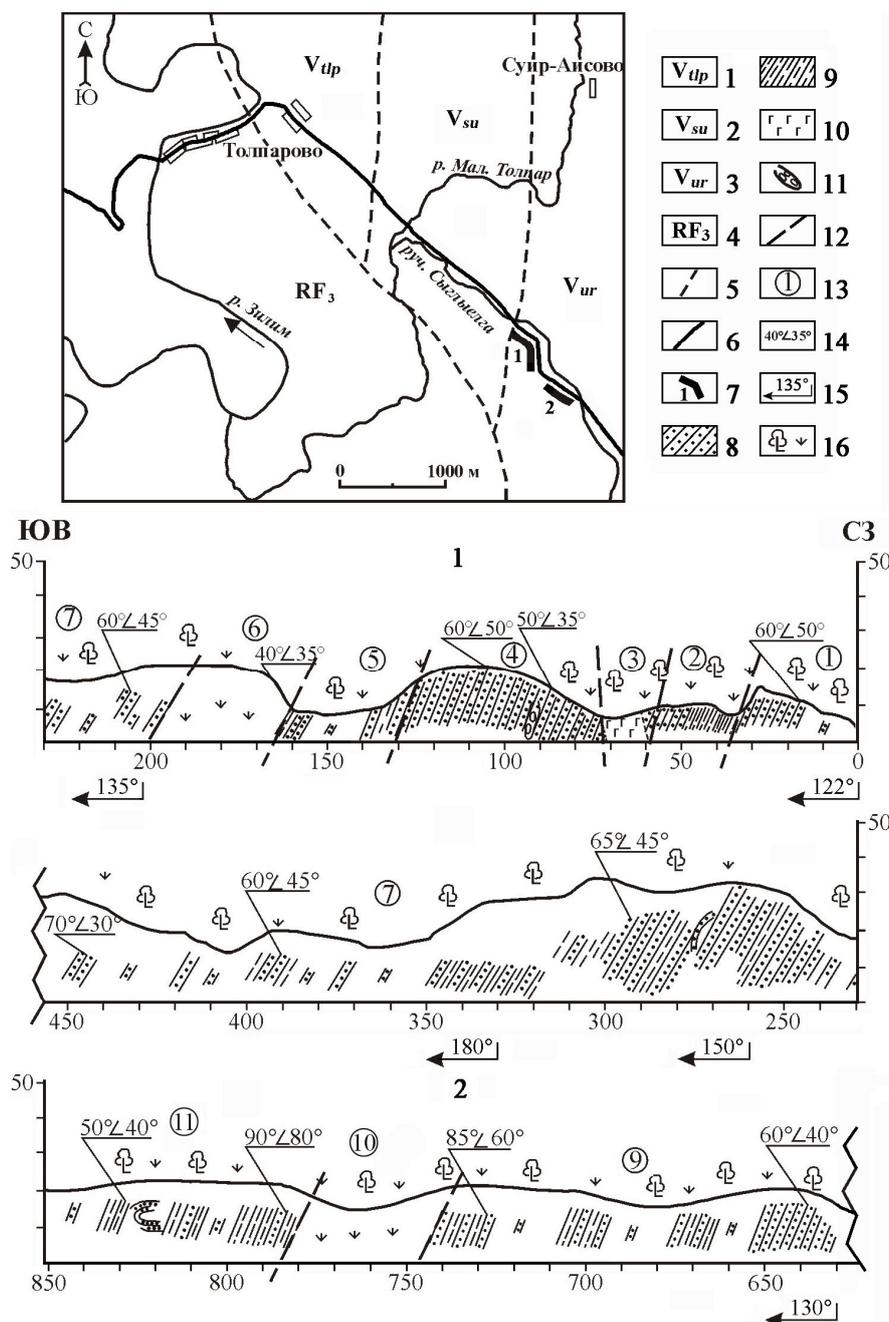


Рис. 1. Геологическая схема района д. Толпарово, положение и геологический разрез урюкской свиты

1–3 – отложения венда, свиты: 1 – толпаровская (Vtlp), 2 – суировская (Vsu), 3 – урюкская (Vur); 4 – нерасчлененные отложения верхнего рифея (RF₃); 5 – геологические границы; 6 – автодорога; 7 – положение и номера фрагментов изученного разреза урюкской свиты; 8 – песчаники; 9 – аргиллиты и алевролиты; 10 – габбродолериты; 11 – гравелиты; 12 – границы слоев; 13 – номера слоев; 14 – элементы залегания пород; 15 – азимут маршрута; 16 – задернованные участки.

8. Задерновано 175 м. Редкие обломки песчаников аркозовых мелко- и среднезернистых, красновато-коричневых.

9. Песчаники аркозовые, мелко- и среднезернистые, розовые, красноватые, красно-коричневые с прослоями алевролитов и аргиллитов красновато-серых, вишнево-красных. Падение слоистости ВСВ $60-85^\circ \angle 0-60^\circ$. Мощность 68 м.

10. Задерновано 40 м. Редкие обломки песчаников аркозовых мелко- и среднезернистых, красновато-коричневых.

11. Переслаивание песчаников аркозовых, мелко-, среднезернистых, красно-коричневых и алевролитов, аргиллитов, вишнево-красных. В средней части слоя (отм. 820–830 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0,3 до 1,5 м. Падение слоистости ВСВ $50-90^\circ \angle 40-80^\circ$. Мощность 40,5 м.

Залегающие выше песчаники имеют зеленовато-серую окраску и полимиктовый состав, что является характерными чертами песчаников басинской свиты. Непосредственный контакт между урюкскими и басинскими отложениями задернован. Породы урюкской свиты имеют одинаковые элементы залегания, как с подстилающими, так и с перекрывающими их отложениями (северо-восточное и восток-северо-восточное падение под углами $35-85^\circ$) [4].

В толпаровском разрезе урюкской свиты выделяются две толщи, отличающиеся окраской пород. В нижней части разреза породы желтовато- и зеленовато-серые, в верхней – розовато-серые, розовые, красные и вишнево-красные.

Одним из важнейших литологических признаков, по которому можно реконструировать условия осадконакопления, является слоистость. В силу плохой обнаженности пород урюкской свиты слоистость в них относительно малоизучена. М.Л. Ключина [6], изучавшая направления сноса терригенного материала по ориентировке косой слоистости в ашинской серии Южного Урала, описала ее во всех свитах серии, за исключением урюкской. Ю.Р. Беккер в песчаниках урюкской свиты установил присутствие слоистых, неяснослоистых и неслоистых разновидностей пород. Помимо горизонтальной им описана косая слоистость с прямолинейным параллельным расположением слойков, которые резко срезаются в их подошве и кровле [1]. Такой тип слоистости указанным исследователем рассматривается как характерный признак русловых отложений.

В породах урюкской свиты нами наблюдались следующие типы слоистости: горизонтальная, косая и косоволнистая. Горизонтальная слоистость часто не выдержана и осложнена складками оползания. Этот тип слоистости чаще встречается в верхней красноцветной толще толпаровского разреза. В толпаровском разрезе косая слоистость с прямолинейным параллельным расположением слойков нами не встречена, зафиксирована только перекрестная с вогнутыми поверхностями слоевых швов и разнонаправленная косая слоистости, которые могут формироваться не только в русловых, но и в морских условиях [10]. Косонаслоенные слои мощностью 20–70 см состоят из серии косых, выполаживающихся к подошве слойков, имеют разнонаправленный, иногда мульдобразный характер и срезают друг друга под углами $5-15^\circ$. Как в горизонтально-, так и в косонаслоенных песчаниках, проявлена мелкая ритмичная (тайдалитовая) полосчатость, обусловленная двояким характером более тонких прослоев другой гранулометрии. Она выражена во всех типах слоистости и указывает на приливо-отливной характер гидродинамической деятельности [15, 16]. В отдельных косослоистых сериях наблюдаются неотчетливые признаки градиционности, связанные с наличием более грубозернистых слойков ближе к подошвенной части, эрозионные поверхности, подводно-оползневые деформации, а также прослои, обогащенные включениями галек различной степени окатанности. В песчаниках сероцветной части разреза наблюдается мелкая косоволнистая слоистость, свидетельствующая о волнении водной среды при осадконакоплении. Большое количество подводно-оползневых складок, имеющих размер от первых сантиметров до 1,5–2,0 м также может указывать на нестабильную и активную гидродинамику. Присутствие наряду с горизонтально слоистыми отложениями слоев с массивной текстурой свидетельствует о том, что спокойный характер мелководного осадконакопления с влиянием приливов и отливов резко прерывался из-за повышенного привноса терригенного материала.

Наблюдаемая нами в породах урюкской свиты тайдалитовая полосчатость является характерной чертой для осадконакопления в условиях мелководного терригенного шельфа и авандельт [15, 16]. По этой причине сочетание признаков волновой деятельности с приливно-отливным характером осадконакопления, а также с большим количеством подводно-оползневых складок свидетельствует, по нашему мнению, об осадконакоплении в условиях нестабильной гидродинамики переходной зоны река-море, т.е. дельты.

По наблюдениям Ю.Р. Беккера, красноцветность верхней части свиты имеет фациальную природу, которая, однако, распространена локально в бассейнах рек Зилим и Зигана, где граница между сероцветными и красноцветными породами «не является четкой, что затрудняет ее использование в стратиграфических целях» [2]. В.И. Козловым [7] предполагается первичная природа красноцветной окраски пород урюкской свиты, которая используется для ее стратификации. Смена окраски пород может означать изменение восстановительных условий осадконакопления в урюкское время на окислительные. По нашему мнению, этот литологический признак может быть обусловлен эпигенетическими процессами, и, в таком случае, его привлечение может привести к ложным выводам об аридности климата и высоком содержании кислорода в атмосфере в момент формирования осадков.

Для образования красноцветов, как известно [3, 11, 14], необходима кислородная атмосфера и жаркий климат, каждая песчинка обломочных пород может покрываться рубашкой окисно-железистых минералов, а состав цемента изначально может содержать гематит – поэтому наличие красноцветных пород в разрезе является серьезным аргументом в пользу их континентального генезиса. К тому же ряд литологических признаков, а именно присутствие косой слоистости с прямолинейным параллельным расположением слойков, в совокупности с линзовидным характером гравийных прослоев, по мнению Ю.Р. Беккера [1], свидетельствует об аллювиальных (т. е. континентальных) условиях формирования урюкской свиты.

Наши данные, основанные на литологических и петрографических наблюдениях, не согласуются с этим выводом. Во-первых, в отложениях, как серой, так и красноцветной толщ, обнаружены горизонтальная и волнистая слоистости, в том числе приливно-отливного характера, наблюдается массовое развитие подводно-оползневых деформаций, присутствуют штормовые (?) прослои. Такие признаки, как знаки волновой ряби и флазерная слоистость, отмечаемые в отложениях красной толщи, свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления.

Во-вторых, в красноцветных урюкских песчаниках обнаружен глауконит – типичный минерал морского генезиса. Несмотря на его некоторую измененность вторичными процессами перекристаллизации и гематитизации, почковидная форма и микрокристаллическая структура конкреций не позволяет спутать его с другими минералами. Следует отметить, что в алевропелитах бакеевского уровня, залегающих на размытой поверхности урюкских известняков в районе г. Усть-Катав, ранее фиксировалось присутствие глауконита, который считался переотложенным из подстилающих слоев верхнего рифея [1]. Однако, в составе обломочного материала урюкской свиты, как известно, преобладает материал разрушения гранитных и метаморфических комплексов с Русской платформы [1, 8], в котором отсутствует глауконит. К тому же, этот минерал слабо устойчивый к переносу, концентрирование которого возможно только при механизме образования перлювия – перебива несцементированного осадка на месте его образования в раннем диагенезе [12].

В-третьих, как показывают петрографические наблюдения по соотношению минералов, слагающих цемент песчаников, реконструируется сложная история формирования полиминерального цемента, а присутствие железистых минералов в его составе носит вторичный характер и связано с эпигенетическими преобразованиями песчаников. Реконструкция последовательности этих преобразований позволяет более детально прояснить геологическую историю. Первичный цемент в песчаниках, как в сероцветной

толще, так и в красноцветной, имел хлорит-иллитовый состав; к настоящему времени он сохранился, благодаря позднему окварцеванию, только в виде пленок в оторочках обломочных зерен и тех частях межзерновых пор, куда не проникли Fe-содержащие растворы. В проницаемых порах песчаников произошло частичное, а иногда полное замещение его гидроокислами железа. Наиболее поздним цементом в песчаниках, является регенерационно-кварцевый, который, сформировался из первично-кремнистого халцедонового цемента, затем произошла его кристаллическая регенерация в соответствии с ориентацией кристаллических структур в рядом расположенных обломочных зернах кварца. Этот процесс, типичный для постдиагенетических преобразований, вероятнее всего, имел место во время погружения толщи на глубину с последующим перекрытием ее палеозойскими шельфовыми отложениями в течение среднего-позднего палеозоя.

Таким образом, на основе петрографических наблюдений и минералогических исследований нами сделан вывод, что первичная окраска пород красноцветной толщи была серой. Красноцветность – явление, обусловленное вторичными изменениями, которые связаны с выведением толщи в зону аэрации. Из-за этого мелкозернистые слоистые силикаты цемента (иллит, хлорит, глауконит) подверглись частичному разрушению с образованием соединений окисного железа. Породы приобрели вишнево-красную окраску, которая впоследствии, при погружении под шельфовыми палеозойскими осадками, «запечаталась» кварцевым цементом.

Сравнительный анализ условий образования урюкских отложений с подстилающими отложениями в этом же разрезе показывает, что характер осадконакопления принципиально не меняется. Для нижележащих толпаровской и суировской свит ранее установлено наличие диамиктитовых прослоев [8], а также чрезвычайно широкое развитие подводно-оползневых образований [5, 9], что определяет эту осадочную последовательность как мариногляциальную. Фациальный профиль осадконакопления от низов толпаровской свиты до верхов суировской показывает углубление бассейна, наступившее в условиях трансгрессии, возможно, связанной с таянием ледника. Формирование большого количества подводно-оползневых структур в суировской свите указывает на крутизну склонов бассейна и смену от глубоководных условий авандельты более мелководными, прибрежно-морскими. После суировского времени глубина бассейна начала уменьшаться, и он стал заполняться грубозернистыми осадками урюкской свиты. Изменяется лишь состав и размерность обломков терригенного материала. Таким образом, отложения суировской и урюкской свит, вероятнее всего, образуют единую осадочную последовательность, которая имеет мариногляциальный генезис. Современным аналогом такой последовательности, вероятно, могут являться осадки, накапливающиеся на баренцевоморском шельфе в районе архипелага Шпицберген в подводных эрозионных каналах и впадинах, протяженность которых достигает десятков и даже сотен километров [13].

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что осадконакопление в урюкское время происходило в условиях нестабильной гидродинамики переходной зоны река-море, т.е. дельты. По сравнению с предыдущим толпаровско-суировским временем характер осадконакопления принципиально не меняется. Изменяется лишь состав и размерность обломков терригенного материала. Происходит обильный привнос кластики и ее незначительный перенос в холодном климате. В целом можно заключить, что урюкские отложения, несмотря на отсутствие в них прямых литологических признаков диамиктитов, образуют с подстилающими толпаровско-суировскими мариногляциальными отложениями единую осадочную последовательность, в которой к концу урюкского времени устанавливается мелководно-морской режим осадконакопления.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
2. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
3. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
4. Горожанин В.М., Мичурин С.В., Юлдашбаева В.Ф. Литологические особенности урюкской свиты в Толпаровском разрезе венда (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые, №1, 2024. С. 82–99.
5. Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 (ИГ УНЦ РАН). СПб.: Свое издательство, 2015. С. 69–78.
6. Ключина М.Л. К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения // Сборник по вопросам стратиграфии. Вып. 7. Стратиграфия и фауна палеозоя Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 31–51.
7. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
8. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: СГУ, 1948. 413 с.
9. Печенкин И.Г. Литолого-геохимические индикаторы древних очагов разгрузки пластовых вод. Ленинградская школа литологии // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Т. II. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 259–261.
10. Полевая геология: Справочное руководство: В 2 кн. / Под ред. В.В. Лаврова, А.С. Кумпана. Л.: Недра, 1989. Кн. 1. 400 с.
11. Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые, №2, 1992. С.71–89.
12. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
13. Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M., Patton H., Vadakkepuliambatta S., Plaza-Faverola A., Gudlaugsson E., Serov P., Deryabin A., Mattingdal R., Mienert J., Bünz S. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // Science, Vol. 356, Iss. 6341, 2017. P. 948–953.
14. Catling D.C., Kasting J.F. Atmospheric Evolution on Inhabited and Lifeless Worlds. Cambridge: 2017. 579 p.
15. Clark R. A., Richard A. D., Vernon J. H. Tidalites: Processes & Products // Society for Sedimentary Geology. Special Publications. 1998. № 61. 175 p.
16. Smith D. G. Tidal Bundles and Mud Couplets in the McMurray Formation, Northeastern Alberta, Canada: Geological Notes // Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 1988. V. 36. № 2. P. 216–219.

ЛИТОТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ СТЕРЛИТАМАКСКИХ ШИХАНОВ, СРАВНЕНИЕ С РИФОВЫМИ ФАЦИЯМИ УФИМСКОГО ПЛАТО

Е.Н. Горожанина, Н.С. Сагдеева, В.М. Горожанин
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Шиханы Юрактау, Куштау, бывший Шахтау (ныне карьер) и Торатау это горы-одиночки, расположенные цепочкой линейно с севера на юг вдоль правого берега р. Белой около г. Стерлитамака, они сложены массивными органогенными известняками. Они расположены на неотектоническом Шиханском блоке, который с момента его выведения на поверхность Земли, подвергался эрозии и денудации. В результате этого четыре шиханы получили свое выражение в рельефе в виде гор-останцов [2, 3]. Известняки, слагающие шиханы Юрактау, Куштау и Торатау, можно разделить на две основные группы – биогермные, слагающие органогенные тела и постройки, и зернистые, сложенные мелкими обломками разнообразной фауны. Биогермные известняки подразделяются на каркасные баундстоуны и крупнобиокластовые рудстоуны. Среди зернистых разновидностей по классификации [10] выделяются грейнстоуны, пакстоуны, вакстоуны и мадстоуны [4, 9].

Литотипы биогермных известняков. *Мишанковые известняки* – баундстоуны, представлены серыми пятнистыми известняками с многочисленными включениями колоний сетчатых и ветвистых мшанок, часто с инкрустационными корочками и темно-серыми тонкослоистыми участками микритового известняка (мадстоуна) между веточками мшанок (рис. 1в-з). *Тубифитесовые* («водорослевые» или шамовелловые) известняки – относятся к пакстоунам и вакстоунам, содержат многочисленные мелкие белые фарфоровидные трубочки («червячки») – реликты организмов проблематичного генезиса Tubiphytes ранее относимых к сине-зеленым водорослям [6] (рис. 1 а, б).

Коралловые известняки представлены фреймстоунами и рудстоунами с зернистым матриксом (рис. 2 а–в). Колонии кораллов часто находятся в прижизненном положении и образуют пласты, прослеживаемые по простиранию (коралловая тропа на вершине шихана Юрактау), а также часто отмечаемые в керне скважин горы Куштау. Мощность колоний от 10 до 50 см. Вмещающие известняки представлены криноидно-форминиферовыми грейнстоунами и пакстоунами (рис. 2 ж–и). Прослой с крупными колониями кораллов характерны для сакмарского яруса, распространены в верхней части шиханов Куштау и Юрактау. В артинском ярусе распространены темно-серые криноидные известняки с многочисленными белыми трубочками кораллов – Cladohonus. Они слагают небольшую возвышенность – Малый шихан, к западу от Торатау. *Палеоаплизинные известняки* – разделяются на баундстоуны с тонкослоистым микритовым матриксом и рудстоуны с зернистым биокластовым матриксом (рис. 2 г–е). В баундстоунах наблюдаются структуры обрастания (обволакивания) пластин палеоаплизин водорослевыми онколитоподобными массами, что свидетельствует о симбиотических взаимоотношениях. В обломочных известняках, сложенных крупными обломками пластин палеоаплизин (рудстоунах), между пластинами находятся раковины брахиопод, фораминифер, мшанок, кораллов, членики криноидей. Мощность прослоев палеоаплизинных известняков составляет 1–4 м, иногда достигает 20 м. Палеоаплизинный биогерм, который представляет собой пластовый биостром, был описан И.В. Хворовой на горе Куштау. Его строение было уточнено по скв. 21, пробуренной в высшей точке южной вершины Куштау. В мишанковых и палеоаплизинных баундстоунах характерным является наличие илового микропелоидного матрикса (рис. 1, в, рис. 2 г, е). Это свидетельствует о формировании биогермов в тиховодной зоне шельфа. Для коралловых известняков характерно наличие обломочного матрикса, представленного среднезернистым криноидно-фузулиновым песком (грейнстоуном).

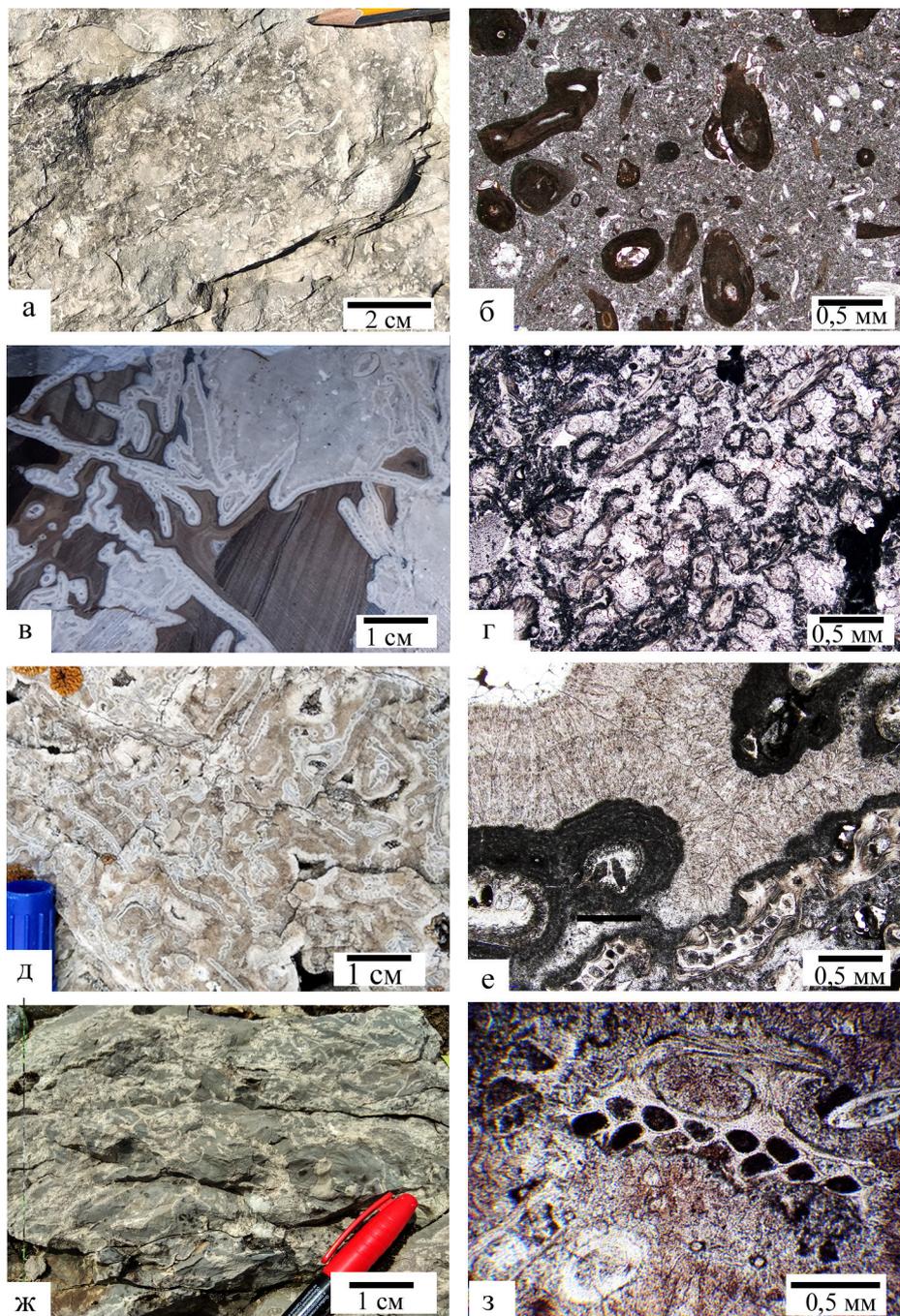


Рис.1. Тубифитесовые и мшанковые известняки

а, б – тубифитесовый известняк (вакстоун) – а – многочисленные белые фарфоровидные трубочки тубифитов в тонкозернистом известняке, б – тубифиты в виде черных микритовых включений в пелоидном матриксе, Юрактау, нижний уступ карьера на юго-восточном подножии, в – з мшанковые известняки: в – мшанковый фреймстоун с перекристаллизованными веточками мшанок в тонкослоистом иловом матриксе, Куштау, штуф, скв.24, гл.135 м; г, д, е – мшанковые баундстоуны и фреймстоуны с инкрустационным кальцитовым цементом: г – Куштау: скв. 22, гл. 230,6 м; д, е – Торатау, южный склон; ж, з – Уфимское плато, гора Тастуба, карьер; б, г, е, з – шлифы, николи параллельны.

Литотипы зернистых органогенно-обломочных (биокластических) известняков.

Грейнстоуны (карбонатные песчаники). Фузулиновые грейнстоуны – представлены средне- и крупнозернистым известняками, состоящим из скопления раковин фузулинид, сцементированные тонко- и мелкозернистым кальцитом (рис. 2 ж-и). *Криноидно-фузулиновые грейнстоуны* сложены члениками криноидей и раковинами фузулинид,

сцементированными тонкозернистым кальцитом или микритом. *Полибиокластовые грейстоуны* состоят из обломков разнообразной фауны – водорослей, брахиопод, мелких фораминифер, фузулинид, микритизированных зерен. *Пакстоуны и вакстоуны* представляют собой зернистые известняки с микритовым и перекристаллизованным матриксом (рис. 2 к, л). По составу биокластики среди них выделяются криноидные, мшанковые, мшанково-криноидные, мшанково-тубифитовые и полибиокластовые разности. *Мшанковые пакстоуны* сложены обломками веточек мшанок, сцементированными мелкокристаллическим и инкрустационным кальцитом за счет биоэрозии, т.е. разрушения мшанковых каркасов другими организмами, что характерно для рифовых сообществ. *Криноидные вакстоуны* часто слагают центральные зоны нептунических даек, представляющие собой секущие трещины, заполненные темным микрозернистым известняком.

Литотипы рифовых известняков Уфимского плато. В восточном обрамлении Уфимского плато на границе с Юрюзано-Айской впадиной Предуральского прогиба раннепермские отложения рифового типа были описаны в 30-х и 40-х годах 20-го века М.М. Толстихиной, С.С. Осиповым, В.Д. Наливкиным, Н.Г. Чочиа, С.М. Домрачевым при проведении геолого-съёмочных работ. Их детальное описание дано в монографии В.П.Маслова [8]. Нижнепермские рифогенные отложения, относящиеся к юрюзанской свите сакмарского яруса, были осмотрены нами в карьере у д. Тастуба и южнее – у д.д. Ташаулово и Урмантау (севернее д. Усть-Атавки) [5]. В карьере у д. Тастуба они представлены слоистой толщей чередования мшанковых и палеоаплезиновых известняков. Толщина прослоев 0,5-1 м. *Мшанковые известняки* пятнистые, сложены фрагментами веточек мшанок, также содержат мелкие фрагменты тубифитесов (иногда нарастающих на мшанки), раковины брахиопод, остракод, сцементированных светлым желтовато-белым крустификационным кальцитом, а в промежутках серым микритом – микрозернистым тонкобиокластовым известняком. Сочетание серых и светлых участков придает породе обломочную текстуру (рис. 1 ж). Крустификационный цемент образовался как вокруг биокластов, так и вокруг микритовых участков. Прослой *палеоаплезиновых известняков* содержат многочисленные разноориентированные фрагменты палеоаплезиновых корок в мелкозернистом матриксе (рис. 2 е). В высыпках в карьере встречаются фрагменты темных крупнокриноидных известняков (рис. 2 м). В разрезах Урмантау и Ташаулово отложения юрюзанской свиты представлены толщей равномерно слоистых известняков с обильной фауной. Выделяются прослой (до 1 м) с колониями кораллов размером 0,5–0,8 м, до 1 м в диаметре. Они чередуются с гастроподовыми, фузулинидовыми и брахиоподовыми известняками. Отмечаются крупные включения желваков светло-серых кремней. Пространство между коралловыми колониями заполнено биокластовым известняком. Влияние штормов и ураганов проявлено в присутствии перевернутых коралловых колоний (рис. 2 в). Циклическая смена обстановки формирования отражается в чередовании прослоев, обогащенных разной фауной – слои с кораллами перекрываются слоями, обогащенными гастроподами, брахиоподами. Выделяются прослой с крупными фузулинидами, ориентированными по слоистости, что указывает на влияние течений (рис. 2 и).

Особенностью известняков является наличие *кальцитовых инкрустаций*, как в биогермных так и в биокластовых разностях. Каемки радиально-фибрового кальцита наблюдаются вокруг зерен и пористых включений – на границах корки палеоаплезины, или веточки мшанки, тубифитесового желвака, или вокруг раковины фузулиниды и вмещающего темного илового микритового матрикса, что придает породе узорчатую структуру (рис. 1 в-е). Вероятно, формирование инкрустационных корок и каемок происходило на стадии диагенеза – после погружения толщи известняков и перекрытия их более молодыми осадками. Остаточные растворы в пористых раковинах могли служить причиной образования инкрустаций. Возможно, на формирование каемок радиально-фибрового кальцита повлияли палеокарстовые процессы [7]. Предполагается также роль бактериальных пленок в их образовании [1]. Сохранность микритового матрикса в некоторых разностях

биогермных мшанковых и палеоаплезиновых известняков, а также в фузулинидовых пакстоунах может указывать на существование первичного илового субстрата.

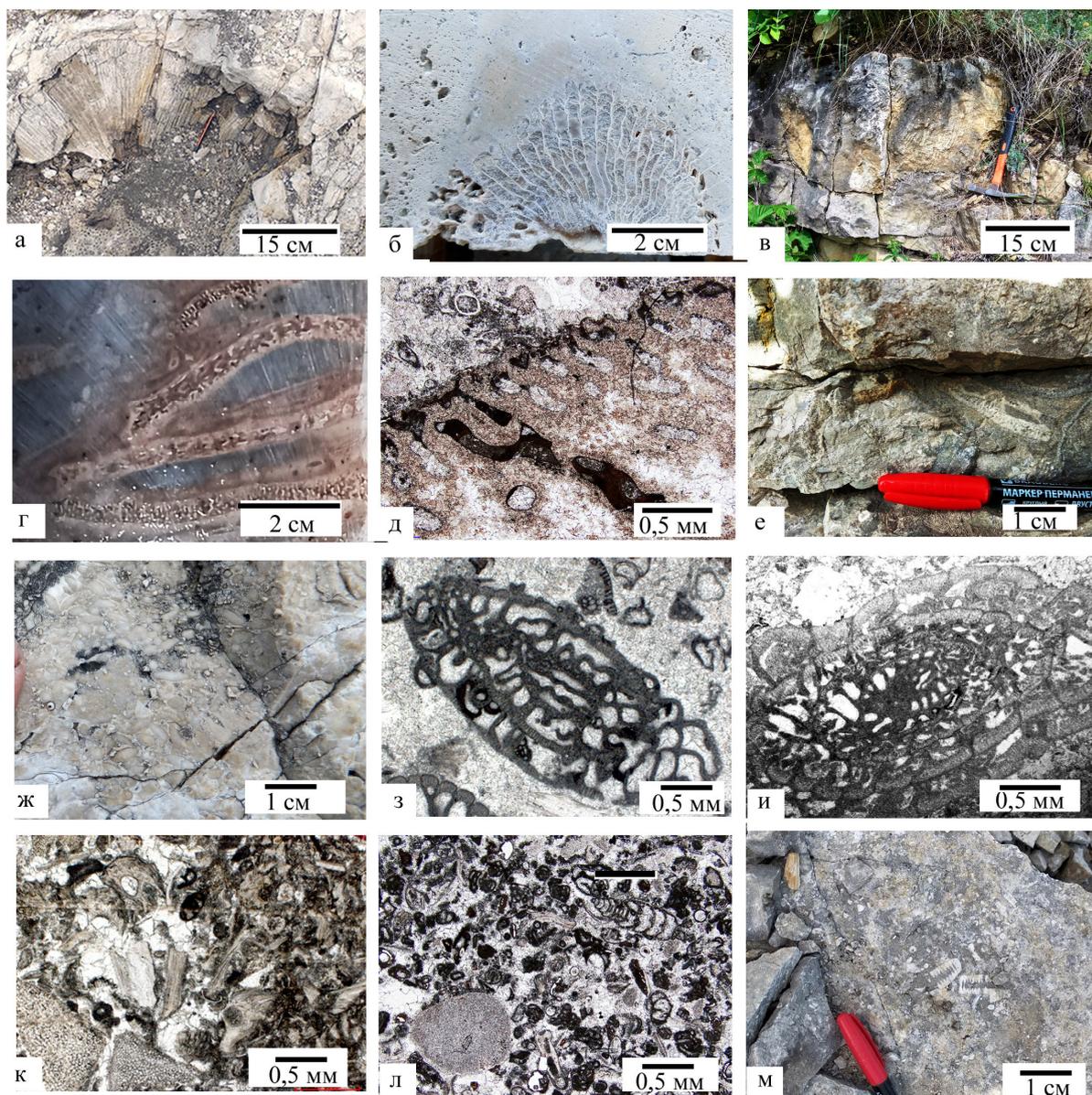


Рис.2. Коралловые (а,б,в), палеоаплезиновые (г, д, е) и зернистые биокластические (ж-м) известняки

а – колония кораллов на вершине горы Юрактау; б – кораллы в керне скважин, гора Куштау скв.35, гл. 210 м; в – колония кораллов в перевернутом залегании в разрезе у д. Ташаулово; Уфимское плато; г-е – пластины палеоаплезин: г – гора Куштау скв. 22, гл. 17 м; д – скв. 35, гл. 21,6 м; е – Уфимское плато, гора Тастуба, карьер; ж, з, и – фузулинидовые грейнстоуны: ж, з – Юрактау, юго-западное подножие; и – Уфимское плато, карьер у д. Урмантау; к, л – криноидно-биокластовые известняки: к – криноидно-мшанковый пакстоун, Юрактау, карьер на юго-восточном подножии; л – полибиокластовый пакстоун, Куштау, скв. 25, гл. 39.4 м; м – криноидный известняк, Уфимское плато, гора Тастуба, карьер; д, з, и, к, л – шлифы, николи параллельны.

Вторичная перекристаллизация и выщелачивание известняков, а также широко проявленные карстовые процессы, повлияли на облик пород, затушевывая первичные седиментационные признаки. На шиханах Торатау и Юрактау в кавернозных известняках можно наблюдать примазки деградированных битумов. В результате воздействия

постседиментационных доломитизирующих растворов фузулинидовые известняки практически нацело замещались мелко-тонкокристаллическим доломитом образуя прослои тонкопористых доломитов. В Ишимбайском массиве с этими породами связана нефтеносность: пористые участки распределены неравномерно, в доломитизированных известняках, так называемых «губчатых» доломитах, сосредоточены основные ресурсы.

Проведенное сравнение показывает сходство литотипов рифогенных известняков, слагающих Стерлитамакские шиханы и карбонатные массивы на восточной окраине Уфимского плато на границе с Юрюзано-Айской впадиной. Они представляют собой фрагменты гигантской ископаемой рифовой системы, которая формировалась 299–285 млн. лет назад в течение ранней (приуральской) эпохи пермского периода (ассельский, сакмарский и начало раннеартинского века) [6].

Список литературы

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Геопарк «Торатау»: памятники природы – пермские карбонатные массивы Тратау, Шахтау, Куштау, Юрактау // Геологический вестник. 2019. № 3. С. 161–170. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-3-11>
3. Горожанин В. М., Горожанина Е.Н. Тектоническое строение и история геологического развития территории Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 98-129. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-9.
4. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Сагдеева Н.С. Литофациальные особенности известняков нижней перми Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. №2. С. 4–25. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-1.
5. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. О нижнепермских рифах Уфимского плато. Геология рифов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А. Варсанофьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020, с.43-45
6. Кулагина Е.И., Скуин И.А., Косовая О.Л. Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.
7. Пономаренко Е. С. Происхождение цементолитов в верхнесилурийских лагунных отложениях Северного Урала // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 20-31. DOI: 10.19110/geov.2022.7.3.
8. Маслов В.П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Института геологических наук. Вып. 118. Геол. сер. № 42. Изд-во АН СССР, 1950. 69 с.
9. Сагдеева Н.С. Основные типы известняков горы Куштау // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Сборник статей Всероссийской молодежной конференции. М.: Издательство «Перо», 2022. С. 107-109.[Электронное издание].
10. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks (ed. Ham W. E.): Tulsa. AAPG Memoir 1, 1962. P. 108–121.

ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ В КАТАВСКОЙ СВИТЕ. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

К.Н. Данукалов, И.В. Голованова, Н.П. Парфирьев, Р.Ю. Сальманова
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
E-mail: danukalov@mail.ru

Геомагнитные инверсии являются крайним проявлением изменчивости геомагнитного поля, создаваемого и поддерживаемого действием динамо в ядре Земли. Их изучение представляет несомненный интерес с точки зрения понимания процессов, приводящих к возникновению и поддержанию земного магнитного поля.

Первые записи геомагнитных инверсий были опубликованы еще в 60-е годы 20 века. С тех пор было проведено много исследований в различных типах горных пород с разнообразными физико-химическими процессами образования и намагничивания и во многих местах на Земле. Большинство работ было посвящено изучению отложений, значительно меньше – лавовых потоков, и совсем немного записей инверсий получено по интрузиям. Значительный прогресс был достигнут за последние 20 лет путем настройки вариаций карбонатов в осадочных толщах на орбитальные вариации Земли с точностью лучше 20 тыс. лет.

Интенсивно изучаются «молодые» инверсии и, в первую очередь, Матуяма-Брюнес. Это связано с достаточно большим количеством разрезов для изучения, наличием датировок событий и, соответственно, возможностью проведения корреляций разных записей одного события и нахождения закономерностей протекания инверсии. Несмотря на то, что записи одной инверсии с разных точек земного шара и даже зачастую в разных типах горных пород различаются, исследователям удалось выделить некоторые общие черты протекания инверсий. К ним относятся, например, большое и систематическое уменьшение напряженности геомагнитного поля во время инверсий, как правило, преобладание недипольных составляющих поля над дипольными, во многих случаях наличие «предвестника» и «отскока» до и после смены полярности продолжительностью 3-4 тыс. лет и др. Строятся различные математические модели, описывающие механизм протекания инверсий. Существует несколько больших обзорных статей, обобщающих результаты изучения «молодых» геомагнитных инверсий [1].

«Древние» инверсии геомагнитного поля изучены значительно хуже. Имеется некоторое количество работ (в основном, достаточно старых), посвященных исследованию палеозойских инверсий [2]. Что же касается изучения докембрийских инверсий, то авторам известна только одна работа группы исследователей ВНИГРИ 1997 г. по катавской свите (разрез в г. Миньяр) [3]. Они изучили 2 последовательные инверсии в средней части миньярского разреза. Не вдаваясь в подробности, можно выделить как минимум два с нашей точки зрения положительных итога этой работы. Во-первых, даже при использовании астатического магнитометра для измерений и самодельной печи в кольцах Гельмгольца для магнитной чистки можно получать вполне приемлемые результаты (по крайней мере для катавской свиты). Во-вторых, в обеих изученных инверсиях переходы происходили достаточно закономерно. Так как разрезы катавской свиты находятся для нашей группы в пределах досягаемости, а в ее верхней части находится интервал гиперактивности геомагнитного поля [4], мы решили продолжить работу сотрудников ВНИГРИ по изучению инверсий в катавской свите на других разрезах и на большем количестве инверсий.

Исходя из возможностей нашей измерительной аппаратуры задачи настоящей работы можно сформулировать следующим образом: изучить морфологию некоторого не очень малого количества смен полярности геомагнитного поля, зафиксированных в породах верхней части катавской свиты; выявить различия и общие черты этих геомагнитных инверсий; попытаться сравнить особенности протекания таких «древних» инверсий (да еще

проходивших в период гиперактивного поля) с результатами изучения более «молодых» инверсий.

Для решения этих задач нами было опробовано около 1600 образцов из 4 интервалов разрезов катавской свиты, находящихся поблизости от г. Юрюзань и д. Галиакберово, относящихся к разным геологическим структурам Южного Урала.

Палеомагнитные исследования проводились по общепринятой методике с использованием спиннер-магнитометра JR-6 для магнитометрических измерений, терморазмагничивающей печи TD-48 для магнитной чистки и пакета программ Р. Энкина для компонентного анализа.

Результаты нашей работы можно кратко сформулировать следующим образом.

Во время инверсий наблюдаются как правило пониженные значения модуля естественной остаточной намагниченности (J_n) по сравнению с периодами стационарного состояния поля, но не всегда, в нескольких случаях модуль J_n примерно одинаков и при переходе и при спокойном поле, а в одном случае даже повышается. Т.к. уменьшение напряженности поля во время инверсии считается доказанным фактом, то это означает, что не во всех случаях можно судить об относительном изменении палеонапряженности по значениям модуля J_n .

В некоторых случаях изменения склонения и наклона во время инверсии происходят практически скачком (быстрее, чем 1000 лет). В ряде случаев логичных изменений параметров почти не видно за аномальными направлениями (возможно, это связано с преобладанием недипольных компонент геомагнитного поля), но в большинстве инверсий все же наблюдается логичное изменение направления ВТК (высокотемпературной компоненты) J_n во время перехода, правда, не одинаковое во время разных инверсий. Бывают переходы с плавными и синхронными изменениями склонения и наклона в начале и конце инверсии (вероятно, это запись изменений центрального осевого диполя), а в середине происходит быстрое (скачкообразное) изменение параметров. Иногда один параметр изменяется плавно, а другой скачком. Довольно много случаев, когда изменение одного из параметров опережает изменение другого, причем в разной последовательности. Иногда наблюдаются предвестники (до инверсии) и отскоки (после нее) с возвратом в исходное состояние. Бывают переходы довольно «шумные», но все же логичные. Выделено несколько быстрых инверсий (возможно, их следует называть экскурсами) с быстрыми синхронными изменениями обоих параметров. Длительность законченной инверсии по нашим оценкам приблизительно 15 – 30 тыс. лет (чаще всего около 20). Длительность полного цикла экскурса колеблется в пределах от 5 до 20 тыс. лет.

Таким образом, нами было изучено более 15 (включая экскурсы) инверсий геомагнитного поля, происходивших в катавское время. Большая часть инверсий имеет логичный (закономерный) характер протекания, но логика процесса (судя по записи) часто отличается от перехода к переходу. Часто наблюдаются аномальные направления намагниченности, записанной во время инверсии. Из общих особенностей (в большинстве случаев) следует выделить сравнительно постепенные медленные изменения параметров при выходе из стационарного состояния поля и при подходе к нему и быстрое (скачкообразное) изменение направления геомагнитного поля в середине (как правило) процесса. Наблюдаются также несколько быстрых инверсий (экскурсов) за сравнительно небольшой интервал времени. Возможно, эти события являются предвестниками будущих инверсий или отскоками после прошедших инверсий, а может быть это самостоятельные события. Нами не замечено существенных отличий «катавских» инверсий геомагнитного поля от более молодых смен полярности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 23-27-00018.

Список литературы

1. Valet J-P., Fournier A. Deciphering records of geomagnetic reversals // *Reviews of Geophysics*, V. 54, 2016. P. 410 – 446.
2. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
3. Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе позднерифейской катавской свиты Южного Урала // *Физика Земли*, № 2, 1997. С. 60 – 68.
4. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // *Geoscience Frontiers*, V. 14, № 4, 2023. Art. 101558.

ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ДОЛИНЫ РЕКИ ЮРЮЗАНЬ (ОТ Д. ЯХЪЯ ДО УСТЬЯ Р. УСТЬ-КАНДА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.А. Данукалова¹, Ю.В. Соколов¹, П.Г. Полежанкина², Е.М. Осипова¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

²АО Санаторий «Янган-Тау», с. Янгантау

e-mail: danukalova@ufaras.ru

Долина реки Юрюзань от д. Яхъя до устья р. Усть-Канда сформирована в пределах западного склона Южного Урала, где с востока на запад распространены карбонатные и терригенные породы верхнего рифея, девона и карбона, а также четвертичные склоновые, спелеогенные и аллювиальные отложения.

Вся территория – это низкогорье, сильно расчленённое узкими долинами рек с крутыми бортами. Рельеф в целом денудационно-эрозионный, аккумуляция играет меньшую роль в его формировании и выражается в накоплении обломочного материала у подножий крутых склонов и в долинах различного масштаба.

В административном отношении это территория Салаватского района Республики Башкортостан, на которой в 2017 г. создан геопарк ЮНЕСКО «Янган-Тау».

В связи с развитием внутреннего туризма и увеличением турпотока на территории, существует необходимость организации геолого-экологических троп с информационными стендами, призванных проводить экологическое просвещение населения, информируя о значимости природных объектов подавая пример бережного к ним отношения.

С 2019 года целью наших исследований является инвентаризация природных объектов территории, которые могут быть использованы для демонстрации во время туристических экскурсионных маршрутов, направленных на развитие района, а также выявление объектов, требующих дальнейших исследований и привлечение научного сообщества к их изучению [1, 2, 3].

На отрезке долины реки Юрюзань от д. Яхъя до устья р. Усть-Канда по состоянию на апрель 2024 года выявлены следующие основные природные объекты (рис.).

Геологические разрезы: девона – 2 (скальное обнажение на р. Бол.Бердяш, обнажение пород в гребне Киссяташ у пещ. Идрисовская), верхнего девона – 2 (карьеры 1 и 2 около д. Идрисово), нижнего и среднего карбона – 2 (разрез Яхино, карьер 1 Яхъя), башкирского яруса среднего карбона – 2 (обнажения в д. Идрисово и Большая Лука), верхнего карбона – 2 (карьер 2 Радио и карьер около щебёночного завода); нижней перми (ассельский ярус) – 2 (карьеры у д. Юнусово и с. Алькино).

Скалы и гребни – 23 (Пороховые скалы, Смирнов гребень, скала Харыкташ, гора Тобактау, гора Аралская; Хваточный гребень, Малый Лимоновский гребень, Скала Жандарм, Навесной гребень, Большой Лимоновский гребень, Жеребчиков утёс, Жеребчиков гребень, гребень Киссяташ, скала Кугарсен, скала Остош, Идрисовский гребень, Верхний Лысов гребень, Лысов утёс, Лысов гребень, Монахов гребень, Ступенчатый гребень, Салаватов гребень, скала с разрезом Большая Лука).

Гидрографические объекты: реки – 8 (Юрюзань, Бол. Бердяш, Бердяш, Минка, Клюкля, Усть-Канда, Кургашанский, Катин); родники – 30; водопад – 1 (Шарлатма); болото – 1 (Яхинское).

Карстово-спелеологические объекты: пещеры – 45; гроты – 36; арки – 3 (Идрисовская, Лысово, Царские ворота); карстовая воронка – 1 (Балахар сокуро).

Среди других достопримечательностей отмечены терраса урочища Тобак, камень «Ленивец», Железнодорожные старинные мосты у д. Яхъя; «Великая Яхинская стена» (Ташкэртэ); Дорожная насыпь в лесу у д. Яхъя.



Рис. Обзорная карта территории и природные объекты

1 – участок от Усть-Катава до Ельцовского урочища (табл. 1); 2 – участок от Ельцовского урочища до устья р. Усть-Канда (табл. 2).

На территории можно проводить предложенные нами познавательные пешие, сплавные, смешанные экскурсионные маршруты; некоторые из них уже организуются; возможно посещение и отдельных объектов. Активистами местного отделения РГО по Республике Башкортостан уже организована Идрисовская тропа в окрестностях д. Идрисово и пещеры Идрисовская и ведутся работы по созданию «Тропы по Юрюзани» от г. Усть-Катав (Челябинская обл.) через территорию Салаватского района РБ до скалы Сабакай (Дуванский р-н РБ).

Таблица 1. Природные объекты в окрестностях д. Яхья и д. Радио

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
Геологические разрезы		
1	Разрез Яхино (обнажение и дорожная выемка) (д. Яхья)	Левый коренной склон долины р. Бердяш от д. Радио до устья реки. Выемка: 1.1 км ЮВ школы в д. Яхья. Нижний – средний карбон (серпуховский – башкирский ярусы)
2	Карьер 1 (Яхья) (отвалы) на горе Сокрак тау	1 км севернее школы в д. Яхья. Водораздел на левом борту долины р. Юрюзань. Нижний – средний карбон (серпуховский – башкирский ярусы)
3	Карьер 2 (Радио)	1.95 км ЮЗ школы в д. Яхья. Северный склон возвышенности (404 м) на правом борту долины р. Бердяш. Верхний карбон (куркинская свита)
4	Скальное обнажение на р. Большой Бердяш	2.5 км ЮВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Бол. Бердяш. Верхний девон
Скалы и гребни		
5	Яхинский гребень	3 км СВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
6	Гора Аралская	2.5 км СВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
7	Гора Тобақтау	2.9 км ВСВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
8	Скала Харыкташ (Овечий камень)	3.3 км ВСВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
9	Смирнов (Смирный) гребень	2.82 км ВЮВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
10	Пороховые скалы	3.3 км ЮВ школы в д. Яхья. Левый борт долины р. Юрюзань
Гидрографические объекты		
11	Река Юрюзань	Предлагаемые точки наблюдений: скала Харыкташ, поляна Тобак, Яхинский гребень
12	Река Большой Бердяш	Устье: 2.94 км ВЮВ школы в д. Яхья Водопад: 2.1 км ВЮВ школы в д. Яхья
13	Река Бердяш	Устье между д. Радио и д. Яхья
P1	Родник Гайнит чишма (8263)	д. Радио, западная окраина. Нисходящий, пресный, 1.5 л/сек, из песчаников C_3kr . Каптирован трубой в 40 м от истока
P2	Родник Хасыкхыу чишма	д. Радио, южная окраина. Нисходящий, сероводородный, 0.05 л/сек. Из отложений голоцена
P3	Родник Юлбикэ (8264)	д. Радио, центр. Нисходящий, пресный 1 л/сек. Из известняков C_3kr . Каптирован трубой
P4	Родник Соко́р чишма (8265)	Пойма правого берега р. Бердяш южнее д. Радио. Нисходящий, пресный, 1 л/сек. Из известняков C_3kr
P5	Родник Йомагу́жа	У д. Радио, пойма р. Бердяш. Нисходящий, пресный, 0.1 л/сек. Из известняков C_3kr
P6	Родник Акчишма (8714)	2.7 км СВ школы в д. Яхья. Подножье горы Аралской. Нисходящий, пресный, 4 л/сек. Из известняков C_1
P7	Родник Ямгыр-елга чишма (8260)	1.6 км З д. Радио. Исток р. Ямгыр-елга (притока р. Бердяш). Нисходящий, пресный, 2 л/сек. Из известняков и мергелей C_3-P_{1nk}
P8	Родник Хисамит чишма	0.87 км ЮВ ж.д. ст. «Яхино». Восходящий, сероводородный, сочение из скважины, пробитой примерно в 1996 г. Из битуминозных известняков $C_{1-2}l$
P9	Родник Вахит чишма (8262)	0.49 км СЗ ж.д. ст. «Яхино». Нисходящий, пресный, 0.2 л/сек, каптирован трубой. Из песчаников C_3kr
P10	Родник Касай чишма	4.3 км ССЗ д. Яхья, у ЮВ границы Яхинского болота (болото Касай). Нисходящий, пресный, 0.1 л/сек. Из песчаников C_3kr
P11	Родник Кунэ́к чишма	5.7 км севернее д. Яхья, в тальвеге ложины. Нисходящий, пресный. Несколько лет как пересох
P12	Родник Кутер чишма	3.75 км ССВ школы в д. Яхья. Исток речки Кутер. Нисходящий, пресный, 1 л/сек. Из песчаников C_{2-3al}

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
P13	Родник Мокай чишма	2.96 км ССВ школы в д. Яхъя. Исток речки Мокай (приток р. Кутер чишма). Нисходящий, пресный, 0.1 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
P14	Родник Мокай чишма 2	2.99 км ССВ школы в д. Яхъя. Впадает в р. Мокай чишма. Нисходящий, пресный, 0.2 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
P15	Родник Мокай чишма 3	3.08 км ССВ школы в д. Яхъя. Впадает в р. Мокай чишма. Нисходящий, пресный, 0.5 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
P16	Родник Сернистый Мокай чишма	3.04 км ССВ школы в д. Яхъя. Впадает в р. Мокай чишма. Нисходящий, слабосероводородный, 0.5 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
P17	Родник Сафый чишма	1.64 км ЮВ школы д. Яхъя. Впадает в р. Бол. Бердяш. Нисходящий, пресный, 1.5 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
P18	Родник Шарлауык	2.11 км ЮВ школы д. Яхъя. Ниже Яхинского водопада (Шарлатма). Нисходящий, пресный, 0.3 л/сек. Из известняков С _{1-2i}
14	Водопад Яхинский (Шарлатма)	2.1 км ЮВ школы в д. Яхъя. В русле р. Бол. Бердяш
15	Болото Яхинское (болото Касай)	4.7 км СЗ школы в д. Яхъя
Карстово-спелеологические объекты		
П1	Дениса, пещера	3.2 км на ССВ от д. Яхъя. Яхинский гребень, нижняя часть скал
П2	Яхинская 2, пещера	3.2 км на ССВ от д. Яхъя. Яхинский гребень, нижняя часть скал
П3	Денисов, грот	3.2 км на ССВ от д. Яхъя. Яхинский гребень, нижняя часть скал
П4	Аралский, грот	2.9 км на ССВ от д. Яхъя. Гора Аралская, верхняя часть скал
П5	Аралский 2 грот	2.9 км на ССВ от д. Яхъя. Гора Аралская, верхняя часть скал
П6	Хомячий, грот	2.5 км ССВ д. Яхъя. Гора Аралская.
П7	Хомячий 2, грот	2.5 км ССВ д. Яхъя. Гора Аралская
П8	Тайгуний, грот	2.5 км ССВ д. Яхъя. Гора Аралская, над пещерой Яхинская
П9	Яхинская (Аралская), пещера	2.5 км ССВ д. Яхъя. Гора Аралская
П10	Кольцевая, пещера	3.1 км по аз. ВСВ от д. Яхъя. Гора Тобақтау, нижняя часть скал
П11	Совячий, грот	3.1 км по аз. ВСВ от д. Яхъя. Гора Тобақтау, верхняя часть скал
П12	Яхинский, грот	2.7 км на ВСВ от д. Яхъя. Гора Тобақтау, нижняя часть скал
П13	Устьевой, грот	0.1 км ССЗ устья р. Бол. Бердяш, основание скал
П14	Усть-Бердяшская, пещера	0.1 км ССЗ устья р. Бол. Бердяш, основание скал
П15	Смирновская пещера,	0.4 км севернее от ж.д. моста через р. Юрюзань. Смирнов гребень, верхняя часть скал
П16	Смирновский грот, пещера	0.4 км по севернее от ж.д. моста через р. Юрюзань. Смирнов гребень, нижняя часть скал
П17	Лисья, пещера	2.6 км на ВЮВ от д. Яхъя, р. Бол. Бердяш, нижняя часть скал
П18	Пороховой, грот	1.1 км по южнее ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, нижняя часть скал
П19	Крапивная, пещера	1.2 км южнее ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, нижняя часть скал
П20	Пороховой 3, грот	1.4 км ЮЗ ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, нижняя часть скал
П21	Пороховой 2, грот	1.4 км ЮЗ ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, нижняя часть скал
П22	Пороховая, малая пещера	1.5 км ЮЗ ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, в основании скал
П23	Пороховой 1, грот	1.5 км ЮЗ ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы, нижняя часть скал
П24	Огородная пещера	1.6 км ЮЗ ж.д. моста через р. Юрюзань. Пороховые скалы
П25	Железнодорожный, грот	1.2 км ЮВ д. Яхъя, первая ж.д. выемка напротив нового кладбища д. Яхъя
П26	Железнодорожный 2, грот	1.47 км ЮВ д. Яхъя, т.н. вторая ж/д выемка в сторону Смирнова гребня
П27	Шарлатма, грот	2.03 км ЮВ д. Яхъя, скала выше Яхинского водопада (Шарлатма) по р. Бол. Бердяш
П28	Воронка «Балахар сокоро»	0.2 км ЮВ школы в д. Яхъя
Другие достопримечательности		
16	Терраса урочища Тобак	3.7 км СВ школы в д. Яхъя. Излучина р. Юрюзань между скалой Харыкташ и горой Тобақтау
17	Сосновый лес	2.5 км восточнее школы в д. Яхъя. Водораздельное пространство на левом берегу р. Юрюзань
18	Камень «Ленивец»	0.15 км южнее школы в д. Яхъя. Глыба карбонатных пород карбона, имеющая причудливую форму, напоминающую зверя ленивца

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
19	Железнодорожные старинные мосты	Пять мостов у д. Яхья и д. Радио на р. Бол. Бердяш и р. Бердяш. Время постройки – 1885-1890 гг. Из них 4 каменных (один – реконструирован) и один металлический с каменными опорами. Доступен для массового туризма каменный мост по дороге между д. Яхья и д. Радио
20	«Великая Яхинская стена» (Ташкэртэ)	Левый склон долины р. Бердяш между д. Яхья и ж.д. Каменная изгородь для защиты домашнего скота от железной дороги. Примерное время создания сооружения – конец XIX в. Сохранились фрагменты стены
21	Дорожная насыпь в лесу	Лесная каменная дорога на восток от д. Яхья к р. Юрюзань

Таблица 2. Природные объекты на территории от Ельцовского гребня до устья р. Усть-Канда

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
Геологические разрезы		
1	Разрез франского яруса девонской системы Киссяташ	Обнажение пород в гребне Киссяташ у пещ. Идрисовская
2	Разрез верхнего девона Идрисово 1	Карьер 1 к востоку от д. Идрисово
3	Разрез верхнего девона Идрисово 2	Карьер 2 к северо-востоку от д. Идрисово
4	Разрез башкирского яруса среднего карбона Идрисово	Обнажение пород в д. Идрисово на левом борту долины р. Клюкля
5	Разрез башкирского яруса среднего карбона Большая Лука	Обнажение пород в скальном обрыве левого борта долины р. Юрюзань напротив пос. Верхняя Лука
6	Разрез верхнего карбона – нижней перми (новокуркинская свита)	Карьер у автодороги (поворот на д. Идрисово) около щебёночного завода
7	Разрез нижней перми (ассельский ярус)	Карьер у д. Юнусово
8	Разрез нижней перми (ассельский ярус)	Карьер у с. Алькино
Скалы и возвышенности		
9	Большой Лимоновский гребень	Левый берег р. Юрюзань
10	Жеребчиков утёс	Левый берег р. Юрюзань
11	Жеребчиков гребень	Левый берег р. Юрюзань
1	Гребень Киссяташ	Левый берег р. Юрюзань
12	Скала Остош	Левый берег р. Юрюзань
13	Идрисовский гребень	Левый берег р. Юрюзань
14	Верхний Лысов гребень	Левый берег р. Юрюзань
15	Лысов утёс	Левый берег р. Юрюзань
16	Лысов гребень	Левый берег р. Юрюзань
17	Монахов гребень	Правый берег р. Юрюзань
18	Ступенчатый гребень	Левый берег р. Юрюзань
19	Салаватов гребень	Правый берег р. Юрюзань
5	Скала с разрезом Большая Лука	Левый берег р. Юрюзань, напротив пос. Верх. Лука
Гидрографические объекты		
21	Река Юрюзань	На всем протяжении территории от Ельцовского гребня до устья р. Усть-Канда. Предлагаемые точки наблюдения – Лимоновский гребень, гребень Киссяташ, скала Остош
22	Река Клюкля (Кулекле)	Левый приток р. Юрюзань, окрестности д. Идрисово
23	Река Усть-Канда (Кусканды) (устье)	Левый приток р. Юрюзань, ниже по течению от пос. Верхняя Лука
24	Руч. Кургашианский	Правый приток р. Юрюзань, пос. Верхняя Лука
25	Руч. Катин	Правый приток р. Юрюзань, Монахов гребень
P1	Родник Салавата (Алькино)	1,8 км по Аз 276° от с. Алькино, в тальвеге лога
P2	Родник (Алькино, 8620)	1 км по Аз 276° от с. Алькино, в тальвеге лога
P3	Родник (Алькино, 8621)	ЮЗ окраина с. Алькино, у моста через р. Усть-Канда, пойма правого берега
P4	Родник Серебряный ключ (урочище Счастливая, 8712)	3,7 км по Аз 195 от д. Идрисово, в правом борту левого притока р. Юрюзань
P5	Родник Зюлейхи (Идрисово, 8841)	Западная окраина д. Идрисово, у подножья правого борта долины р. Клюкля
P6	Родник (исток р. Клюкля, 8842)	1,5 км по Аз 255° от д. Идрисово, в тальвеге лога р. Клюкля
P7	Родник (Юнусово, 8843)	Центр д. Юнусово, склон правого борта ручья
P8	Родник (Юнусово, 8844)	Западная окраина д. Юнусово, тальвег, лога исток ручья
P9	Родник (8891)	Основание левого склона долины р. Юрюзань
P10	Родник (8892)	Южная оконечность гребня Ступенчатый, основание левого склона долины р. Юрюзань

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
P11	Родник (Усть-Канда, 15)	3 км по Аз 194° от д. Новокартавли, основание склона долины р. Усть-Канда
P12	Родник (20)	5 км по Аз 97° от с. Алькино основание левого склона долины р. Юрюзань
P13	Родник (Аркыры)	Жеребчиков гребень, основание левого склона долины р. Юрюзань
Карстово-спелеологические объекты		
П1	Идрисовская (Киссяташ, Дворец, Краснопольская), пещера	1.7 км ВЮВ д. Идрисово (поворот дороги на пещеру Идрисовскую), г. Киссяташ, верхняя часть
П2	Клюкля, грот-навес	0.8 км ВЮВ д. Идрисово, р. Клюкля, основание скал левого берега
П3	Карагайская 1, малая пещера	1.3 км ВЮВ д. Идрисово, р. Клюкля, бровка левого склона долины
П4	Карагайская 2, малая пещера	1.3 км ВЮВ д. Идрисово, р. Клюкля, бровка левого склона долины
П5	Киссяташ 1, грот	1.7 км ВЮВ д. Идрисово, г. Киссяташ, нижняя часть скал
П6	Киссяташ 2, грот	1.7 км ВЮВ д. Идрисово, г. Киссяташ, нижняя часть скал
П7	Киссяташ 3, грот	1.8 км ВЮВ д. Идрисово, г. Киссяташ, нижняя часть скал
П8	Киссяташ 4, грот	1.8 км ВЮВ д. Идрисово, г. Киссяташ, нижняя часть скал
П9	Идрисовская 2, малая пещера	1.6 км ВЮВ д. Идрисово, р. Клюкля, средняя часть правого склона долины
П10	Мокрый, грот	1.6 км ВЮВ д. Идрисово, р. Клюкля, нижняя часть правого склона долины
П11	Имаевская, пещера	1.2 км южнее д. Идрисово, лог левого берега р. Юрюзань, бровка
П12	Оружейная (Сквозная, Голубиная, Склад Салавата), пещера	1.8 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, верхняя часть
П13	Краснопольская, малая пещера	1.8 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, нижняя часть
П14	Краснопольский, грот	1.8 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, нижняя часть
П15	Суходольная (Родниковая, Глубокая), пещера	2 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, средняя часть
П16	Ярганат (Грот Летучей мыши), малая пещера	2.4 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, основание скал
П17	Часова, малая пещера	2.6 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков гребень, верхняя часть
П18	Вороний, грот	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, верхняя часть
П19	Жеребчиков, грот	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, нижняя часть скал
П20	Змей Горыныч, грот	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, верхняя часть
П21	Столбовой, грот	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, Верхняя часть
П22	Жеребчиковская (Бокситная), пещера	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, основание скал
П23	Ильфата, малая пещера	2.9 км ЮВ д. Идрисово, Жеребчиков утес, верхняя часть
П24	Гребнёвая (Старичная), пещера	2.8 км ЮЮВ д. Идрисово, Большой Лимоновский гребень, основание скал
П25	Три дырки, грот	2.8 км ЮЮВ д. Идрисово, Большой Лимоновский гребень, нижняя часть скал
П26	Ключевая (Лимоновская), пещера	3.3 км ЮЮВ д. Идрисово, Большой Лимоновский гребень
П27	Мышиный, грот	3.3 км ЮВ д. Идрисово, Большой Лимоновский гребень, распадок, выше пещеры Ключевой
П28	Ключевой, грот	3.3 км ЮВ д. Идрисово, Большой Лимоновский гребень, напротив пещеры Ключевой выше по распадку
П29	Серебряный, грот	3.5 км ЮВ д. Идрисово, долина ручья Серебряный, основание левого склона
П30	Школьная, малая пещера	1.5 км ВСВ д. Идрисово, скала Остош, верхняя часть
П31	Идрисовская 3 (Деревянное копьё), пещера	1.5 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень, основание скал
П32	Идрисовская верхняя, пещера	1.5 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень, над пещерой Идрисовская 3
П33	Верхний лаз, малая пещера	1.5 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень. В 3 м от пещеры Идрисовская верхняя
П34	Идрисовская 4, пещера	1.5 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень. 60 м ССВ от пещеры Идрисовская верхняя, на скальной полке
П35	Яма, малая пещера	1.6 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень, основание скал
П36	Параллельная, пещера	1.6 км ВСВ д. Идрисово, Идрисовский гребень
П37	Идрисовская, арка	1.8 км СВ д. Идрисово, Идрисовский гребень
П38	Идрисовский, грот	1.9 км СВ д. Идрисово, Идрисовский гребень, верхняя часть
П39	Косулий, грот	2.4 км СВ д. Идрисово, Верхний Лысов гребень, верхняя часть
П40	Осинный, грот	3.3 км СВ д. Идрисово, Верхний Лысов гребень. Нижняя часть
П41	Низкая, малая пещера	3.4 км СВ д. Идрисово, Верхний Лысов гребень, верхняя часть
П42	Кизильник, малая пещера	3.5 км СВ д. Идрисово, Верхний Лысов гребень, верхняя часть
П43	Лысовская 1, пещера	3.8 км ВСВ д. Идрисово, Лысов утес, на урете р. Юрюзань
П44	Лысовская 2, пещера	3.8 км ВСВ д. Идрисово, Лысов утес, на урете р. Юрюзань
П45	Лысово, арка	4.3 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал

№ на рис.	Название объекта	Характеристика
П46	Закуток, малая пещера	5.7 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П47	Угловая, пещера	5.7 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П48	Трещина, малая пещера	5.9 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П49	Исполина, пещера	5.9 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П50	Навес, грот	6 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П51	Тодора Бояджиева 1, пещера	6 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П52	Тодора Бояджиева 2, пещера	6 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П53	Расщелина, малая пещера	6.1 км СВ д. Идрисово, Лысов гребень, основание скал
П54	Трезубец, грот	5 км севернее д. Идрисово, Ступенчатый гребень, основание скал
П55	Приют, грот	5.1 км севернее д. Идрисово, Ступенчатый гребень, основание скал
П56	Ступенчатая, пещера	5.2 км севернее д. Идрисово, Ступенчатый гребень, основание скал
П57	Треугольная, малая пещера	5.3 км севернее д. Идрисово, Ступенчатый гребень, основание скал

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы № FMRS-2022-0010.

Список литературы

1. Данукалова Г.А., Соколов Ю.В., Полежанкина П.Г., Осипова Е.М. Туристическая тропа «По Юрюзани» — объекты и маршруты в геопарке ЮНЕСКО «Янган-Тау» (от Ельцовского гребня до устья р. Усть-Канда) // Геологический вестник, № 1, 2024. С. 113–147. DOI: 10.31084/2619-0087/2024-1-9
2. Соколов Ю.В., Данукалова Г.А., Полежанкина П.Г., Осипова Е.М. Уникальные природные объекты южной части геопарка «Янган-Тау» (д.д. Яхъя и Радио, Южный Урал) // Геологический вестник, № 3, 2023. С. 148–179. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-12
3. Соколов Ю.В., Полежанкина П.Г. Спелеообъекты в окрестностях деревни Идрисово (Южный Урал) // Геологический вестник, № 1, 2024. С. 148–175. DOI: 10.31084/2619-0087/2024-1-10

ВЗАИМОСВЯЗЬ МОРФОЛОГИИ АПАТИТА С ТЕМПЕРАТУРОЙ ЕГО КРИСТАЛЛИЗАЦИИ (КУЗЬПУАЮСКИЙ МАССИВ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю.В. Денисова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: yulden777@yandex.ru

Наряду с цирконом апатит является самым распространенным минералом и наблюдается в породах, различающихся по составу и происхождению [3, 9]. В пределах Приполярного Урала наибольшие концентрации минерала (до 800 г/т) отмечаются в гранитоидах сальнеро-маньхамбовского комплекса, в частности, в гранитах Кузьпуаюского массива (до 400 г/т). В породах эффузивного и габбро-диоритового комплексов содержание акцессорного апатита значительно ниже (до 100 г/т) [7, 8].

Гранитное тело, прорывающее хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы верхнерифейского возраста в районе бассейна ручья Кузьпуаю, является Кузьпуаюским массивом (рис. 1.). Породы рассматриваемого массива представляют собой среднезернистые розовые с серым оттенком граниты преимущественно гипидиоморфной структуры. Для кузьпуаюских гранитов характерно сильное влияние процессов катаклаза (Махлаев, 1996). Минеральный состав типичен для данной разновидности плутонических пород (рис. 2) и характеризуется наибольшим содержанием плагиоклаза (80 %), большой объем которого занимает калиево-натриевый полевой шпат (50 %). Так же отмечается кварц (25 %), слюды (5 %) (биотит и мусковит). В качестве акцессорных минералов дополнительно отмечаются циркон, титанит, гранат, алланит и др. Среди рудных минералов наблюдается магнетит, ильменит и др. [2, 5, 6].

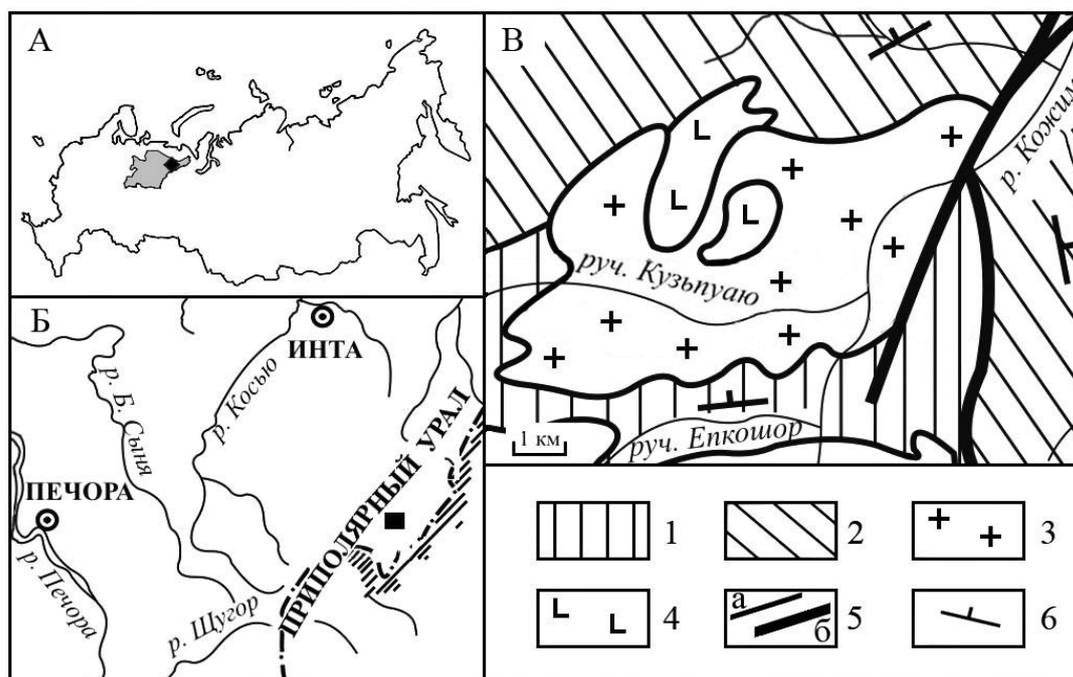


Рис. 1. А. Карта России (выделенный регион- Республика Коми (квадрат – район исследования). Б. Карта района исследований (квадрат – изученный массив). В. Кузьпуаюский гранитный массив (по [4])

1 – пуйвинская свита (RF2): слюдяно-кварцевые сланцы, ортосланцы, кварциты; 2 – хобеинская (RF3), мороинская (RF3) и саблегорская (RF3-V): слюдяно-кварцевые сланцы, порфириты; 3 – граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса (V-C1); 4 – массивы габбро

(RF3-V); 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур.

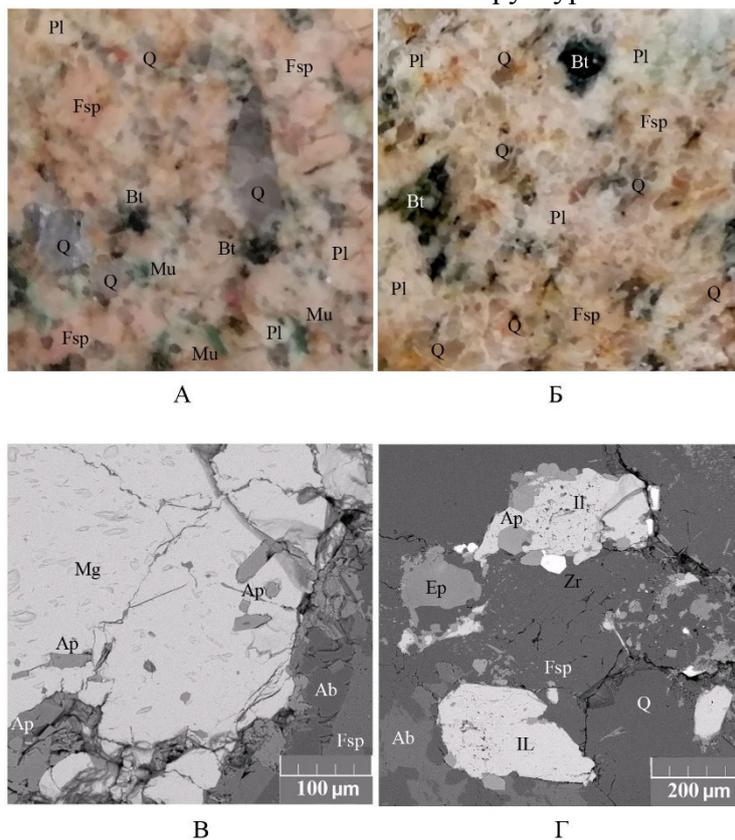


Рис. 2. Аншлиф (А, Б) и микрозондовые снимки (В, Г) породы. Минералы (сокращение по ФГУП «ВСЕГЕИ»)

Pl – плагиоклаз, Ffs – щелочной полевой шпат, Q – кварц, Bt – биотит, Mu – мусковит, Ab – альбит, Ap – апатит, Mg – магнетит, Il – ильменит, Ep – эпидот.

Апатит в гранитах Кузьпуаюского массива, размер которого составляет 0,1–0,5 мм при коэффициенте удлинения 2-4), характеризуется большим разнообразием по прозрачности (полупрозрачный и матовый), цвету (желтый и белый) и морфологии (наличие призмы и пинакоида) [1]. В ходе исследования все кристаллы апатита (рис. 3) были разделены на две большие группы. В первую группу (тип 1) были отнесены кристаллы, характеризующиеся полным отсутствием пинакоида или его слабым развитием. Это полупрозрачные желтые призматические и длиннопризматические кристаллы, в облике которых отмечается призма (1010) и пирамида (1011) или неявно выраженный пинакоид (0001). В зернах этой группы множественные включения биотита, кварца, плагиоклаза, что дает серый оттенок кристаллам апатита. Вторая группа кристаллов (тип 2) имеет четко выраженный пинакоид (0001) при полном отсутствии пирамиды (1011). К этому же типу отнесены зерна, имеющие слабо развитую вторичную пирамиду (1121). Это белые полупрозрачные и матовые короткопризматические зерна с включениями циркона, апатита, биотита, кварца, минералов позднего магматического процесса (мусковита, титанита, алланита).

Ранние исследования М. В. Фишмана с его коллег [7] выявили зависимость облика апатита с колебаниями температуры минералообразующей среды: уменьшение температуры ведет к смене пирамиды на пинакоид, что позволяет говорить, что кристаллы, относящиеся к первой группе, являются более высокотемпературными минералами, чем апатит второй группы. Проявление вторичной дипирамиды (1121), предположительно, связано с уменьшением щелочности среды кристаллообразования. Выявленная зависимость позволяет составить таблицу по аналогии с квалификационной таблицей J. P. Pupin и G. Turco [10] (рис. 4), в основе

которой упорядоченность выявленных кристаллов с учетом колебаний температуры и щелочности.

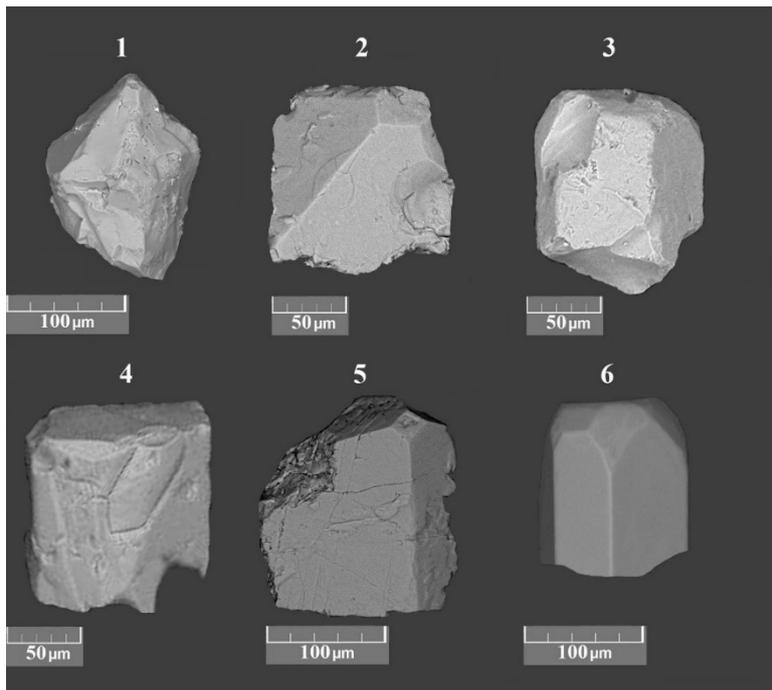


Рис. 3. Типы апатита из гранитов Кузьпуаюского массива.

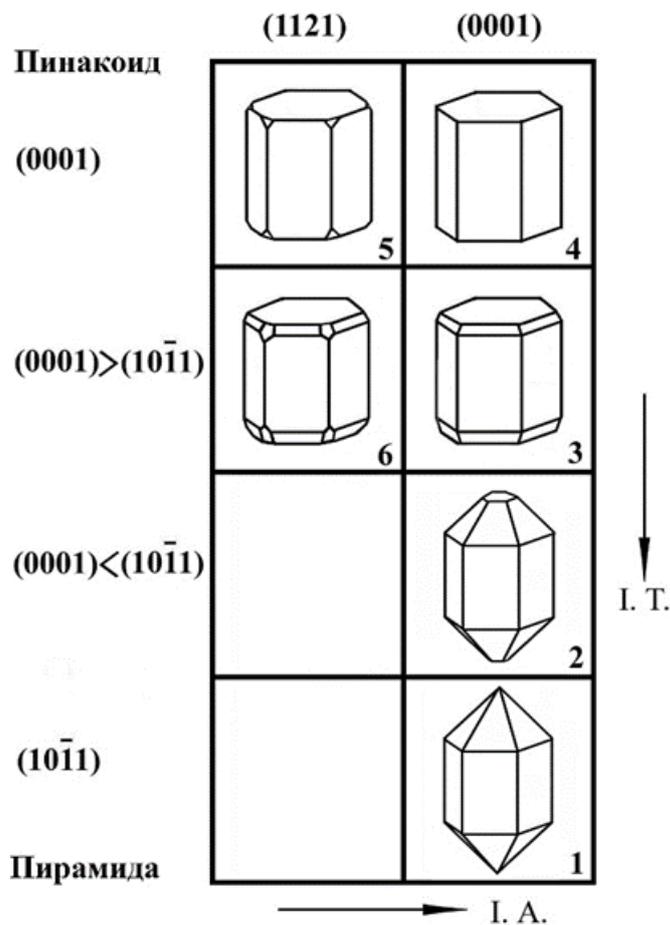


Рис. 4. Классификация апатитов из гранитов Кузьпуаюского массива

I. T - изменение температуры, I. A. – изменение щелочности среды кристаллизации апатита.

Детальное изучение морфологии акцессорного апатита из гранитов Кузьпуаюского массива позволило не только разделить изученную монофракцию минерала по группам, но и составить таблицу морфотипов апатита с учетом изменения температуры и щелочности среды кристаллообразования, согласно которой при формировании пород массива первым образовался высокотемпературный апатит, характеризующийся четко выраженной пирамидой. С понижением температуры материнского расплава облик минерала претерпевает значительные изменения. Завершающая стадия гранитогенеза характеризуется образованием кристаллов, отличительной чертой которых является наличие пинакоида.

Список литературы

1. Денисова Ю. В. Температурный режим формирования гранитов Кузьпуаюского массива (Приполярный Урал) по циркону. // Геологические исследования Урала и Поволжья, № 8, 2020. С. 43–45.
2. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
3. Путивцева Н. В. Морфология апатита. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, № 2, 1985. С. 31–37.
4. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. // Литосфера, № 6, 2008. С. 25–38.
5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия КНЦ УрО РАН, № 4 (8), 2011. С. 14–19.
6. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
7. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.-Л.: Наука, 1968. 252 с.
8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Рыбина Н. В. () Обманщик-апатит – уникальный индикатор материнских горных пород и руд, а также петро-, лито- и рудогенеза. // Уральский геологический журнал, № 1 (145), 2022. С. 3–87.
9. Borisov S. V., Pervukhina N. V., Magarill S. A. Crystallographic analysis of apatite and tourmaline structure types: Rules of maximum symmetrization and coherent assembly. // Journal of Structural Chemistry, № 58(8), 2017. P. 1641-1647. Doi: 10.1134/S0022476617080224.
10. Pupin J.- P. Zircon and granite petrology. // Contrib. Miner. Petrol., № 73, 1980. P. 207–220.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

С.А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: sapurin@igg.uran.ru

Укская свита Башкирского мегантиклинория (БМА) завершает разрез каратауской серии верхнего рифея Южного Урала [1, 14, 17]. В силу своего стратиграфического положения, она рассматривается как один из ключевых объектов для реконструкции глобальных процессов в позднем докембрии: изучение пограничных рифейско-вендских отложений БМА позволяет отследить крупные перестройки в биосфере, атмосфере и гидросфере того времени в контексте геологической истории Урала. При этом точный возраст свиты остаётся предметом острых дискуссий. Кроме того, на сегодня актуальной задачей является детальное описание стратотипических разрезов местных стратиграфических подразделений (свит) рифея и венда Южного Урала.

Свита подразделяется на две подсвиты – нижнюю карбонатно-терригенную (до терригенно-карбонатной) и верхнюю существенно карбонатную. Нижняя подсвита сложена глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками с терригенной примесью. Верхняя подсвита представлена массивными строматолитовыми и слоистыми зернистыми известняками. Породы в разной степени доломитизированы. Мощность свиты по оценкам В.И. Козлова достигает 450 м, однако, по нашим данным, на западном крыле БМА она практически в два раза меньше.

Стратотипическим для уксской свиты является разрез на восточной окраине г. Усть-Катав Челябинской области, на правом берегу р. Юрюзань [1, 8] (в литературе последних лет известен как разрез «Медведь»/«Шубино»). Он приурочен к западному крылу Сулеймановской антиклинали и характеризуется хорошей обнаженностью и удовлетворительно представленными взаимоотношениями свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями. Разрезы Алатауского антиклинория, расположенные в бассейнах рек Басу и Зилим («Кулмас», «Аккостяк», «Куртаза–Савинтук») в какой-то мере его дополняют и, соответственно, являются гипостратотипами [5, 18]. Фрагментарные выходы свиты отмечаются в Каратауском структурном комплексе (р. Сим), Инзерском синклинии (р. Большой Инзер) и на восточном крыле БМА – в Тирлянской синклинали (р. Арша и урочище Рудник) и в Аралбаевской синклинали (бассейн р. Бугунды).

1. Нижнеукская подсвита в западных и центральных районах БМА состоит из трёх толщ. В стратотипическом разрезе на западном крыле Сулеймановской антиклинали в подсвите распространены карбонатные породы, тогда как в других разрезах она в большей степени представлена терригенными (проксимальными) отложениями. Карбонатная верхнеукская подсвита в стратотипе состоит из четырёх толщ и сложена главным образом строматолитовыми известняками. Органогенные постройки формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн (ниже границы внутреннего и среднего карбонатного рампа) в условиях медленного подъёма уровня моря и периодического воздействия штормов, в пределах широкого фациального пояса строматолитовых «лугов». В целом, отложения уксской свиты, вскрытые в стратотипе, накапливались в наиболее удалённых от берега обстановках по сравнению с отложениями в западных и юго-западных структурно-тектонических зонах БМА.

В стратотипическом разрезе в нижней подсвите выделяется три толщи (снизу вверх): ямаштинская, аккостякская и авдырдакская, в верхней – четыре: юрюзанская, медвежья I, манайсинская и медвежья II [4, 5]. Ямаштинская толща (мощность 20 м) представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками с глауконитом, реже алевролитами и аргиллитами, встречаются также прослои гравелитов и конгломератов с обломками карбонатных пород.

Аккостякская толща (5 м) сложена строматолитовыми и грубообломочными известняками (карбонатными конгломератами) с терригенной примесью. Авдырдаская толща (45 м) объединяет пачки терригенных (преимущественно алевролиты с карбонатным цементом) и карбонатных пород, представленных известняками интракластовые и оолитовые, а также микрозернистыми, часто с molar tooth (MT) текстурами (MT-текстуры представляют собой раннедиагенетические образования ленточной, червеобразной, веретеноподобной или нитевидной формы – чаще всего в виде трещин, – сложенные, как правило, равномерно-кристаллическим микроспаритом [16, 21, 25]). Юрюзанская толща (до 25 м) состоит из доломитизированных известняков с тонкостолбчатыми строматолитами Patomella. Наиболее мощной (~70–75 м) и хорошо обнаженной, но неравномерно доломитизированной, в рассматриваемом разрезе является толща медвежья I. Она сложена массивными строматолитовыми постройками, состоящими из сочлененных биогермов, образованных столбчатыми строматолитами Linella. Постройки разделены пакетами слоистых известняков или прослоями глинисто-карбонатных пород. Манайсинская толща (до 28 м) представлена слоистыми ясно- и микрозернистыми известняками, участками интенсивно доломитизированными или слабо окремненными, с многочисленными MT-текстурами. Строматолитовые постройки в ней отсутствуют. Толща медвежья II (~15 м), как и медвежья I, состоит из строматолитовых биогермов; слоистые зернистые известняки здесь тоже присутствуют, но не образуют отчетливо выраженных пакетов. В разрезах Алатауского антиклинория стратиграфическую позицию юрюзанской толщи занимает куртазинская, характеризующаяся широким распространением терригенно-карбонатных отложений со специфическими линзовидно-слоистыми текстурами (обусловленных возникновением караваеобразных карбонатных конкрециидов), а толща медвежья II отсутствует.

Данные литолого-фациального анализа пород стратотипа позволяют предполагать в раннеукское время смену обстановок от прибрежно-морских терригенных к мелководно-морским терригенно-карбонатным – за счёт колебаний относительного уровня моря и, вероятно, изменений климата [5]. Тонкостолбчатые строматолиты в основании верхней подсветы возникли в зоне нижней литорали – верхней сублиторали под влиянием течений, переносящих терригенный материал; тогда как вышележащие органогенные постройки, состоящие из толстостолбчатых строматолитов, формировались уже в обстановках ниже базиса действия обычных волн (ниже границы внутреннего и среднего рампа). Между постройками присутствуют пакеты слоистых известняков, представляющие собой отложения периодических штормовых течений. Во время накопления осадков слоистой манайсинской толщи, фактически разделяющей два строматолитовых биострома, доминировали обстановки внутреннего рампа – верхней части среднего рампа. В целом последовательность отложений отвечает трансгрессивному тренду в развитии бассейна. Замедление темпов подъема уровня моря или его падение соответствует времени образования толщи слоистых отложений, несущих признаки воздействия обычных и штормовых волн [4].

2. Известняки укской свиты, характеризующиеся гидрогенным распределением РЗЭ (с величинами Nd_{PAAS}/Yb_{PAAS} (нормированными по PAAS [23]) в пределах 0,15–0,6, $Y/No > 36$, $\Sigma PZЭ < 10$ г/т, $Eu/Eu^* > 0,90$), могут быть использованы для реконструкции редокс-параметров среды седиментации. Цериевая аномалия в них практически отсутствует ($Ce/Ce^* 0,95–1,07$), что указывает на бескислородные обстановки в позднем рифее в бассейне восточной пассивной окраины Балтики (Родинии) и согласуется с мировыми данными об анаэробном довендском океане.

Проанализированы нормированные по PAAS спектры РЗЭ валовых проб известняков (50 обр.) и различных кислотных вытяжек из них (47 проб). Из всей коллекции для оценки редокс-параметров среды отобрано только небольшое количество проб (7 из 97). Они представлены ультрачистыми известняками или кислотными вытяжками без контаминации некарбонатными фазами, со спектрами РЗЭ, унаследованными от морской воды. О присутствии некарбонатных минералов-концентраторов РЗЭ могут свидетельствовать значения $\Sigma PZЭ$ более 10 г/т, а выраженная отрицательная Eu аномалия указывает на примесь

терригенного/глинистого материала. Гидрогенные спектры РЗЭ при нормировании по глинистым сланцам характеризуются обогащением тяжёлыми РЗЭ относительно лёгких (величины Nd_{sn}/Yb_{sn} в пределах 0,15–0,6), в связи с формированием тяжёлыми РЗЭ более устойчивых комплексов в слабощелочной морской воде, а также значениями Y/No выше 36 (в связи с более продолжительным временем пребывания в океане Y, чем No).

В пробах, удовлетворяющих названным критериям, значения Ce/Ce* составляют 0,95–1,07 (вычисление значений Ce/Ce* производилось без учёта концентраций La, а значений Eu/Eu* – без учёта Gd [22]). Полученные результаты свидетельствуют об аноксидной природе бассейна в целом [6, 14] и согласуются с представлениями о господстве бескислородных условий практически во всей водной толще позднерифейского океана, включая и мелководные шельфовые моря, при всей известной «мозаичности» (с учётом (полу)изолированных бассейнов) редокс-обстановок в то время [15].

3. Укская свита каратауской серии БМА сформировалась до наступления глобального оледенения Стёрт (~717-660 млн лет).

По глаукониту из нижеукской подсвиты ранее были получены датировки 688 ± 10 млн лет [2], а также 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет [7]. Однако общегеологические, хемо- и литостратиграфические данные позволяют считать, что этот стратон древнее ~717 млн лет как минимум [3; 13].

Согласно общепринятым построениям, в Тирлянской синклинали (северо-восток БМА) на укской свите залегает аршинская серия [9, 17], вулканические породы в составе которой имеют возраст ~732...~690 млн лет [10]. Для известняков укской свиты характерны достаточно низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70535–0,70611 [11, 12]), не типичные для пост-Стёртских отложений [19]. Значимым аргументом в пользу более древнего возраста свиты также служат данные о присутствии в её составе т.н. «фаций конкретного времени» (time specific facies [24, 26]). В качестве образований такого рода в известняках укской свиты выступают многочисленные МТ-текстуры. Считается, что рассматриваемые осадочные образования практически полностью исчезают из геологической летописи на уровне ~717 млн лет [20, 21, 25] – с наступлением глобального оледенения Стёрт.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6), а в 2018–2020 гг. – при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00062).

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1961. С. 49–60.
2. Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60–63.
3. Дуб С.А. Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение // Геология и геофизика, т. 62, № 11, 2021. С. 1511–1530.
4. Дуб С.А., Гражданкин Д.В. Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полез. ископаемые, № 6, 2021. С. 513–537.
5. Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т. Карбонатно-терригенные отложения нижеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала // Литосфера, т. 24, № 3, 2024, в печати.
6. Дуб С.А., Чердниченко Н.В., Киселева Д.В., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Дерюгина Л.К. Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // Литосфера, т. 19, № 6, 2019. С. 919–944.
7. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция, т. 16, № 3, 2008. С. 3–25.

8. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
9. Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. Геологический сборник № 9 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 52–56.
10. 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, № 4, 2012. С. 127–140.
11. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция, т. 26, № 4, 2018. С. 3–23.
12. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция, т. 11, № 5, 2003. С. 3–39.
13. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера, т. 19, № 5, 2019. С. 659–686.
14. Маслов А.В., Дуб С.А. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // Ежегодник-2018. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. С. 114–121.
15. Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500-500 млн лет назад: современные представления // Литология и полез. ископаемые, № 3, 2018. С. 207–231.
16. Петров П.Ю. Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция, т. 19, № 3, 2011. С. 3–26.
17. 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, т. 23, 2017. С. 3–26.
18. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) // Литосфера, т. 23, № 1, 2023. С. 38–51.
19. Chen X., Zhou Y., Shields G. Progress towards an improved Precambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // Earth-Science Reviews, v. 224, 2022. 103869.
20. Hodgskiss M.S.W., Kunzmann M., Poiriere A., Halverson G.P. The role of microbial iron reduction in the formation of Proterozoic molar tooth structures // Earth Planet. Sci. Lett., v. 482, 2018. P. 1–11.
21. James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G. Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid-to Late Proterozoic // J. Sediment. Res., v. 68, 1998. P. 716–722.
22. Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // Aquat. Geochem., № 12, 2006. P. 39–72.
23. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Eds. B.R. Lipin, G.A. McKay. Mineral. Soc. Am., 1989. P. 169–200.
24. Schindler E. Time-specific facies – a great concept introduced by a great man: Otto H. Walliser // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 3–5, 2012. P. 367–368.
25. Shields G.A. «Molar-tooth microspar»: A chemical explanation for its disappearance ~ 750 Ma // Terra Nova, v. 14, 2002. P. 108–113.
26. Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy / Ed. Walliser O.H. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1996. P. 225–250.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ В ИЗУЧЕНИИ КАРСТА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

В.Н. Дурнаева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: hydro@ufaras.ru

На территории Южного Урала и Предуралья карст имеет широкое распространение. Развита сульфатный, сульфатно-карбонатный и кластокарст (рис.). Выделяется редкий тип карста – карст травертинов (известковых туфов).

ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» был создан в Институте геологии УФИЦ РАН на основе данных многолетних наблюдений за карстовым процессом Башкирского Предуралья. Разновременные, разнородные архивные материалы по распространению и развитию карстовых явлений были систематизированы, оцифрованы и собраны в единый проект. 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 создания 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. 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. Геопространственные данные о пещерах и родниках содержат дополнительную информацию об объектах, что позволяет дополнить картину о пораженности территории карстовым процессом.

ГИС-проект позволяет наглядно представить общую картину пораженности территории карстом, сопоставить распространение различных классов карста, выполнить пространственно-временной анализ большого массива данных. ГИС-проект позволяет отображать данные в разных масштабах для детального представления конкретных участков территории. В дальнейшем возможно развитие функционала проекта, позволяющего выделить опасные зоны для различных типов хозяйственного использования земель [1]. На базе ГИС-проекта составлена карта карста Южного Урала и Предуралья (рис.). На карте отчетливо выделяются разные виды карста.

Карбонатный карст широко представлен вдоль передовых складок Южного Урала в полосе развития пород каменноугольного возраста, на Уфимском плато в породах нижней перми и в известняках верхней казани на Белебеевской возвышенности.

Горный карст распространен на западном склоне в известняках девона и карбона внешней зоны складчатости, известняках, доломитах силура и девона Прибельской части Зилаирского синклинория и в Тирлянской мульде, известняках и доломитах верхнего протерозоя Башкирского антиклинория.

Сульфатный карст связан с гипсами кунгурского яруса и развит в восточной части Камско-Бельской низменности. Наиболее интенсивно он проявляется на Уршак–Бельском, Сим–Уфимском, Уфа–Бельском междуречьях, а также на западном обрамлении Уфимского плато в бассейнах рек Тюй, Байки, Ар, Бирь, Изяк, Иняк и др. В Бельской части Предуралья в пределах краевого прогиба карст проявляется локально в пределах меридионально вытянутых кунгурских валов [2].

Сульфатно-карбонатный карст пользуется значительным развитием на западной половине Юрюзано-Айского понижения и юго-западе Бугульминско-Белебеевской

возвышенности. Отдельные участки его отмечают на западном обрамлении Уфимского плато.

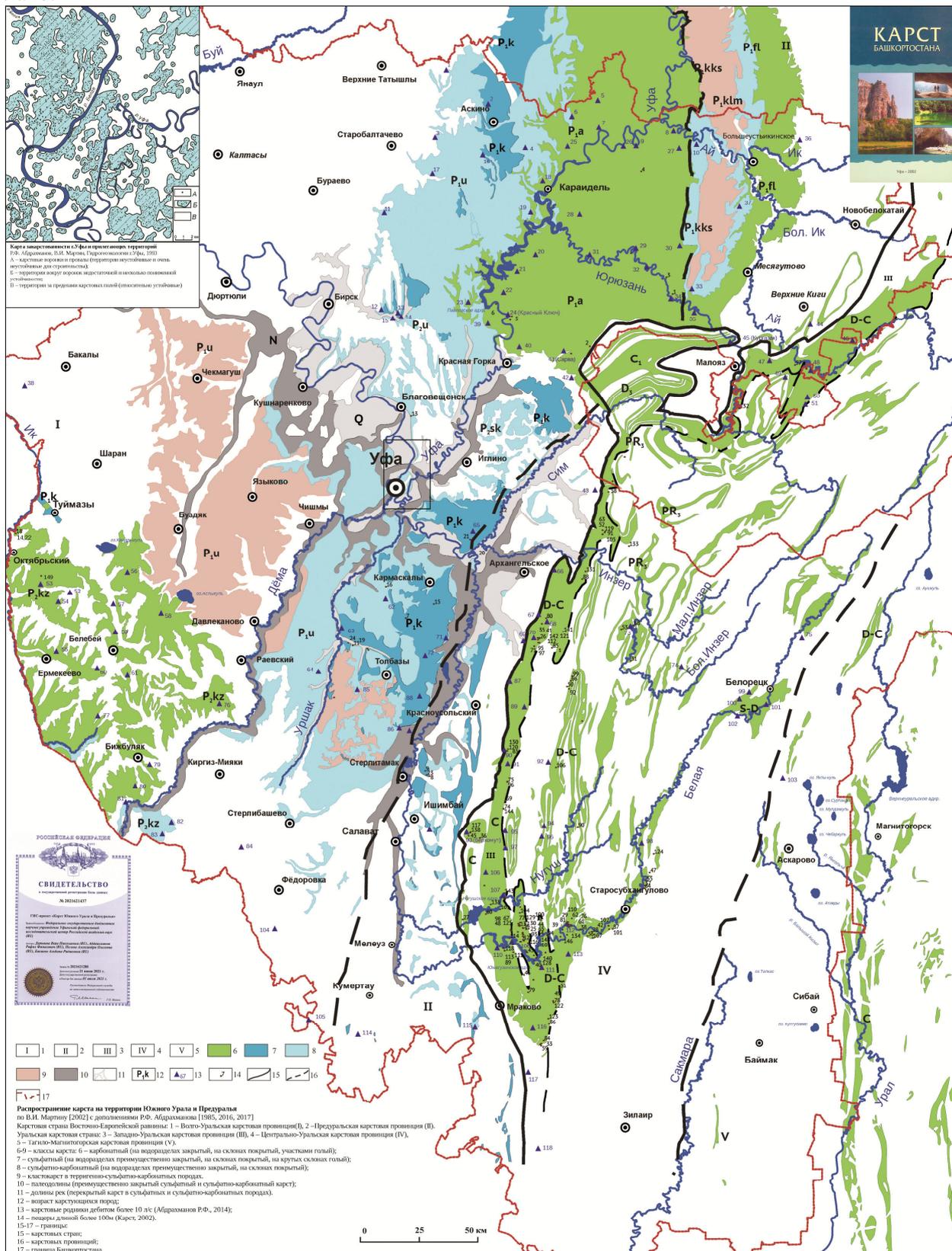


Рис. Карта Карста Южного Урала и Предуралья

Кластокарст В Южном Предуралье кластокарстовые явления, занимают около 30% его территории.

Возможности геоинформационных систем (ГИС) позволяют получать количественные показатели проявления карста на поверхности: плотность карстовых форм на единицу площади, площадную пораженность территории поверхностными карстопроявлениями по типам карста, формам и элементам рельефа, неотектоническим структурам и другим таксономическим единицам районирования территории.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы FMRS-2022–0013

Список литературы

1. Абдрахманов Р. Ф., Полева А. О., Дурнаева В. Н. [и др.] Карст Южного Урала и Предуралья, современная активность его развития // Геологический вестник. 2022. № 1. С. 3–22.
2. Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г. и др. Карст Башкортостана – Уфа: Информреклама. 2002. – 384 с.

О ПРОГНОЗЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

С.А. Дьякова¹, Н.Д. Сергеева¹, С.Е. Баикова²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь
e-mail: riphey@ufaras.ru

В пределах Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (ВУНГБ) одной из крупнейших структур авлакогенового режима является Камско-Бельский авлакоген (КБА), занимающий юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), ограниченный с востока Уральской складчатой системой (рис. 1).

Отложения рифея КБА характеризуются большой площадью распространения и значительными глубинами залегания. Ранее на различных стратиграфических уровнях исследователями отмечены более 60 нефте- и газопроявлений [1].

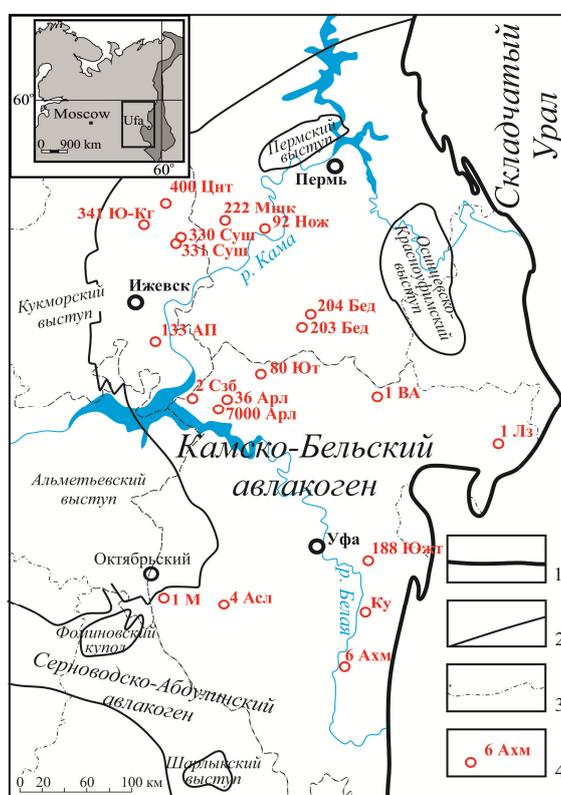


Рис. 1. Обзорная карта-схема с расположением изученных скважин, по [2, 4]

1 – границы структур первого порядка; 2 – границы выступов кристаллического фундамента; 3 – административные границы; 4 – местоположение скважины и ее номер. Названия разведочных площадей – Ахм – Ахмеровская; АП – Азино-Пальниковская; Арл – Арланская; Асл – Аслыкульская; Бел – Бедряжская; ВА – Восточно-Аскинская; Ку – Красноусольская; Лз – Леузинская; М – Морозовская; Мшк – Мишкинская; Нож – Ножевская; Сзб – Саузбашская; Суш – Сушинская; Цнт – Центральная; Ют – Югомаш-Татышлинская; Ю-Кг – Южно-Киенгопская; Южт – Южно-Тавтимановская.

Изучение геохимических и пиролитических характеристик карбонатных пород калтасинской, шиханской и леузинской свит рифея Камско-Бельского авлакогена в связи с нефтегазоносностью проводилось с применением люминисцентно-битуминологического анализа, пиролиза (пиролизатор Rock-Eval 6) и определения органического углерода на экспресс-анализаторе. Обработка информации произведена с помощью программы

«Statistica». Массив геохимической информации получен по керну глубоких скважин, пробуренных в разные годы на территории Республик Татарстан, Башкортостан, Пермского края и Удмуртии. Отложения калтасинской свиты нижнего рифея изучены по материалам скважин: Арланские 36 и 7000, Бедряжские 203 и 204, Восточно-Аскинская 1, Морозовская 1, Мишкинская 222, Ножовская 92, Саузбашская 2, Сушинские 330 и 331, Центральная 400, Югомаш-Татышлинская 80, Южно-Киенгопская 341. Характеристика шиханской и леузинской свит верхнего рифея дана по керновому материалу, вскрытому в пределах восточной зоны КБА скважинами Ахмеровская 6, Красноусольская, Леузинская 1, Южно-Тавтимановская 188.

При стратификации отложений рифея ВУНГБ принята Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области 2000 года, но с изменениями и дополнениями [4].

Калтасинская свита нижнего рифея сложена преимущественно доломитами, меньше известняками с прослоями аргиллитов и редко алевролитов и песчаников и расчленена на подсвиты (снизу): саузовскую (карбонатную), арланскую (терригенно-карбонатную) и ашитскую (карбонатную), связанные между собой постепенными переходами [4]. Отложения свиты распространены почти на всей территории КБА, имеют выдержанный литологический состав и значительную мощность (от первых десятков метров в северной части авлакогена и более 3-3,5 км в центральных и южных районах, а согласно геофизическим данным могут достигать 6 км), благодаря чему отложения калтасинской свиты являются основным региональным маркирующим горизонтом в ВУНГБ.

Саузовская подсвита калтасинской свиты по итогам геохимических исследований охарактеризована невысоким содержанием органического углерода (Сорг) – средние значения для толщи достигают 0,14%, подавляющее количество определений до 0,5%. Это позволяет оценить толщину бедной в отношении нефтегазоматеринского потенциала (рис. 2).

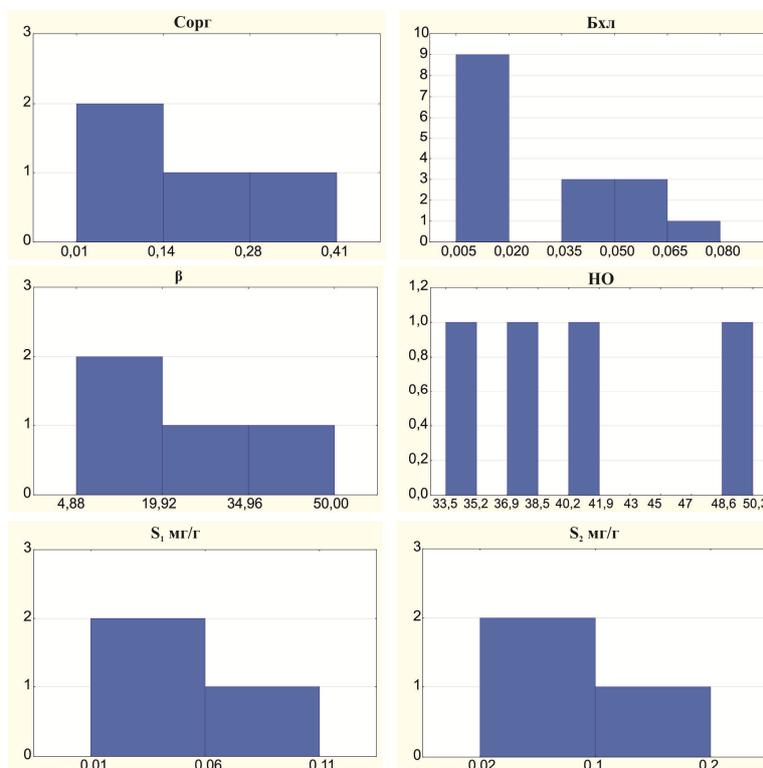


Рис. 2. Гистограммы распределения геохимических и пиролизических параметров для саузовской подсвиты калтасинской свиты

На гистограмме (см. рис. 2) параметр Бхл распределился в пределах 0,005-0,02, что отражает сингенетичность этих битумоидов и генерационную способность толщи. Параметр битуминозности (β) для образцов саузовской подсвиты определен в интервале 4,88-19,92. Содержание до 16% свидетельствует о присутствии в толще сингенетичных битумоидов (с примесью миграционных). Для пород саузовской подсвиты калтасинской свиты характерны пониженные значения показателя S_1 и более высокие значения S_2 (см. рис. 2), соответственно, образцы относятся к бедным нефтематеринским (S_2 менее 1 мг/г), показатель продуктивности S_1 в большинстве образцов низок (значения менее 0,25 мг/г).

Арланская подсвита калтасинской свиты по литологии отличается от подстилающих и перекрывающих отложений значительным содержанием терригенной составляющей. Количество органического углерода (Сорг) в основном достигает 0,1%, реже 0,2%. Толща относится к достаточно бедной в отношении нефтегазоматеринского потенциала (рис. 3А). Распределение хлороформенных битумоидов составляют чаще от 0 до 0,13%, реже до 0,23%. Содержание в рассеянном органическом веществе (РОВ) Бхл больше 0,1% говорит о наличии нефтяных битумоидов аллохтонного характера (см. рис. 3А). Параметр битуминозности арланской подсвиты калтасинской свиты имеет сложный характер распределения: содержание битумоидного коэффициента (β около 10%) свидетельствует о присутствии в толще сингенетичных битумоидов (с примесью миграционных), а при больших значениях β – эпигенетичных. При этом степень битуминозности отложений в некоторых разрезах скважин достигает 100% (см. рис. 3 А). Для визуализации процесса миграции был построен график зависимости битумоидного коэффициента (β) от содержания органического углерода Сорг в отложениях арланской подсвиты (рис.3 Б).

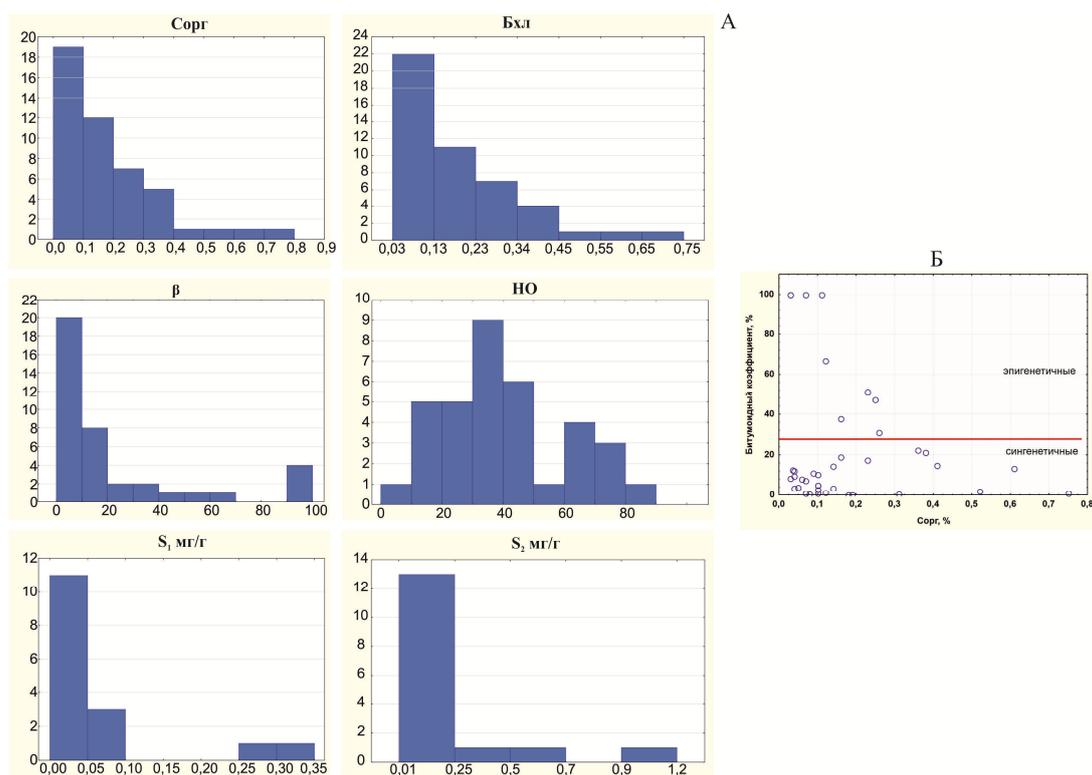


Рис. 3. Гистограммы распределения геохимических параметров (А) и зависимость распределения битумоидного коэффициента от содержания органического углерода (Б) в арланской подсвите калтасинской свиты

Преобладающее количество точек распределилось в поле сингенетичных битумоидов, и лишь небольшое количество точек – в поле эпигенетических, что позволяет говорить об их

большой подвижности. Средние величины нерастворимого остатка (НО) для отложений арланской подсвиты составляет 30-40%, в отдельных случаях достигает 90% (см. рис. 3 А).

Показатели S_1 и S_2 в отложениях арланской подсвиты калтасинской свиты распределены аналогично подстилающей саузовской толще – низкие значения S_1 (до 0,05%) и более высокие показатели S_2 (до 0,25%) (см. рис. 3А).

Максимальный охват геохимическими анализами получен для карбонатных пород ашитской подсвиты калтасинской свиты. Преобладающее количество образцов карбонатных пород по параметру Сорг распределились в поле значений от 0 до 0,05%, но высока доля значений от 0,05 до 0,1% (рис. 4 А).

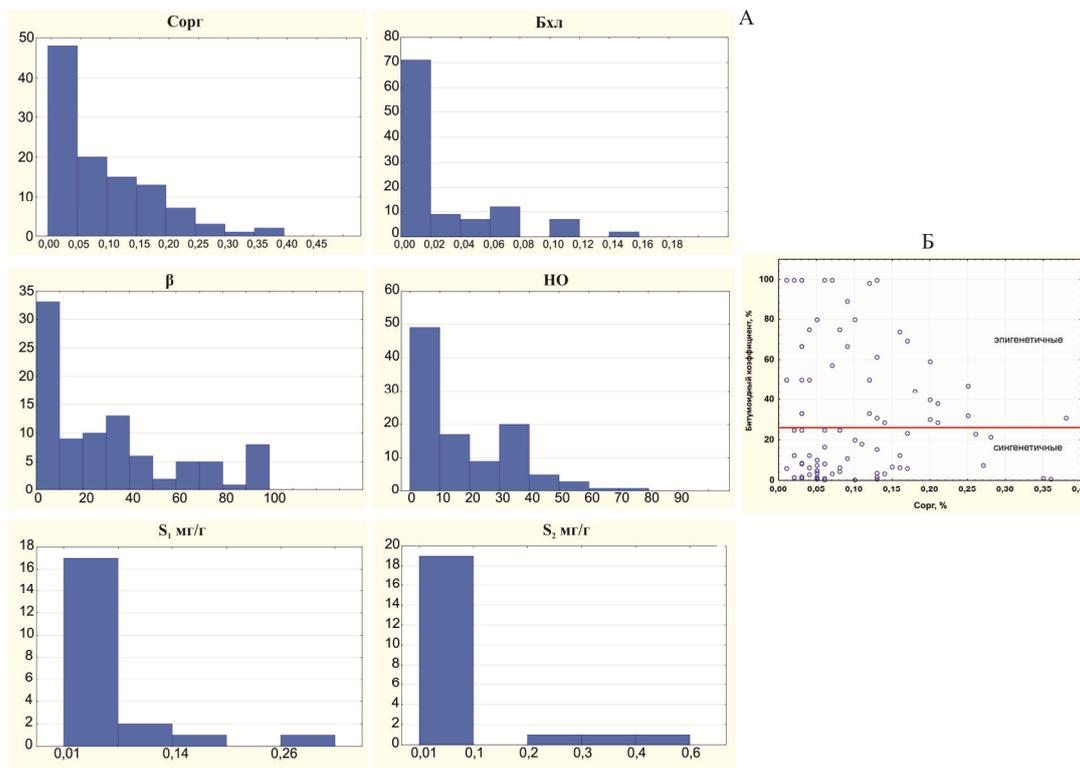


Рис. 4. Гистограммы распределения геохимических параметров (А) и зависимость распределения битумоидного коэффициента от содержания органического углерода (Б) в ашитской подсвите калтасинской свиты

Величины параметра Бхл в основном имеют пониженное содержание – до 0,02%, что характеризует сингенетичность этих битумоидов и генерационную способность толщи. Отложения ашитской подсвиты калтасинской свиты имеют пониженные значения показателя S_1 и более высокие – S_2 (см. рис. 4А). На графике зависимостей битумоидного коэффициента от содержания органического углерода в ашитской подсвите калтасинской свиты значения сингенетичных и эпигенетичных битумоидов распределились практически поровну, с небольшим преобладанием сингенетических (рис. 4 Б)

В верхнем рифее карбонатные уровни представлены отложениями шиханской и леузинской свит. Шиханская свита сложена известняками, реже наблюдаются прослойки глинисто-карбонатных алевролитов. По особенностям состава и окраски пород, наличию специфических структур и текстур известняков, свита считается надежным маркером при корреляции разрезов рифея платформы и складчатого Урала. В леузинской свите карбонатной является только нижняя часть разреза, представленная доломитами средне-, мелкозернистыми, серыми, слабо битуминозными, с тонкими темно-серыми углеродисто-глинистыми слойками. Прослоями доломиты глинистые, отмечаются слойки аргиллита темно-серого. На данном этапе исследования отложения верхнего рифея имеют слабую

геохимическую изученность, ввиду того, что отложения шиханской и леузинской свит вскрыты единичными скважинами на ограниченной площади. а их мощность не превышает несколько сотен метров: для шиханской свиты – 240 м (скв. 6 Ахмеровская) и 360 м (скв. 5 Шиханская), для леузинской свиты – 180 м (скв. 1 Леузинская) и 576 м (скв. Красноусольская). Первые результаты исследований методом пиролиза карбонатных пород шиханской и леузинской свит показали сходные пиролитические характеристики. Для отложений верхнего рифея, вскрытых скважинами Южно-Тавтимановская и Красноусольская, установлены низкие содержания органического углерода (Сорг) – 0,06% и 0,02%, более высокое значение Сорг – 0,38% отмечено для образца доломита леузинской свиты. Показатель Бхл определен на уровне 0,0009-0,0003, что свидетельствует о сингенетичности битумоидов и генерационной способности пород. Всем образцам карбонатных пород свит свойственны пониженные значения S_1 и более высокие S_2 , что позволяет отнести их к бедным нефтематеринским (S_2 менее 1 мг/г) породам. Показатель продуктивности S_1 низок (значения менее 0,25 мг/г). Водородный индекс для карбонатов верхнего рифея определен на уровне 250 для шиханской свиты и 367, 41 для леузинской свиты. Согласно этим параметрам изученные карбонаты верхнего рифея можно отнести к среднему показателю НГМ-пород.

Таким образом, для карбонатных отложений калтасинской свиты нижнего рифея определены содержания органического углерода от сотых до нескольких десятых долей процента; концентрации хлороформенных битумоидов – более 0,1 %, что свидетельствует о наличии нефтяных битумоидов аллохтонного характера.

В породах арланской и ашитской подсвит калтасинской свиты битумоиды имеют в основном сингенетичный характер распределения. Увеличение параметров нефтегенерационного потенциала растет при увеличении терригенной составляющей (НО). Зафиксированные высокие значения Сорг в арланской подсвите калтасинской свиты позволяют отнести их к потенциально нефтематеринским. Кроме того, ранее [3] было показано, что мощность калтасинской свиты в целом является определяющим специфическим критерием ее нефтегазоносности.

Среди карбонатных пород верхнего рифея ВУНГБ сложно на данном этапе исследования выделить нефтематеринские толщи, так как пока они имеют слабую изученность геохимическими методами исследования.

Выявление в верхнепротерозойских отложениях рассматриваемого разреза НГМ толщ с низкими нафтидопроизводящими свойствами не умаляет значимости проблемы поиска месторождений нефти и газа в них на территории Волго-Уральского НГБ. Подтверждением тому, наряду с вышеприведенными фактами, является установление газопроявлений в отложениях нижнего и среднего рифея на глубинах ниже 4500 м (скв. 1 Восточно-Аскинская, 1 Леузинская, 62 Кабаковская), свидетельствующее о существовании источников углеводородного газа на больших глубинах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 24 -27 -00311.

Список литературы

1. Башкова С.Е. Комплексный анализ критериев и показателей прогноза нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Дисс. канд. геол.-мин. наук, Пермь, 2009. 198 с.
2. Башкова С.Е., Карасева Т.В. Прогноз нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Пермь, 2023. 190 с
3. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь:ИПК«Звезда»,2001. 108 с.
4. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа:Книга-Принт, 2021. 196 с.

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ КАРСТА НА «УФИМСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ»

Д.Р. Енифанова¹, А.И. Смирнов²

¹*Московский государственный строительный университет, Москва;*

²*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

e-mail: 89174139314@mail.ru

«Уфимский полуостров» — территория городского округа г. Уфа Республики Башкортостан (РБ) в пределах Уфа-Бельского междуречья. Термин «Уфимский полуостров» введен в литературу в 1969 г. С.П. Ткаличем [13], вслед за которым его использовали почти все исследователи природных условий центральной части столицы РБ.

Одним из самых распространённых и опасных экзогенных геологических процессов на полуострове является карст. Проявления его на поверхности в виде карстово-гравитационных провалов возникают неожиданно, нередко приводят к деформациям зданий и инженерных сооружений, а иногда и к полному их разрушению [5], а также вызывают чрезвычайные ситуации, негативно сказывающиеся на морально-психологическом состоянии населения, проживающего вблизи их образования.

Карст, как геологический процесс, на территории полуострова известен еще с середины XVIII века. Немецкий учёный-энциклопедист, естествоиспытатель, географ и путешественник, профессор натуральной истории Петербургской Императорской Академии наук Петр Симон Паллас, зимовавший в 1769–1770 гг. в г. Уфе, дал территории города весьма нелестную характеристику. В описании своего путешествия по разным местам Российского государства он писал: «Уфа — есть место, худо выстроенное и немало уже въ упалость пришедшее, коего положение дурнее избрано быть не могло;» [9], и далее — «Знатная часть холмовъ состоитъ изъ одного известкового мергеля и глины, где весенняя вода прорываетъ глубокие протоки; а нередко делаетъ и провалы ...» [9]. То есть, он первым отметил связь на территории полуострова отрицательного воздействия природных процессов и карста с его геологическим строением. В настоящее время сведения о карсте полуострова содержатся не менее чем в 1 000 публикациях и производственных отчетах, которые должным образом не систематизированы.

Цель — обзор исследований карста на «Уфимском полуострове» и определение основных этапов его изучения.

На основе собранного и систематизированного материала по изучению карста полуострова в истории его исследований можно выделить три основных этапа.

Этап 1. Первые исследования карста полуострова (1898–1970 гг.), определение условий и факторов его развития.

Начало изучения карста полуострова относится к концу позапрошлого столетия и связано со строительством Самара-Златоустовской железной дороги вдоль правого склона долины р. Белой в г. Уфе (Уфимский косогор). Ряд геологов (Ф.Н. Чернышев [16], Д.Л. Иванов [4] и др.) высказывались против её строительства вдоль западной окраины полуострова, в связи с интенсивным развитием карста в его пределах и активным образованием провалов. Так, Д.Л. Иванов считал, что ввиду неожиданности и быстроты образования провалов «... дорогу на перегоне Уфа–Ураково доведется бросить, избравши для нее другое направление...» [4].

Несмотря на возражения геологов, железная дорога все же была введена в эксплуатацию на западной окраине полуострова — вдоль Уфимского косогора, на котором карстовые провалы образовывались почти ежегодно. Так, с 1926 по 1945 гг. на нём возникло 25 новых провалов, которые существенно затрудняли движение составов по железной дороге.

Главную роль в образовании карстовых провалов на Уфимском косогоре Д.Л. Иванов [4] отводил трещинам «отседания» («окраинные» или «краевые» трещины), по которым происходит циркуляция подземных вод в растворимых гипсах. Позднее, в 1953 г. при

изысканиях под плотину Павловского водохранилища, А.Г. Лыкошин дал теоретическое обоснование образования таким трещинам — возникают они из-за односторонней разгрузки горных пород от объемного сжатия в сторону крутого склона долин-дрен при достаточно быстром развитии глубинной эрозии. А.Г. Лыкошин [7] назвал эти трещины — трещинами бортового отпора и в настоящее время этот термин прочно вошел в научную литературу.

Не снижающиеся провалообразование вдоль железной дороги на косогоре–вынудило провести дополнительные исследования карста, которые в 1941–1945 гг. выполнил Г.Г. Скворцов [11]. Он не разделял мнение Д.Л. Иванова о главной роли развития карста трещин «отседания». Роль трещин бортового отпора он видел лишь в том, что они разбивают массив гипсов на блоки, определяют циркуляцию в них подземных вод и, тем самым, способствуют развитию карста. По его мнению, основным фактором, влияющим на развитие карста, является поглощение поверхностного стока понорами в гипсах и невидимый переток в них подземных вод из вышележащих пород уфимского яруса. Основную же роль в формировании рельефа косогора Г.Г. Скворцов отводил карстово-оползевым процессам. Породы уфимского яруса, залегающие на карстующихся гипсах кунгура, теряют устойчивость в результате растворения и выщелачивания гипсов на глубине. В связи, с этим отдельные «глыбы» или блоки гипсов смещаются от р. Белой вглубь склона и породы уфимского яруса, оказываются в нарушенном карстово-оползевом залегании [11].

Особо следует отметить то, что Г.Г. Скворцов первым рассматривал карст как «вековой» процесс. Карст на территории Уфы, по его мнению, начал активно развиваться еще в ходе формирования переуглублённой палеодолины р. Белой (с конца миоцена — начала плиоцена) и продолжает развиваться на современном этапе, медленно, но непрерывно разрушая косогор и территорию г. Уфы в целом [11]. К сожалению, сегодня данное положение Г.Г. Скворцова несправедливо забыто.

После работы Г.Г. Скворцова вопросы гидрогеологии и карста в районе г. Уфы освещались в ежегодных и сводных пятилетних отчетах Уфимской затем Башкирской гидростанции, а с 1971 г. Башкирской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии ПГО (ОАО) «Башкиргеология». Наиболее ценные данные о карсте, отдельные обобщения и выводы содержатся в производственных отчетах: С.П. Ткалича (1955 г.), В.И. Мартина и др. (1962 г., 1967 г.), В.Ф.Ткачева и др. (1976 г., 1981 г.) [8]. Однако, эти работы не внесли чего-то принципиально нового в познание пространственных закономерностей распространения и развития карста. Они лишь дополнили и уточнили выводы Д.Л. Иванова и Г.Г. Скворцова (рис.). Выводы Д.Л. Иванова и Г.Г. Скворцова о главных факторах развития карста на полуострове получили подтверждение, но не повсеместно на всей его территории, а только на отдельных элементах рельефа и с определенным геологическим строением.

В целом, в первом этапе изучения карста Уфимского полуострова установлено:

- подавляющая часть карстопроявлений обусловлена развитием сульфатного карста в гипсах кунгурского яруса ранней перми;
- интенсивность распространения поверхностных проявлений карста обратно пропорциональна мощности покрывающих гипсы отложений и уклону местности;
- к факторам, ускоряющим развитие карста, относятся переток в гипсы кунгура весьма агрессивных к ним подземных вод из вышележащих горизонтов уфимского яруса по трещинам бортового отпора, широко развитых в пределах крутых и обрывистых частей склонов, а также поглощение в понорах вод временных и постоянных поверхностных водотоков с высоким дефицитом сульфата кальция.

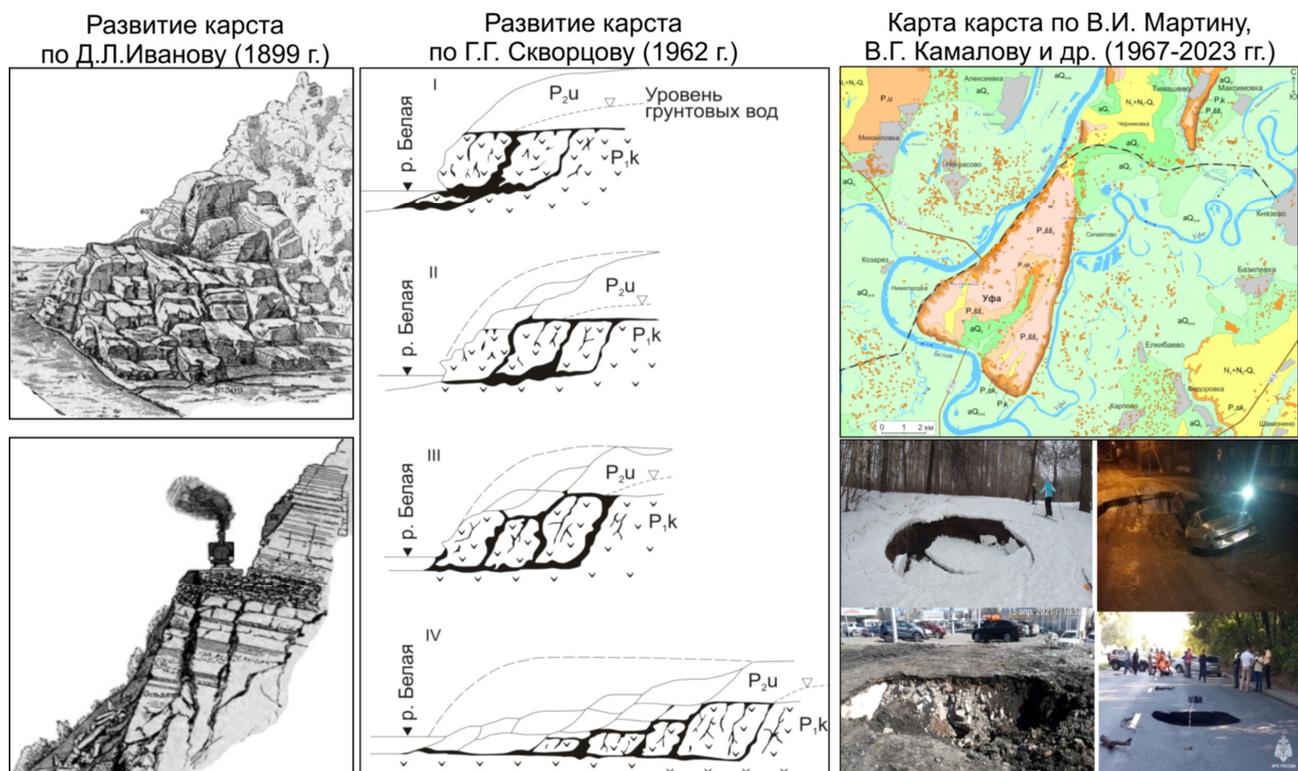


Рис. Представления о развитие карста на «Уфимском полуострове»

Этап 2. Исследования карста (1971–2000 гг.) под застройку, организация и ведение карстомониторинга.

В середине прошлого века началась интенсивная застройка территории полуострова. Ежегодно различными организациями проводились десятки инженерно-геологических изысканий под проектирование и строительство жилых и административных зданий, а также инженерных сооружений. Анализ результатов этих изысканий показал о разных подходах и методике изучения карста, что предопределило необходимость создания единых норм инженерно-геологических изысканий под строительство на закарстованных участках,

В 1986 г. разработан ведомственный нормативный документ ВСН 2-86 (Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях Башкирской АССР [1]. В его создании принимали участие ведущие специалисты: института «НИИпромстрой» (Мулюков Э.И., Илюхин В.А.), треста «ЗапУралГИСИЗ» (Мартин В.И., Лиханов Н.С., Камалов В.Г., Пармёнов Ю.В.), института «Башкиргражданпроект» (Арасланов Р.Я., Спящий Е.П., Закаблуковский Г.В.). В ВСН 2-86 приведена типизация и классификация карста В.И. Мартина и наряду с районированием карста по категориям устойчивости застраиваемого участка, впервые была разработана методика его зонирования при детальном изысканиях на стадии рабочей документации [1].

В 1991 г. ВСН 2-86 преобразованы в республиканские строительные нормы РСН 1-91 (Мартин В.И. и Лиханов Н.С.) [10], а в 1995 г. — в территориальные ТСН 302-50-95 РБ [15] (Мулюков Э.И. Мартин В.И., Травкин А.Т. и др.).

Создание строительных норм на закарстованных территориях обусловило единообразный подход к оценке карстоопасности застраиваемых территорий не только на Уфимском полуострове, но и в целом на территории Башкортостана.

В 1976 г. ПГО «Башкиргеология» организовало карстомониторинг на западной окраине полуострова (Уфимский косогор) и на дух локальных участках на восточной его окраине. Многолетними режимными наблюдениями за проявлениями карста установлена связь активности его развития с гидрометеофакторами и солнечной активностью [12].

Карстомониторинг, хотя и не в таком объёме, ведется и в настоящее время Башкортостанским отделением Приволжского филиала РЦ ГМСН «Гидроспецгеология».

Этап 3. Обобщение результатов исследований карста и его картирование (2001 г. — по настоящее время).

В 2002 г. в коллективной монографии — «Карст Башкортостана», В.И. Мартиным и А.П. Рождественским приведен общий обзор изучения карста почти за 300-летний период (до 2000 г.) его изучения в целом по территории РБ [6]. Позже характеристика изученности карста полуострова, сделана В.Г. Камаловым и приведена в монографии «Опасные геологические процессы на территории Уфимского полуострова» [5]. В ней в хронологическом порядке приведены все наиболее значимые результаты изучения карста (около 400 источников) на полуострове [5], но без их систематизации и выделения этапов изучения карста. В монографии отмечено, что наиболее ценные сведения о карсте полуострова содержатся в отчетах ЗАО «ЗапУралГИСИЗ» и ОАО «Башкиргеология», в печатных работах и публикациях Д.Л. Иванова, Г.Г. Скворцова, С.П. Ткалича, В.И. Мартина, В.Ф. Ткачева, А.И. Травкина, А.И. Смирнова и др. [5].

Картирование карста, как и любого геологического процесса, является одним из основных результатов его изучения.

Крупномасштабное картирование карста (масштаба 1:5 000 и крупнее) постоянно осуществляется организациями, которые производят инженерно-геологические изыскания при проектировании новых зданий и сооружений. Подробная характеристика результатов этих изысканий по наиболее значимым объектам до 2020 г. с картографической составляющей приведена в монографии [5].

В 2013 г. геологами и специалистами ЗАО «Стройизыскания» под методическим руководством А.И. Травкина и по заданию Главархитектуры г. Уфы на платформе ГИС «ИнГео» составлена карта инженерно-геологического районирования города в масштабе 1:10 000. [3, 14].

Картирование поверхностных карстопоявлений и провалов земной поверхности на «Уфимском полуострове» позволило объяснить резкие различия современной активности развития на нём сульфатного карста. При сходном геологическом строении склонов полуострова зафиксировано более активное провалообразование на западной его окраине, чем на восточной. Установлено, что обусловлено это более древним возрастом и формированием обстановки более активного водообмена карстовых вод, предопределённой более интенсивной расчленённостью овражной сетью правого склона долины р. Белой в сравнении с правым склоном долины р. Уфы [2].

В последние годы активно начали создаваться и использоваться интерактивные (программно-независимые) карты карста. Они не требуют использования специального программного обеспечения, поскольку базируются на удаленных серверах (Google Maps, Яндекс-Карты, ДубльГИС и др.), доступ к которым осуществляется через сеть интернет.

На основе базы данных провалов РБ и г. Уфы [5] Институт геологии УФИЦ РАН совместно и на платформе ООО «УфаСтройИзыскания» (П.Е. Челпанов) приступил к созданию интерактивной карты карстовых и техногенных провалов республики, что позволит пользователю получать пространственное положение выбранного провала и его характеристику в режиме реального времени.

Выводы

Выделены три основных этапа изучения карста на «Уфимском полуострове»: этап определения условий и факторов развития карста, этап исследования карста под застройку и этап его картирования. Этапы неравнозначны по продолжительности, но каждый из них имеет свои, только ему присущие черты.

Временной диапазон выделенных этапов является относительно условным, поскольку, например, ведение карстомониторинга и инженерно-геологические изыскания на закарстованных территориях под застройку продолжается и в настоящее время, но основы и методы исследований были заложены на втором этапе изучения карста.

Выделенные этапы изучения карста требуют дальнейшей детализации с выделением в каждом из них периодов с определением вклада конкретных исследователей в изучение самого опасного экзогенного геологического процесса полуострова.

Список литературы

1. ВСН 2—86. Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях Башкирской АССР. Госстрой БАССР. 1986. 49 с.
2. Епифанова Д. Р., Смирнов А. И. Особенности распространения карстовых провалов на «Уфимском полуострове» в 1972–2022 гг. // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2023. № 11. С. 139–143.
3. Епифанова Д. Р., Травкин А.И. Опасные геологические процессы на территории застройки проектируемой в пределах юго-западной части г. Уфы. Материалы XV Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации», ООО «Геомаркетинг». М: 2021. С. 739–746.
4. Иванов Д.Л. Уфимские воронки на Самаро-Златоустовской дороге // Изв. Собрания инженеров путей сообщения. СПб, 1899. 351 с.
5. Камалов В.Г., Барышников В.И. Опасные геологические процессы на территории Уфимского «полуострова» (Инженерная геодинамика). Уфа: Информреклама, 2019. 239 с.
6. Карст Башкортостана / Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И. Уфа: Информреклама, 2002. 384 с.
7. Лыкошин А.Г. Павловская плотина на р. Уфа // Геология и плотины. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959. Т. 1. – С. 35–60.
8. Мартин В.И. Карст // Гидрогеология СССР. Т. 15: Башкирская АССР / Под ред. Е.А. Зуброва. М.: Недра, 1972. С. 77–91.
9. Паллас Петр-Симон. Путешествие по разным провинциям Российского Государства. Ч. 2, Кн. 1. СПб: Императорская Академия Наук, 1786. 476 с.
10. РСН 1-91 Инженерные изыскания для строительства. Нормы производства инженерных изысканий на закарстованных территориях. Госстрой БАССР.1991. 38 с
11. Скворцов Г.Г. Вопросы инженерно-геологического изучения и оценки карста в основании железнодорожных сооружений // Специальные вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 43–57.
12. Смирнов А.И. Карст и современная его активность на Уфимском карстовом косогоре // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 223–229.
13. Ткалич С.П. Карст «Уфимского полуострова» (Башкирия) и намечающиеся закономерности его развития // Региональное карстоведение. М.: АН СССР, 1961. С. 70–77.
14. Травкин А.И., *Байбикова Д.Р., Алтынбаев С.А. Заказ № 01640. «Создание цифровой карты инженерно-геологического районирования в М 1:10 000 для разработки генерального плана городского округа город Уфа в Республике Башкортостан». Уфа: Главархитектура, 2013.
15. ТСН 302-50-96 (Территориальные строительные нормы) «Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях». Уфа, Госстрой РБ, 1996. 40 с.
16. Чернышев Ф. Н. Записка о прилегающих к Уфе участках Самаро-Златоустовской железной дороги // Известия Общества горных. инженеров, № 1, 1897. С. 15–17.

ВОЗНЕСЕНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, МИНЕРАЛОГИЯ РУД И ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

С.Е. Знаменский, Н.М. Знаменская
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Вознесенское месторождение золота, известное в архивных материалах также как Калкановское, расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Оно локализовано в зоне серпентинитового меланжа, обрамляющего с востока Калканский гарцбургитовый массив. В зоне меланжа месторождение приурочено к блоку, представляющего собой фрагмент коровой части разреза островодужной офиолитовой ассоциации гарцбургитового типа [3]. Золоторудная минерализация ассоциирует здесь с комплексом параллельных даек. Такая геодинамическая обстановка является необычной для месторождений золота Южного Урала и не описана в опубликованной литературе [1, 7, 12 и др.].

Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы, интродуцированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее.

Габброиды имеют неоднородное шпирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и включений, которые сложены габбро-норитами, габбро и их роговообманковые разновидности, а также плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза [6].

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовыми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород составляет 150 м.

Комплекс субпараллельных даек представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми габбро-долеритами, габбро-диоритами и крайне редко кварцевыми диоритами. Мощность отдельных даек достигает 30 м.

Вулканиты и породы даек имеют близкие петро-геохимические характеристики. Они представляют собой низко-умеренно-калиевые образования, имеющие нормальную щелочность и в основном толеитовый состав. По сравнению с N-MORB породы месторождения обладают более низкими содержаниями высоkozарядных и редкоземельных элементов. Тренды распределения редких элементов в эффузивах и дайках характеризуются накоплением крупнолионных элементов, U, Th и Pb, отрицательными аномалиями Nb и Zr и положительными аномалиями Sr, что отличает надсубдукционные породы. На диаграмме Zr/Nb–Nb/Th точки составов базальтов, долеритов и габбро-долеритов образуют единый ореол, располагающийся в поле островодужных базальтов. Спектры распределения РЗЭ указывают на обогащение эффузивных пород тяжелыми лантаноидами ($La_N/Yb_N=0,53-0,83$). В породах дайковой серии по мере роста кремнекислотности наблюдается увеличение значений La_N/Yb_N от 0,75 в габбро-долеритах до 1,5 в диоритах.

Среди вулканогенных комплексов, распространенных в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, по химическому составу рудовмещающие породы Вознесенского месторождения наиболее близки к вулканитам, датированным по конодонтам поздним эмсом [4].

Анализ геохимических данных с использованием диаграмм V–Ti и La_N/Sm_N-TiO_2 дает основание предполагать, что ассоциация основных вулканитов и рудоносных даек габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов Вознесенского месторождения образовалась в задуговом бассейне фронтальной островной дуги.

На месторождении разведано несколько рудных тел, представляющих собой линейные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной и прожилковой сульфидно-кварцевой минерализации, которая концентрируется в дайках и их экзоконтактовых зонах. Контакты даек часто нарушены синрудными разрывами. Формирование рудной минерализации происходило в течение двух основных стадий. На ранней стадии образовались мышьяковистый пирит (0,38–0,84 % As), сернистый арсенопирит ($S/As=1,12-1,19$), молибденит, обогащенный Fe (7,25–8,07 %) и халькопирит, а на поздней – пирит, обогащенный Sb (0,28–0,31 %), Fe сфалерит, Zn-Fe-тетраэдрит и самородное высокопробное золото (952–997), содержащее примесь Cu и Ag.

На месторождении распространены метасоматические породы двух типов: 1) пропилиты, слагающие внешние зоны окологрудного ореола, и 2) березит-листвениты, распространенные в его внутренних частях [2]. Значительную часть объема метасоматического ореола составляют переходные зоны, в пределах которых развиты минеральные ассоциации как пропилитов, так и березит-лиственитов. Золоторудная минерализация локализована в березит-лиственитах.

Основными минералами пропилитов являются амфибол, ортоклаз, альбит и хлорит. В незначительных количествах присутствуют также кварц, титанит, рутил, ильменит, иногда пирит, кобальтин, апатит и карбонат. Амфибол представлен двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Изменение состава амфибола, по-видимому, отчасти связаны с падением температуры в процессе минералообразования. На это косвенно указывает более низкое содержание Ti в актинолите по сравнению с роговой обманкой, особенно ее магнезиальной разновидностью. Согласно экспериментальным исследованиям и эмпирическим наблюдениям [10], содержание Ti в амфиболе является функцией температуры и уменьшается при ее падении. Хлорит пропилитов по химическому составу отвечает рипидолиту. Температура его кристаллизации, рассчитанная с помощью хлоритового геотермометра [11], составляет 307–313°C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации [5].

Породообразующими минералами березит-лиственитов являются кварц, альбит, хлорит, светлая слюда и карбонат. Светлая слюда представлена серицитом и фенгитом, а карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. В виде редких мелких чешуек присутствует биотит, генетическая природа которого не ясна и требует дальнейшего изучения. Акцессорные минералы также как и в пропилитах представлены титанитом, апатитом, рутилом и ильменитом. Кроме того, здесь появляется монацит. Апатит содержится в березит-лиственитах в значительно большем количестве. По данным хлоритового геотермометра [11] и доломит-кальцитового геотермобарометра [9] березит-листвениты образовались при $T=255-338^\circ\text{C}$ и $P=0,48-0,72$ кбар.

Хлорит березит-лиственитов по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых представлена железистым рипидолитом, а поздняя – пикнохлоритом, обедненным Fe и обогащенным Si. Скорее всего, такое изменение состава хлорита объясняется падением температуры в процессе минералообразования и, возможно, ростом активности сульфидной серы во флюиде, обусловившем преимущественное вхождение Fe не в хлорит, а в сульфидные минералы.

По сравнению с хлоритом пропилитов рипидолит березит-лиственитов существенно обогащен Fe и обеднен Mg и имеет более высокую температуру формирования ($T=333-338^\circ\text{C}$). Установлены вариации состава пикнохлорита по латерали, выражающиеся в увеличении в нем по мере удаления от рудных тел содержания Si и в уменьшении количества Al в тетраэдрической позиции. Похожие изменения химического состава хлорита выявлены

Э.М. Спиридоновым [8] для метасоматитов березит-лиственитовой формации плутоногенных месторождений золота северной части Центрального Казахстана. Латеральная зональность по составу пикнохлорита связана с падением температуры на периферии ореолов березит-лиственитовых изменений. Температура образования хлорита (рипидолита и пикнохлорита), распространенного в пределах рудных тел, оценивается в 287–333°C, тогда как пикнохлорита, развитого за пределами рудных интервалов –255–280°C.

Следует отметить, что рассчитанные величины температуры отложения хлорита рудных зон совпадают с модельными величинами температуры образования доломит-анкерит-кальцитового парагенезиса тех же зон (288–334°C). Это дает основание полагать, что эти значения близки к истинной температуре минералообразования. Таким образом, наиболее высокотемпературная обстановка в процессе березитизации-лиственитизации существовала в рудовмещающих дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения на гипабиссальном уровне. Значения давления (0,48–0,72 кбар) были использованы нами для примерной оценки глубины формирования месторождения. С учетом повышенной плотности мафит-ультрамафитовых пород зоны Главного Уральского разлома она при литостатических условиях может составлять 1,5–2,5 км.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН по темам FMRS-2022-0011.

Список литературы

1. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
2. Знаменский С.Е. Минералогия и Р-Т условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера, 2023, №3. С. 430–446.
3. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования // Литосфера, 2022, №3. С. 391–403.
4. Маслов В.А., Артющкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 288 с.
5. Метасоматизм и метасоматические породы. / Под ред. В.А. Жарикова. Москва: Научный мир, 1998. 492 с.
6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
7. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
8. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С.143–171
9. Таланцев А.С. (Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
10. Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania) // Amer. Miner., 2006, V. 91. P. 73–81.
11. Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol., 1987, V.82. P. 1898–1911.
12. Znamenskii S.E., Puchkov V.N., Michurin S.V. Sources of ore-forming fluids and formation environments of orogenic Au deposits in the Main Uralian Fault zone (Southern –Urals). // Doklady Earth Sciences, 2015, V. 464, No. 1. P. 910–913.

ИСТОЧНИКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ЯРАТОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

П.В. Казаков

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: pv_kazakov@list.ru

Перспективная на россыпное золото Яратовская площадь, расположена в 22 км к З от г. Баймак и включает в себя Яратовское россыпное поле (РП) в пределах южной части Сакмарского россыпного узла. РП приурочено к субмеридианальной долине неогенового заложения в верховье р. Сакмара (бассейн р. Урал) в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). В неоплейстоцене на севере и юге площади долина резко меняет свое направление на широтное вдоль поперечных ГУРу разломов.

В состав Яратовского РП входят россыпи (с севера на юг): Буреле-Елга, Сурай и Яратовская). Ниже остановимся на краткой характеристике этих россыпей по [1, 2] с дополнениями.

Россыпь Яратовская приурочена к долине лога, впадающего слева в р. Сакмара в 1,0 км к СВ от с. Яратово.

Россыпь поздненеоплейстоценовая, делювиально-аллювиальная (ложковая). Выявлена при маршрутном обследовании расположенных севернее ранее известных россыпей Сурай и Буреле-Елга и названная нами Яратовской [Казаков, 1988 ф].

Россыпь берет начало от маломощной (20–30 см) жилы молочно-белого кавернозного кварца ССВ простирания на западном склоне г. Бура-Тау с высотной отметкой 544,2 м. Справа к россыпи примыкает лог протяженностью 350 м, прорезающий плиоценовую (эоплейстоценовую (?)) террасу (абс. высота 515 м). Начиная с этой террасы, вниз по логу наблюдаются старательские эксплуатационные дудки. Общая протяженность контура разработок россыпи 1,1 км, ширина 5–15 м. Рыхлые отложения отвалов представлены, в пределах террасы: мелковалунно-галечным хорошо окатанным материалом кварц-кварцитового состава с желтовато-коричневым глинисто-песчаным заполнителем; в пределах лога: щебнисто-галечным плохо окатанным материалом с глинисто-дресвяным заполнителем грязно-серого цвета. Состав гальки и щебня: серпентиниты, габбро, порфириты основного состава, кварц.

Вышеупомянутые *россыпи Сурай и Буреле-Елга* средне-поздненеоплейстоценовые, делювиально-аллювиальные ложковые, переходящие в аллювиальные; разведывались шурфами и отработаны в 1932–1933 гг. По россыпи Сурай добыто 17,4 кг золота при среднем содержании на пласт (мощностью 0,5–4,2 м) от 0,1 до 7,7 г/м³. Мощность горной массы 2,5–5,2 м, средняя около 4 м. Протяженность контура разработок 700 м, ширина 5–30 м. Рыхлые отложения представлены глинами песчанистыми и глинистыми песками с примесью гальки средней окатанности, глиной темно-серой. Плотик – серпентиниты. Наблюдалась примесь осмистого иридия.

По россыпи Буреле-Елга добыто 4,8 кг золота при среднем содержании 0,2–0,39 г/м³ на горную массу мощностью 2–4,9 м. Протяженность контура разработок (суммарная с двумя левыми ложками) 1,2 км, ширина от 5–7 до 20 м. Рыхлые отложения отвалов представлены галечниками плохой окатанности с песком и щебнем, глиной и суглинком серым. Галька и щебень представлены серпентинитами, порфиритами, сланцами, кварцем.

Встречались платина и осмистый иридий. Золото окатанное, мелкое. Зерна платины мелкие, окатанные. [Кузнецов, 1937 ф; Масалова, 1946 ф].

В бортах россыпей Сурай и Буреле-Елга также как и по Яратовской россыпи закартированы сохранившиеся от размыва фрагменты эрозионно-аккумулятивных низкоцокольных надпойменных террас р. Сакмара. Среди выходов коренных пород между ручьями встречаются развалы кварцевых жил, аналогичных кварцевой жиле в голове Яратовской россыпи.

Таким образом, в зоне Главного Уральского разлома в пределах Яратовской перспективной площади установлена тесная пространственно-генетическая связь между ложковыми россыпями золота и их коренными и промежуточными источниками. А Яратовская мелколожковая россыпь золота является классическим примером формирования ее как за счет обломочного материала золотоносной кварцевой жилы, залегающей непосредственно в голове россыпи, так и переотложения россыпного золота из базального (галечно-валунного) горизонта террасовой россыпи, залегающей в ее борту.

Наибольшие концентрации россыпного золота на Яратовской площади следует ожидать в отложениях плейстоценовой долины р. Сакмара на субширотных участках, где комплекс осадков надпойменных террас, в том числе плиоценовых с установленной непромышленной золотоносностью, максимально переработан и где река пересекает субмеридианальную зону расланцевания, хорошо дешифрируемую на АФС. Золотоносность же самой зоны расланцевания с золото-кварцевым оруденением отчетливо фиксируется поперечно расположенными к ней описанными выше россыпями Яратовского россыпного поля.

Список литературы

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Часть 2, Уфа: Гилем. 2006. 288 с.
2. Ковалёв С.Г., Салихов Д.Н., Пучков В.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы). Уфа: Альфа-реклама, 2016. 554 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ АВЗЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЮК-БАР (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.М. Казбулатова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: kazbulatova@mail.ru

Ранее проведенными исследованиями установлено [4], что поверхностные воды Авзянского золоторудного района характеризуются неблагоприятным экологическим состоянием. В них обнаружены превышающие ПДК концентрации тяжелых металлов и металлоидов (Mn, Fe, Al, Sb, W, V, Cu, As). В связи с этим целью данной работы является оценка экологической опасности одной из золоторудных месторождений района – Улюк-Бар, на основе данных химического и минералогического состава вмещающих горных пород и подвижности в них токсичных элементов.

Улюк-Бар – месторождение малосульфидного золото кварцевого типа, локализовано в песчаниках, алевролитах и сланцах большеинзерской свиты нижнего рифея. Золотосодержащая минерализация представлена кварцем, жильными карбонатными минералами (кальцит, доломит, анкерит), сульфидами (мышьяковистый пирит, пирротин, халькопирит, галенит) и сульфоарсенидами (арсенопирит и герсдорфит) [6, 8]. Месторождение сопровождается первичными и вторичными геохимическими ореолами. Золото обнаруживает положительную корреляцию со многими тяжелыми металлами и металлоидами (As, Cu, Pb, Zn, Ni, Co), которые потенциально могут представлять экологическую угрозу.

Месторождение до настоящего времени с перерывами разрабатывается открытым способом с использованием мокрого гравитационного обогащения. Исследования проведены по керновым пробам вмещающих горных пород месторождения, отобранным из 6 скважин, пробуренным золотоискателями в 2003–2019 годах. Неизменные гипергенными процессами породы взяты с глубины 70–250 м, из коры выветривания – 5–85 м.

Породы из коры выветривания месторождения Улюк-Бар в сравнении с верхней континентальной корой [7] характеризуются низким содержанием Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Li, Sc, V, Zn, Sr, Ba, La, Ce, Pb с коэффициентами концентрации (K_k – отношение концентрации элемента в породах месторождения к его кларку для верхней континентальной коры) от 0,04 до 0,96, и повышенной концентрацией Si, Cr, Co, Ni, Cu, Zr с K_k от 1,06 до 1,57. Самый высокий коэффициент концентрации имеет As ($K_k=309$). Неизменные гипергенными процессами породы по сравнению с верхней континентальной корой характеризуется низким содержанием Si, Ti, Al, Fe, Na, K, P, Be, V, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, La, Ce, U с $K_k=0,25–0,96$, повышенной концентрацией Mn, Mg, Ca, Sc, Cr, Ta, Pb ($K_k=1,07–1,87$) и высоким содержанием Li, Co, Ni, Cu, Pd, Sb и Th с K_k от 2,15 до 8,56. Самый высокий коэффициент концентрации также имеет As ($K_k=95$).

Оценка экологического состояния месторождения осуществлена по показателю потенциальной токсичности элементов (Гэр) [1, 9] и показателю потенциальной экологической опасности минералов (Гэм) [5]. Гэр для пород месторождения Улюк-Бар из коры выветривания в сумме составляет $3,18 \cdot 10^3$, для неизменных пород – $1,27 \cdot 10^3$. Такие значения соответствуют высокой потенциальной опасности месторождения [3]. As вносит основной вклад в значение показателя потенциальной токсичности.

Рассчитанный показатель потенциальной экологической опасности ($\Gamma_{Эм}=1,4 \cdot 10^7$) относит минералы месторождения Улюк-Бар к очень высоко-опасным. В первую очередь такое большое значение Гэм определяют сульфиды, что объясняется их более высоким содержанием в неизменных породах (среднее 0,79 мас. %) по сравнению с породами из коры выветривания, в которых их концентрация на порядок ниже (среднее 0,08 мас. %).

Сульфиды следует рассматривать как главный источник загрязнения такими токсикантами как As, Sb, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb и Bi. Их окисление и выщелачивание в

результате гипергенных процессов может приводить к выносу этих элементов. Как правило, природная вода является основным агентом переноса токсикантов. В связи с этим важно изучить кислотонейтрализующие свойства пород месторождения и среду дренажных вод, от которых в большой степени зависит устойчивость сульфидных минералов в породах.

Прогноз конечных кислотно-щелочных условий дренажных вод проведен путем расчета кислотонейтрализующего и кислотопродуцирующего потенциалов [11–12]. Значения ФНП месторождения Улюк-Бар практически во всех изученных пробах неизменных пород и в более половине проб из пород коры выветривания составляют более 20 кг CaCO₃/т, значения ФКП – менее –20 кг CaCO₃/т. Эти данные указывают на высокую кислотонейтрализующую способность и низкие кислотопродуцирующие свойства неизменных и слабоизмененных гипергенными процессами пород месторождения и среде дренажных вод от нейтральной до слабощелочной [10, 12], что должно препятствовать быстрому растворению сульфидных минералов. Менее половины проб из коры выветривания, как правило, тяготеющие к ее самой верхней части, по показателю ФНП находятся в неопределенном интервале, т.е. породы здесь обладают меньшей кислотонейтрализующей способностью, а среда дренажных вод в них – преимущественно нейтральная.

Прогноз состава дренажных вод и подвижности элементов был проведен с использованием пероксидного эксперимента [2]. Результаты пероксидного эксперимента по неизменным породам в целом также свидетельствуют о слабощелочной и щелочной среде дренажных вод (рН=7,61–11,41) и подтверждают вывод о высокой нейтрализующей способности горных пород месторождения. Исключение при этом представляют всего три пробы сланцев, по которым данные пероксидного эксперимента указывают на слабокислую среду дренажных вод (рН=6,32–6,77). Это соответствует полученным в них сравнительно низким значениям ФНП (28–65 кг CaCO₃/т). Объяснением такого отличия является наименьшее содержание в этих породах карбонатных минералов (<0,6 мас. %) и наибольшим – сульфидов (~0,8–1,0 мас. %).

По результатам пероксидного эксперимента по неизменным гипергенными процессами породам (n=21) установлены низкие концентрации в растворах Zn (в среднем 1,49 мкг/л), Ni (1,20 мкг/л), Na (1,05 мкг/л), Pb (0,30 мкг/л), Mo (0,30 мкг/л), Y (0,30 мкг/л), Sb (0,28 мкг/л), Nb (0,15 мкг/л). Такие элементы как Ca (в среднем 75,5 мг/л), S (1,77 мг/л), Mg (1,75 мг/л), K (0,50 мг/л), Sr (0,20 мг/л), Mn (29,73 мкг/л), Fe (25,33 мкг/л), Al (21 мкг/л), Cr (17,75 мкг/л), Ba (12 мкг/л), As (7,54 мкг/л), Rb (7 мкг/л), Cu (5,66 мкг/л) и Co (4 мкг/л) характеризуются широкой вариацией концентраций.

В целом результаты эксперимента показывают, что многие петрогенные (Si, Al, Ti, Na, K, Fe, Mn, P) и редкие (Cu, Zn, Ni, As, La, Ce, Y, V, Co, Nb, Zr, Mo) элементы в породах месторождения Улюк-Бар являются неподвижными или малоподвижными (подвижность определена как доля химического элемента, переходящего в пероксидную вытяжку от его валового содержания в породе). Вместе с тем достаточно большая группа токсичных элементов относится к подвижным. Их степень подвижности увеличивается в ряду: Mg–Ca–Cr–Sb–Rb–Ba–Sr–S. Как видно из полученных данных, наиболее подвижными являются элементы, входящими в состав карбонатных минералов (Mg, Ca, Sr), слюд (Rb, Mg, Cr, Ba) и сульфидов (S, Sb, Cr). С точки зрения экоминералогической оценки месторождения Улюк-Бар эти компоненты являются основными носителями загрязнителей.

Проведенное исследование показывает, что потенциальная возможность загрязнения почв, подземных и поверхностных вод вблизи месторождения Улюк-Бар обусловлена в первую очередь минералогическими и геохимическими особенностями руд и вмещающих их горных пород и, таким образом, определяет методы для дальнейшего проведения мероприятий по минимизации экологических рисков и воздействий.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Голева Р.В., Иванов В.В., Куприянова И.И. и др. Экологическая оценка потенциальной токсичности рудных месторождений (методические рекомендации). Москва: ВИМС, 2001. 53 с.
2. Еделев А.В. Прогнозная оценка состава дренажных вод, взаимодействующих с сульфидсодержащим веществом // Геология и геофизика, Т. 54 (1), 2013. С. 144–157.
3. Иванов В.В. О понятии «экологическая минералогия» и методах прогноза токсикологической опасности минералов // Минералогические исследования в решении экологических проблем, 1998. С. 5–15.
4. Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Карамова А.М. Геоэкологическая оценка состояния поверхностных вод Авзянского золоторудного района Республики Башкортостан // Известия ТПУ, №8, 2022. С. 139–152.
5. Меньшикова Е.А. Оценка потенциальной экологической опасности техногенных компонентов современных речных осадков // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сборник научных статей, Вып. 24, 2021. С. 127–130.
6. Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т. и др. Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера, Т. 18 (1), 2018. С. 61–81.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва: Мир, 1988. 384 с.
8. Шарипова А.А. Минералогия и геохимия месторождений и рудопроявлений золота Авзянского рудного района (Южный Урал): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. Наук. Уфа, 2021. 17 с.
9. Hakanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control a sedimentological approach // Water Resource, V. 14, 1980. P. 975–1001.
10. Lengke M.F., Davis A., Bucknam C. Improving management of potentially acid generating waste rock // Mine Water and the Environment, V. 29, 2010. P. 29–44.
11. Paktunc A.D. Mineralogical constraints on the determination of neutralization potential and prediction of acid mine drainage // Environmental Geology, V. 39 (2), 1999. P. 103–112.
12. Skousen J., Simmons J., McDonald L.M., Ziemkiewicz P. Acid-base accounting to predict post-mining drainage quality on surface mines // Journal of Environmental Quality, V. 31 (6), 2002. P. 2034–2044

ПРИМЕНЕНИЕ БИОУГЛЯ ДЛЯ ОЧИСТКИ ВОДЫ ОТ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

Н.А. Кальсин, Э.С. Насырова

Уфимский университет науки и технологий, Уфа

e-mail: kalsin.nikita@bk.ru

Загрязнение окружающей среды различными веществами является негативным антропогенным последствием, связанным с повсеместным развитием промышленности. Основными источниками загрязнений водной среды являются объекты нефтедобывающей промышленности, электроэнергетики, металлургии и других отраслей промышленности, а также полигоны твердых коммунальных отходов [1]. Среди распространённых поллютантов водной среды выделяют нефть и нефтепродукты, тяжелые металлы, красители, пестициды, органические химические вещества и другие.

Нефтяная промышленность является одной из ключевых отраслей Российской Федерации, однако при добыче, транспортировке нефти и нефтепродуктов происходят потери, связанные с испарением нефтепродуктов, нарушением целостности резервуаров и аварийными ситуациями, а при переработке нефти образуются еще сложно компонентные сточные воды [3]. При этом разливы могут происходить на различной поверхности: твердая, водная или снег (лед), что влияет на поведение нефти и нефтепродуктов [2]. Республика Башкортостан также не является исключением. Например, установлено, что потери нефтепродуктов при большомдыхании резервуаров в результате сезонных изменений в атмосфере на территории Республики Башкортостан могут составлять от 450 до 700 тонн ежегодно [6].

К методам удаления различных загрязняющих веществ из водной среды относят применение биоуглей, которые поглощают загрязняющее вещество своей поверхностью. Биоуголь (рис. 1.) представляет собой продукт быстрого пиролиза, который образуется в результате воздействия температуры не более 500°C на биомассу при полном или частичном отсутствии кислорода.



Рис. 1. Биоуголь

Исследователи в своих работах рассматривают различные отходы растительного и животного происхождения для получения биоугля. Например, Hua Deng и другие [8] использовали биоуголь, изготовленный из стебля *Musa nana Lour* для удаления Zn(II), Mn(II)

и Cu(II) из водной среды. Установлено, что pH среды влияет на способность биоугля адсорбировать ионы тяжелых металлов. Адсорбционная способность составила 0,1348 г/г при поглощении Cu(II), 0,1091 при поглощении Mn(II) и 0,1081 при поглощении Zn(II).

Bingxiang Liu и другие [4] изготовили биоуголь из кунжутной соломы с предварительной обработкой щелочной перекисью водорода. В результате исследования установлено, что обработка щелочной перекисью водорода позволяет увеличить сорбционную способность биоугля при поглощении Cd^{2+} по сравнению с не модифицированным материалом. Максимальная сорбционная способность обработанного материала составила 0,08713 г/г. Kai-yue Ma и другие [9] исследовали эффективность биоугля из кукурузной соломы в течение времени при помощи имитации естественного старения путем окисления и применения H_2O_2 . Результаты исследования выявили негативное воздействие процесса старения на эффективность сорбции Cd^{2+} – сорбционная способность необработанного биоугля составила 0,01242 г/г, сорбционная способность биоуглей «состаренных» 1, 2 и 3 раза составила 0,00598 г/г, 0,00388 г/г и 0,00361 г/г соответственно.

Ruihong Meng и другие [11] в своей работе исследовали сорбционную способность биоуглей полученных из кукурузной соломы и обработанных CsCl, Zn(II) и Zr(IV) при удалении ванадия из подземных вод. Сорбционная емкость при поглощении ванадия составила 0,04107 г/г, 0,02846 г/г и 0,02384 г/г для биоугля обработанного CsCl, Zn(II) и Zr(IV) соответственно, что превысило сорбционную способность коммерческого активированного угля в 3,22–5,55 раз.

Lu Cao и другие [5] рассматривали удаление фосфата из водного раствора с помощью богатого кальцием биоугля, полученного путем пиролиза панцирей крабов. В соответствии с моделью изотермы Ленгмюра максимальная сорбционная способность при поглощении фосфата при температуре 25°C, 30°C и 35°C составила 0,164 г/г, 0,1705 г/г и 0,209 г/г соответственно.

Shasha Liu и другие [10] сравнивали эффективность поглощения метилена синего биоуглем из сосновых опилок, активированным CO_2 и H_2O . Наиболее эффективным оказался биоуголь активированный CO_2 , сорбционная способность которого составила 0,16 г/г.

Hua Deng и другие [7] применяли биоугли полученные из соломы банана и маниоки для поглощения малахитового зеленого из водной среды. Исследования показали, что данные биоугли обладают большой удельной площадью поверхности и размером пор. Теоретическая сорбционная способность при поглощении малахитового зеленого составила 1,093 г/г для биоугля из банановой соломы и 0,261 г/г для биоугля из соломы маниоки.

Таким образом, биоуголь активно применяется для очистки вод от различных загрязняющих веществ, и для его получения используются разнообразные отходы растительного и животного происхождения.

Список литературы

1. Лонгобарди А., Елизарьев А.Н., Насырова Э.С., Елизарьева Е.Н., Кияшко Л.Ю., Кабанов К.Ю. Распространение свалочного фильтрата в грунтовые воды // Теоретическая и прикладная экология, №2, 2020. С. 36–43.
2. Насырова Э.С., Камаева Э.Д., Фазылова А.В., Ахтямов Р.Г. Поведение нефтепродуктов на льду и снегу // Техносферная и экологическая безопасность на транспорте: сборник материалов VIII Международной научно-практической конференции. Санкт-Петербург, 2022. С. 101–105.
3. Нафикова Э.В., Александров Д.В., Мартынова О.Г., Ахметшин Р.И., Чувашаева К.Р. Оценка эффективности системы очистки сточных вод нефтеперерабатывающего предприятия с помощью фрактального анализа // Техносферная безопасность, № 1 (34), 2022. С. 9–15.
4. Bingxiang L., Tong C., Bing W., Shaoqi Z., Zihang Z., Yucheng L., Xiaoxue P., Ning W. Enhanced removal of Cd^{2+} from water by AHP-pretreated biochar: Adsorption performance and mechanism // Journal of Hazardous Materials, V. 438, 2022. № 129467.

5. Cao L., Ouyang Z., Chen T., Huang H., Zhang M., Tai Z., Long K., Sun C., Wang B. Phosphate removal from aqueous solution using calcium-rich biochar prepared by the pyrolysis of crab shells // *Environmental Science and Pollution Research*, V. 29, 2022. P. 89570–89584.
6. Elizaryev A., Tarakanov D., Aksenov S., Tarakanov D., Elizareva E., Nasyrova E., Nazyrov A. Influence of seasonal changes in climatic conditions on losses at oil tanks filling (on example of the Republic of Bashkortostan) // *E3s web of conferences* .13. Cep. "13th International Scientific and Practical Conference on State and Prospects for the Development of Agribusiness, INTERAGROMASH 2020", T. 175, 2020.
7. Hua D., Ya F. L., Shu Q. T. An Y. L., Qiu Y. L., Le N. H. Efficient adsorption capability of banana and cassava biochar for malachite green: Removal process and mechanism exploration // *Environmental Engineering Research*, V. 27, 2022. Iss. 3. № 200575.
8. Hua D., Qiuyan L., Meijia H., Anyu L., Junyu Z., Yafen L., Shuangli L., Caiyan K., Weiming M. Removal of Zn(II), Mn(II) and Cu(II) by adsorption onto banana stalk biochar: adsorption process and mechanisms // *Water Science and Technology*, V. 82, 2020. №12. P. 2962–2974.
9. Kai-yue M., Hao Z., Ning-ning S., Fang-li W., Da-song L. Mechanism of cadmium adsorption by oxidative aging corn straw biochar // *Journal of Agro-Environment Science*, V. 41, 2022. №. 6. P. 1230–1240.
10. Liu S., Shen C., Wang Y., Huang Y., Hu X., Li B., Karnowo, Zhou J., Zhang S., Zhang H. Development of CO₂/H₂O activated biochar derived from pine pyrolysis: application in methylene blue adsorption // *Journal of Chemical Technology and Biotechnology*, V. 97, 2022. P. 885–893.
11. Ruihong M., Tan C., Yaxin Z., Wenjing L., Yanting L., Tianchu L., Yanjun L., Hongtao W. Development, modification, and application of low-cost and available biochar derived from corn straw for the removal of vanadium(V) from aqueous solution and real contaminated groundwater // *RSC Advances*, Iss. 38, 2018. P. 21480–21494.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА: ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев, А.А. Шарипова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: kovalev@ufaras.ru

Западный склон Южного Урала представляет собой палеоконтинентальный сектор Южного Урала, в пределах которого распространены структурно-вещественные комплексы различной генетической природы, сформировавшиеся на протяжении ~1,5 млрд лет. В последнее время в породах различной формационной принадлежности, распространенных на этой территории были обнаружены редкоземельные минералы. Вероятно, одним из первых привлек внимание к этому вопросу А.А. Алексеев [3, 4], который описал редкоземельные фосфаты в породах суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит нижнего и среднего рифея, а также в аллювиальных отложениях водотоков бассейна реки Белой на западном склоне Южного Урала. Дальнейшие исследования позволили расширить площадь распространения редкоземельной минерализации в регионе, ее приуроченность к различным петротипам пород и видовое разнообразие [7].

В данной работе приводятся новые материалы о редкоземельной минерализации, обнаруженной в магматических комплексах основного/ультраосновного состава и вулканогенно-осадочных образованиях шатакского комплекса, полученные в период с 2020 по 2023 год.

Магматические комплексы основного/ультраосновного состава, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения аналогичных пород Урала, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию. Характерной чертой этого типа магматизма в регионе является широкое распространение дифференцированных тел различной мощности (от 15–25 м и до 250 м) [1, 2, 8, 9].

При изучении минералогии пород шуйдинского, мисаелгинского, ишлинского и лысогорского комплексов были обнаружены минералы редкоземельных элементов (монацит-(Ce) и алланит-(Ce), торит (ауэрлит, чералит)) и РЗЭ-содержащие минералы (цирконолит-(Y) и эпидот). Кроме того, в породах мисаелгинского комплекса впервые на Урале обнаружена редкоземельная минерализация, представленная минералами группы чевкинита (рис. 1).

Детальный анализ химического состава обнаруженных минералов показал, что магматический монацит-(Ce) и алланит-(Ce) в значительной степени отличаются от метаморфогенных аналогов, описанных ранее в различных структурно-вещественных комплексах региона. Делается вывод о том, что редкоземельное минералообразование в породах основного/ультраосновного состава обусловлено дифференциацией расплава в магматической камере. Близкие температуры образования минералов из различных комплексов (ишлинский комплекс – 958°C, шуйдинский комплекс – 950–954°C, мисаелгинский комплекс – 947–952°C) свидетельствуют о тождественности процессов формирования монацита-(Ce) и алланита-(Ce). Кроме того установлено, что в процессе кристаллизационной дифференциации на заключительных этапах становления массива происходит увеличение щелочности и глиноземистости последних порций расплава, в связи с чем становится возможной формирование редкоземельной минерализации, представленной минералами группы чевкинита в температурном интервале от ~ 800 °C до ~ 1050 °C и парциальном давлении кислорода $\lg fO_2 = -12,7$, что свидетельствует о многообразии процессов редкоземельного минералообразования при формировании дифференцированных тел базит-гипербазитового состава.

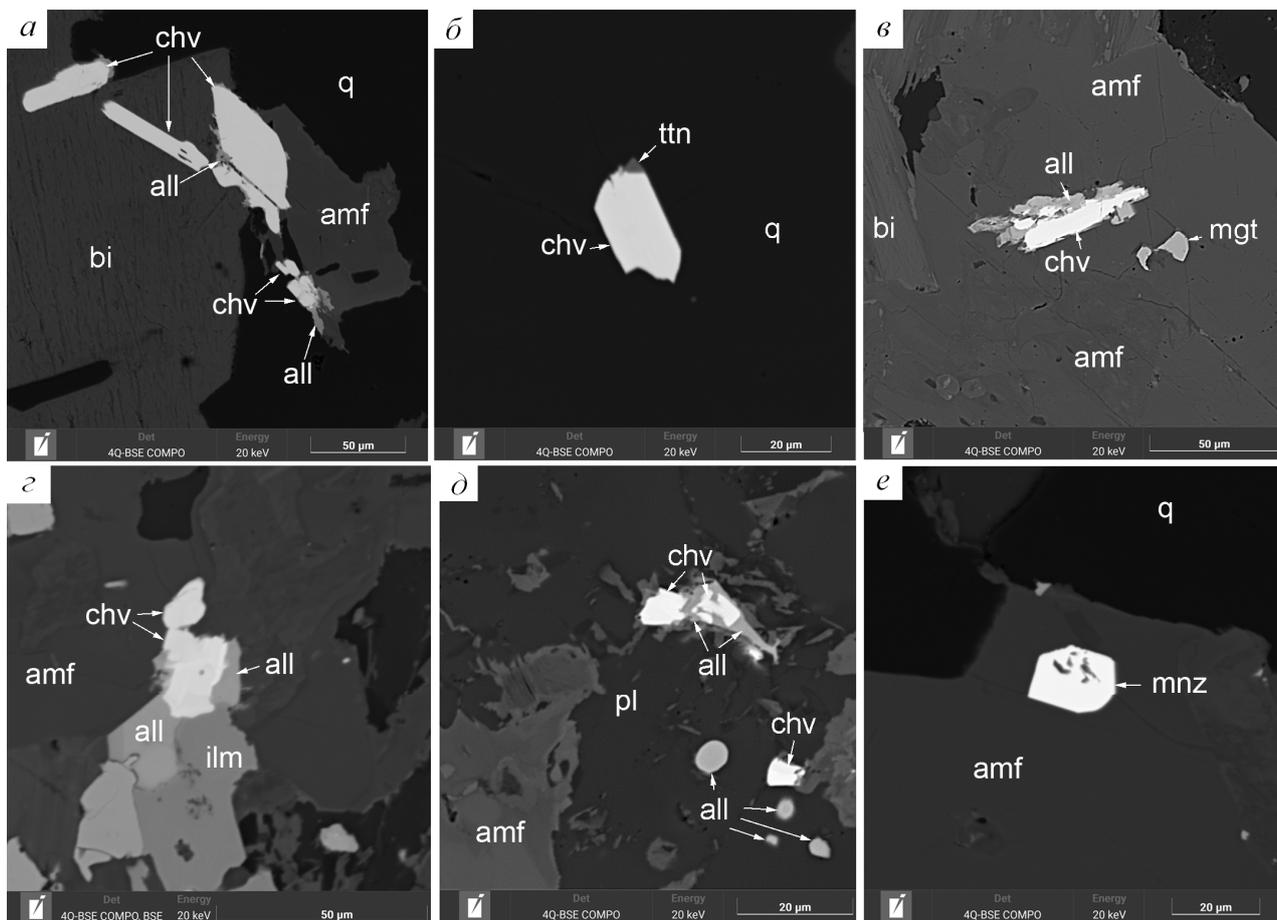


Рис. 1. Микрофотографии редкоземельных минералов в породах основного/ультраосновного состава.

chv – минералы группы чевкинита, all – алланит, mnz – монацит, amf – амфибол, bi – биотит, ttn – титанит, mgt – магнетит, ilm – ильменит, pl – плагиоклаз, q – кварц.

Шатакский комплекс расположен в пределах Башкирского мегантиклинория являясь частью машакской свиты, залегающей в основании среднерифейских отложений стратотипического разреза рифея. На хр. Бол. Шатак машакская свита представлена осадочными (конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты и углеродисто-глинистые сланцы), магматическими (пикриты, базальты, дациты, риодациты и риолиты) и вулканогенно-осадочными (туфы и туфобрекчии) породами [5].

В последнее время в результате детального изучения минералогии магматических и терригенных пород шатакского комплекса были обнаружены многочисленные редкоземельные (РЗЭ) минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), монацит-(Nd), ксенотим-(Y), ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Nd), таленит-(Dy), синхизит-(Ce), Ce–La–Fe оксид, неидентифицированные соединения: силикат иттрия, силикат церия, соединение Ce–Fe, а также РЗЭ-содержащие минералы: эпидот, фторапатит и родохрозит (рис. 2). Кроме того, в вулканогенно-осадочных породах впервые в мировой литературе описана оксифторидная – $(La, Ce)(O_nF_m)_3$ минерализация, представленная соединениями переменного состава, образующими изоморфный ряд: трифторид $(La, Ce)F_3$ – оксифторид $(La, Ce)OF$ – оксид $(La, Ce)_2O_3$.

Несмотря на все разнообразие пород, слагающих шатакский комплекс, они объединяются общностью генезиса и рассматриваются в составе единой свиты. В связи с этим, особенности их формирования и преобразования являются определяющими факторами для генезиса редкоземельной минерализации, которые зашифрованы в наличие

определенных парагенезисов и минеральных ассоциаций, а также в химическом составе обнаруженных редкоземельных и РЗЭ-содержащих минералов.

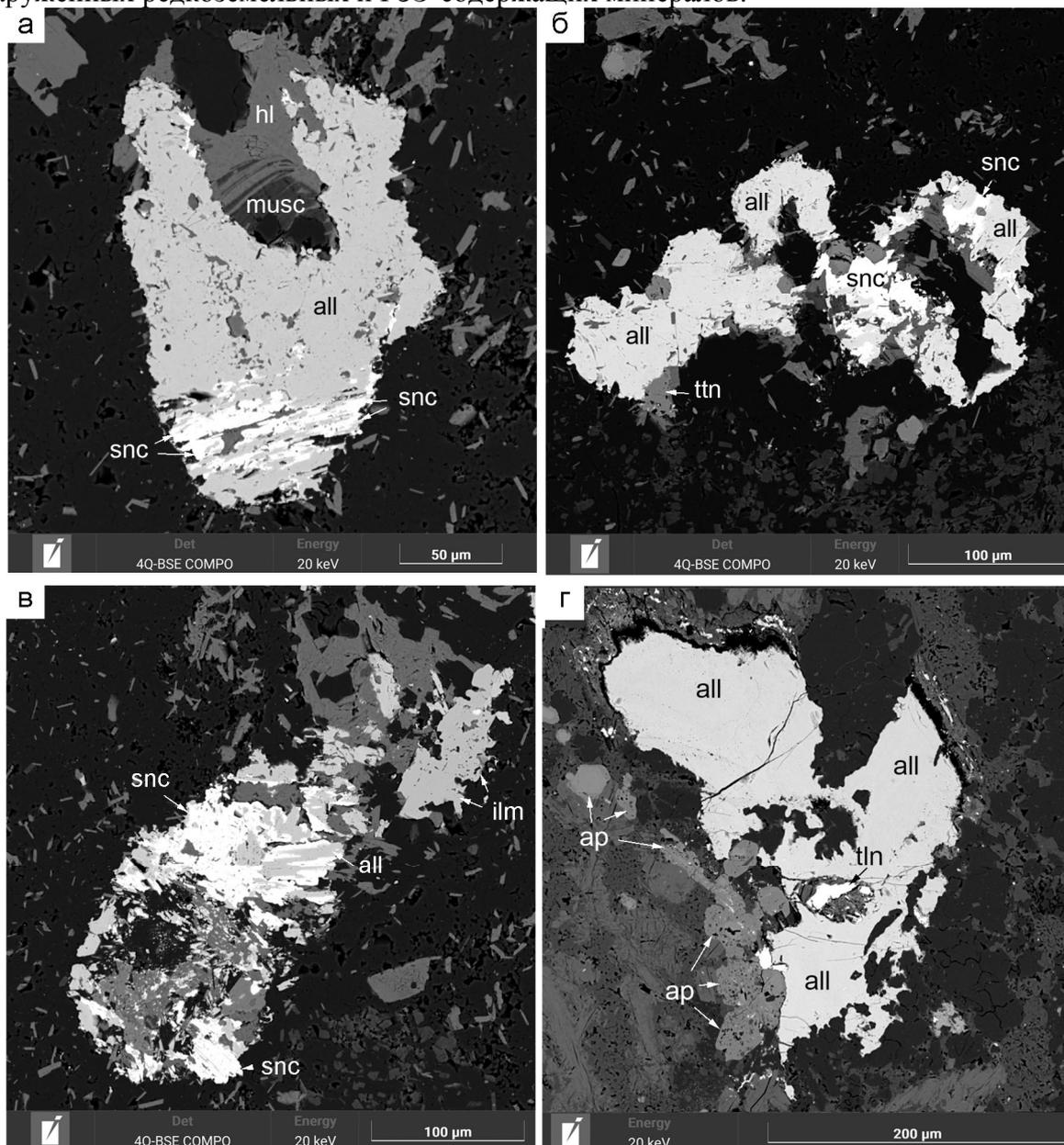


Рис. 2. Микрофотографии синхизита-(Ce) (а, б, в) и таленита-(Nd) (г) из кислых разновидностей пород шатакского комплекса.

snc – синхезит, all – алланит, tln – таленит, ap – апатит, musc – мусковит, ilm – ильменит, ttn – титанит hl – хлорит.

Ранее нами было установлено, что по эпигенетическим минеральным парагенезисам, петро- и геохимическим особенностям среди пород шатакского комплекса выделяются производные субщелочного (пропилитизация, скарнирование), кислотно-щелочного (березитизация), щелочного и кремнещелочного (серицитизация, калишпатизация, альбитизация) метасоматоза и кислотного выщелачивания (окварцевание) [6].

Сложность реконструкции процессов редкоземельного минералообразования в породах шатакского комплекса обусловлена их разнородностью и многоэтапной историей формирования. В риодацитах выделить магматическую и метаморфогенную стадии редкоземельного минералообразования не представляется возможным. Процессы РЗЭ-

минералообразования в метаморфизованных базальтоидах и терригенных породах также многообразны и многофакторны.

В то же время анализ всей совокупности приведенного выше материала свидетельствует, что важнейшими факторами, определяющими видовое разнообразие РЗЭ-минерализации, в этих типах пород являются метаморфизм и химический состав среды минералообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 23-27-00023).

Список литературы

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
2. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
3. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Тимофеева Е.А. Монацитовая минерализация и перспективы редкоземельного оруденения в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана, 2003. С. 112–115.
4. Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельно-фосфатная минерализация в метатерригенных толщах рифея Башкирского мегантиклинория. Геологический сборник, №3, 2007. С. 194–195.
5. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые, №4, 2006. С. 415–421.
6. Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Минералообразующие процессы в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник, №3, 2020. С. 27–46.
7. Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Th–REE минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис. Записки Российского минералогического общества, №5, 2017. С. 59–79.
8. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. Петрология, 20(4), 2012. С. 392–428. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=17745959>
9. Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена. Литосфера, №3, 2011. С. 64–83. https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/840/839?locale=ru_RU

КОЛЧЕДАННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА, ГЕОДИНАМИКА И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: amkosarev@mail.ru

1. Главной причиной формирования колчеданосных комплексов являлось поступательное движение субдукционной плиты в верхнюю мантию, формировавшее градиентную по Р-Т условиям структурную зону, которая осложнялась разрывами субдукционной плиты, образованием «слэбвиндоу» (окон), в которые внедрялись подсубдукционные астеносферные диапиры. Объемы и тип колчеданного оруденения коррелируются с геохимическим составом вулканических серий, с расстоянием от поверхности Земли до кровли субдукционной плиты, определяющих подвижность в рудно-магматической системе Cu и Zn, а также Pb, Ba, Au. Некоторые геохимические характеристики базальтов (Th, Ti, Yb, La/Yb) обнаруживают корреляционную зависимость от объемов рудного вещества в рудных районах и степени плавления мантийного субстрата при выплавлении магм. Чем ниже значения названных характеристик, тем выше степень плавления и объемы колчеданных руд.

2. Ключевое значение в обсуждении генетических проблем колчеданного оруденения в рамках тектоники плит имеют циклы среднего порядка, характеризующие островодужную стадию развития Южного Урала. **Ранний цикл** представляет фрагмент геологического разреза Сакмарской зоны, возрастной интервал (S-D₁) силур – ранний девон (ранний эмс).

Второй цикл охватывает временной интервал поздний эмс – ранний эйфель, вмещающий разрезы фронтальной, развитой и тыловой островных дуг [11], соответствующие рудовмещающим толщам Со-Cu-колчеданных месторождений ивановского типа, залегающих в эдафогенных брекчиях серпентинизированных ультрабазитов и перекрывающих их толеитовых базальтах и бонинито-базальтах бурибайского комплекса (D_{1e2br}), датированных по конодонтам [12]. Самое нижнее положение в Вознесенско-Присакмарской зоне занимает трахит – латит – трахибазальтовый мостостроевский комплекс (D_{1e1}) формационный и возрастной аналог чанчарского комплекса Сакмарской зоны. Бурибайский комплекс (D_{1e2}) вмещающий Бурибайское и Юбилейное месторождения входит в состав фронтальной островной дуги и имеет состав толеитовых базальтов и бонинитовых базальтов – бонинитов – риодацитов. Колчеданные руды Бурибайского и Юбилейного месторождений относятся к уральскому типу (Cu>Zn).

Бурибайский вулканический комплекс на востоке (ЗМЗ) Западно-Магнитогорской зоны перекрывается верхнетаналыкским базальт-андезит-риолитовым комплексом магнезиальной известково-щелочной серии. К этому комплексу относятся толщи, вмещающие Маканское и Октябрьское месторождения (Cu>Zn), а также мощные рудоносные толщи Гайского рудного поля (Cu>Zn) и толщи Баймакского рудного района, вмещающие многочисленные мелкие колчеданные месторождения с Au-Ba-полиметаллическим уклоном.

Выше разреза верхнетаналыкского комплекса залегают толщи ирендыкской свиты (D_{2ef1ir1-6}). Эти толщи, объединенные в южно-ирендыкском комплексе, включают островодужные базальты, андезибазальты, андезиты, кварцевые андезиты, дациты, риодациты и слагают развитую островную дугу. Преобладают породы переходной от известково-щелочной к толеитовой серии. Надрудные пиллоу-базальты третьей толщи принадлежат к островодужной толеитовой серии. Руды крупного Подольского месторождения уральского типа (Cu>Zn) образуют колчеданную залежь, расположенную в апикальной зоне экстрезивного купола (ir₁).

Вулканогенный разрез завершается кислой трахидацитовой (ir₅) толщей, которая перекрывается гадиловской толщей (ir₆) олистостромового типа и кремнистыми породами - яшмоидами ярлыкаповского горизонта (D_{2ef2}). Толща трахидацитов существенно туфо-

агломератовая с примесью эффузивов на Сукраковском участке, вмещает среднее по запасам металлов Восточно-Подольское колчеданное золото-барит-полиметаллическое месторождение. Трахидациты по геохимическим характеристикам отнесены к известково-щелочной калиево-натриевой серии, переходной к шошонитовой серии.

В Восточно-Магнитогорской зоне на том же стратиграфическом уровне (D_{2ef1}) залегает джусинский базальт–андезит–дацит–риолитовый вулканический комплекс обладающий чертами переходности между известково-щелочной и шошонитовой сериями [4, 7, 10].

Однотипные серийная принадлежность, петро-геохимические характеристики вулканических пород, близкий тип колчеданного оруденения и один возрастной интервал колчеданосных комплексов, позволяет сделать вывод о сопоставимости Восточно-Подольской и Джусинской рудно-магматических систем. Этот вывод позволяет реконструировать тыловую островодужную зону, охватывавшую части Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской подзон. Тыловая островная дуга (D_{2ef1}) характеризовалась широким распространением вулканитов шошонитовой и переходной от известково-щелочной к шошонитовой серии. Этот тип вулканизма характерен для стадии максимального погружения слэба (глубина 70–100 км), выплавления умереннощелочных базальтовых магм с повышенными концентрациями K_2O при невысоких степенях плавления мантийного субстрата [1, 10]. Для шошонитового типа вулканизма характерно сочетание с колчеданным оруденением барит-полиметаллического типа.

Третий цикл включает внутридуговой колчеданосный карамалыташский комплекс (D_{2ef2}), улутауский островодужный комплекс (D_{2zv}).

Карамалыташский внутридуговой спрединг на своем начальном этапе фиксируется расщеплением ирендыкско-джусинской ранней эйфельской островной дуги, формированием «слэбвиндоу» и внедрении в него вещества продуцировавшего вулканиты гавайитовой высоко-умереннотитанистой серии, представленной большекумакским, шуулдакским, юлдашевским и савельевско-калиновским безрудными комплексами. Возобновление субдукции привело в формированию потока субдукционных флюидов обогащенных водой и началу функционирования надсубдукционного мантийного диапира, продуцирующего низкотитанистые колчеданосные комплексы. Подъем мантийного диапира, содержащего водные флюиды, сопровождался андерплейтингом базальтовых магм и повышением в зоне Мохо-нижняя кора температуры и, в результате, к выплавлению кислых магм [18, 19], экстракции рудных компонентов. Обогащение Cu и Zn флюидной фазы, содержащей высокие концентрации H_2O , Cl, S отражено в составах флюидных включений из кислых пород Узельгинского колчеданного месторождения Верхнеуральского рудного района [3].

Широкое распространение в безрудных зонах карамалыташского комплекса базальтов субокеанического и океанического типов с повышенным TiO_2 (0,7–2 %) свидетельствует, скорее всего об океаническом типе палеокоры в осевой зоне карамалыташского спредингового бассейна. Предполагаются низкие степени плавления мантийного субстрата под безрудными зонами, по сравнению с рудоносными.

По особенностям химизма базальты карамалыташской свиты Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой серии островных дуг, для которой характерны низкие концентрации TiO_2 (0,4–0,8%), MgO, Cr, Ni, Sr, Zr. В рудоносных зонах присутствуют большие объемы кремнекислых пород по соотношениям изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70397–0,70472) [2] не выходящих за пределы мантийных составов. Эти данные позволяют говорить о генетической связи между химизмом базальтов, объемами кислых пород и рудоносностью вулканических сооружений. По химизму вулканитов и составу руд близко к Сибайскому месторождению стоит Учалинское колчеданное месторождение.

Вулканиты Александринского палеовулканического комплекса – возрастные аналоги карамалыташской свиты Сибайского рудного района. Александринское колчеданное месторождение обладает полиметаллическим уклоном, по сравнению с Сибайскими рудами. В составе рудоносного комплекса, вместе с толеитовыми базальтами, присутствуют субщелочные разновидности основных пород. Кислые породы александринского комплекса,

по сравнению с Сибайской зоной обнаруживают повышенные концентрации Zr, Th, PЗЭ.

По наличию полиметаллического уклона в составе руд к Александринскому месторождению близки колчеданные руды месторождений Верхнеуральского рудного района. Геологический разрез верхнеуральского колчеданосного комплекса соответствует третьей и четвертой толщам карамалыташской свиты и нижней толще улутауской свиты ($D_2zv ul_1$). Карамалыташская свита на рассматриваемой площади сложена вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитового состава, среди которых Т.Н.Сурин [17] выделяет толеитовую и известково-щелочную петрохимические серии.

В Александринском и Верхнеуральском рудных районах, по сравнению с Западно-Магнитогорской зоной меняется тренд миграции рудоносных зон во времени, с запад-восток в Бурибайском и Баймакском рудных районах, на юго-восток-северо-запад в Александринском и Верхнеуральском рудных районах. По мнению В.Н.Пучкова [9] это связано с тем, что в девонской субдукции на Южном Урале участвует кора относительно древнего возраста и соответственно более тяжелая, по сравнению с современными и молодыми Западно-Тихоокеанскими островными дугами. Древняя кора, имея большой удельный вес, быстрее тонет в мантии и, кроме того часто вызывает откат шарнира (перегиба) литосферы во фронте зоны субдукции [20].

3. В Западно-Магнитогорской зоне размещение колчеданных месторождений контролируется тремя главными факторами: 1 – формационно-стратиграфическим; 2 – структурно-субдукционным, представленным поперечными к простиранию палеовулканических свит и толщ цепочками вулканических колчеданосных и безрудных соотружений, преимущественно дифференцированного состава с участием кислых полифациальных пород; 3 – кольцевыми структурами, фиксирующими вершинные кальдеры, эффузивно-субвулканические и интрузивные тела.

Наибольший интерес и слабую изученность обнаруживают группы месторождений, образующих поперечные к простиранию вулканических свит и зон цепочки. Эти цепочки, наиболее полная и изученная из которых Бурибай-Подольская [5, 13] генетически связаны с палеозоной субдукции и представляют собой, скорее всего, след движения погружающейся литосферной плиты, на поверхности Земли. В рассматриваемом случае этот след возникает в связи с формированием и с эволюцией надсубдукционных мантийных флюидно-магматических диапиров, поднимающихся от надсубдукционной зоны и мигрирующих к поверхности земли. На поверхности земли образуются вулканы различных типов, сложенные, широко варьирующими по составу вулканитов, комплексами или формациями и содержащими рудные месторождения разного состава.

4. Наиболее детальные геологические и рудно-формационные, металлогенические материалы собраны по одной из цепочек колчеданных месторождений в Бурибайском рудном районе. Цепочка протяженностью 36 км включает 5 колчеданных месторождений.

В пределах этой Бурибай-Подольской цепочки расположены следующие колчеданные месторождения.

1) Дергамышское и расположенное севернее 5 км Ивановское, а также в 50 км на юг Ишкининское Со-Cu-колчеданные месторождения; эти месторождения залегают в Вознесенско-Присакмарской зоне, ассоциируются с толеит-базальт-бонинито-базальт-андезит-риодацитовый вулканической серией; рудные тела залегают в серпентинито-обломочных эдафогенных брекчиях. На отдельных участках эти брекчии залегают со стратиграфическим контактом на массивных серпентинизированных ультрабазитах гарцбургитового состава. Возраст эффузивных базальтов бонинитовой серии, надрудные по отношению к Со-Cu-колчеданным залежам определен [16] как (D_{1e_2}) поздний эмс.

2) Бурибайское и Юбилейное колчеданные месторождения уральского типа ($Cu > Zn$) залегают в фрагментах рифтовых зон в верхней части разреза бурибайского вулканического комплекса в кровле толщ бонинитовых базальтов (br_2) и в разрезе базальт-риолитовой толщи br_3 ($Zn > Cu$) среди кислых эффузивно-агломератовых и туфовых пачек.

3) Макан-Октябрьское рудное поле расположено в пределах вершинной кальдеры

одноименного рудного поля. Рудовмещающая верхнетаналыкская свита (D_{1e2vtn}) относится к магнезиальной известково-щелочной серии [8], слагает рудовмещающие комплексы Гайского, Макан-Октябрьского и Баймакского рудных полей и районов.

4) Подольское рудное поле представлено Подольским кальдера-вулканом (диаметром 20 км) с разрезом гетеродромного типа соответствующим ирендыкской свите ($D_{2ef1g1-4}$) дифференцированного состава (риодацит – кварцевый андезит – толеитовый базальт островодужный). Подольское колчеданное месторождение относится к уральскому типу ($Cu > Zn$). Южно-ирендыкский вулканический комплекс входит в состав развитой островной дуги [6, 11].

5) Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождение, залегающее в кислых агломератовых брекчиях и туфах трахидацитов (D_{2ef1g5}) представляет фрагмент тыловой островной дуги, сложенной породами шошонитовой серии с известково-щелочным уклоном (Косарев и др., 2005, 2021).

5. Блоковое строение Магнитогорской мегазоны разрабатывалось, прежде всего, в рудных районах в связи с проведением геологосъемочных, поисково-разведочных и тематических работ многочисленных научных организаций.

Наиболее детальное изучение и картирование блоков проведено в Бурибайском рудном районе [Биков, Захаров, Косарев, 1973ф; 14, 15].

В настоящее время предположительно сделан вывод о том, что основные черты структуры и главные элементы структурного каркаса заложились в связи с субдукцией в мантию литосферной плиты.

Движение субдукционной плиты происходило с юго-запада на северо-восток по Аз. около 70° . На это указывают поперечные цепочки рудоносных вулканов и колчеданных месторождений в Бурибайском (Дергамышское – Бурибайское – Макан-Октябрьское – Подольское – Восточно-Подольское и Баймакском (Бакр-тау - Таш-тау - Юлалы) рудных районах. Одна из главных надсубдукционных разрывных структур Бурибайского рудного района – (Мамбетовско-Макан-Петропавловская) северо-западная сколовая зона и совмещенный с последней, базальт-риодацитовый дайковый пояс, ориентированы перпендикулярно (по нормали) к Бурибай-Подольской цепочке колчеданных месторождений. Скорее всего это указывает на генетическую связь названных структурных элементов. Субпараллельно ориентировке сколовой зоны в Бурибайском рудном районе ориентированы и границы северо-западного простираения структурных блоков. Вероятно, эти данные свидетельствуют о генетическом единстве Мамбетовско-Петропавловской сколовой зоны с дайковым поясом северо-западной ориентировки и цепочки вулканических сооружений, вмещающих колчеданные месторождения (Дергамышское, Бурибайское, Макан-Октябрьское, Подольское и Восточно-Подольское).

Эволюция вулканогенных формаций (с запада на восток) от толеит-бонинитовых к известково-щелочной и к конечной шошонитовой с известково-щелочным уклоном, является показателем геохимического тренда вулканитов, от глубоководного желоба и фронтальной островной дуги к развитой и тыловой островным дугам. Металлогенический тренд: Со-Си-колчеданные руды → $Cu > Zn$ руды уральского типа → барит-полиметаллическое оруденение тыловой островной дуги совпадает с петролого-геохимическим трендом и переходом от малоглубинных очагов бонинитовых магм (глубиной очагов магмообразования 30–40 км) к очагам шошонитовых магм (глубиной 70–100 км) по материалам [1].

В реконструированном виде металлогеническая зональность ЗМЗ увязывается с северо-восток-восточным (Аз. $\sim 70^\circ$) погружением зоны субдукции. С учетом сдвиговых подвижек, вероятно, происходивших в зонах Балта-тауско-Тубинского и Восточно-Ирендыкского разломов и в связи с погружением субдукционной плиты, возникла следующая металлогеническая и формационная зональность: 1 – формирование зоны ГУР, выведение на морское дно протрузий серпентинизированных ультрабазитов, формирование эдафогенных брекчий серпентинитов и Со-Си-колчеданных месторождений (Дергамышское,

Ишкининское, Ивановское); 2 – восточная часть Вознесенско-Присакмарской и Бурибай-Акъярская зона фронтальной островной дуги, бонинитового вулканизма и колчеданные месторождения Cu>Zn; 3 – заложение сколовой Мамбетовско-Петропавловской зоны, формирование Маканского стратовулкана с вершинной кальдерой, образование колчеданных залежей Макан-Октябрьского рудного поля, включая Ташкулинскую колчеданную барит-полиметаллическую залежь; 4 – синхронно с Макан-Октябрьским рудным полем, но в условиях более глубоко погруженной субдукционной плиты формировались Au-Ва-полиметаллические колчеданные месторождения; их особенностью были большие объемы кремнекислых пород, формировавших вместе с базальтами, андезибазальтами и андезитами гомодромные вулканические серии сходные с макан-октябрьской; 5 – дальнейшее погружение зоны субдукции в область эклогитизации привело к возрастанию веса субдукционной плиты и образованию излома плиты [1]. С формированием излома, возможно связано и заложение Восточно-Подольского сдвига, затем формирование шошонитового ирендыкско-джусинского (D₂ef₁ir₅ - D₂ef₁dj) комплекса. Как следствие этого процесса произошел разрыв слэба, образование «слэбвиндоу», внедрение подсубдукционного астеносферного вещества и начало формирования карамалыташской внутридуговой (D₂ef₂) рифтогенно-спрединговой зоны, прослеженной от урочища Шуулдак до Карабашского рудного поля на границе Южного и Среднего Урала.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН по темам FMRS-2022-0011.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. // Петрология, Т. 14, № 3, 2006. С. 248–265.
2. Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулкаников Магнитогорского мегасинклиория Южного Урала. Препринт доклада Президиуму БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. 24 с.
3. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С., В. Б. Наумов, И. Д. Рябчиков. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия). // Докл. РАН, Т. 443, № 3, 2012. С. 347–351.
4. Косарев А.М., Артющкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, № 6. 2007. С. 174–180.
5. Косарев А.М., Серавкин И.Б. Колчеданоносные островные дуги Южного Урала и модель малоглубинных плюмов // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Тезисы докладов I Всероссийского металлогенического совещания. Екатеринбург, 1994. С. 197–198.
6. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале. // Литосфера. № 2, 2014. С. 3–25.
7. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. Субщелочной и известково-щелочной вулканизм раннеэйфельского возраста и связанное с ним полиметаллическое оруденение в Магнитогорской мегазоне Южного Урала // Литосфера, №3, 2017. С. 29–58.
8. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулкаников Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера № 4, 2005. С. 22–42.
9. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулкаников Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. // Литосфера, № 1, 2006. С. 3–21.
10. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Шафигуллина Г.Т. Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэйфельское время // Литосфера, № 6, 2021. С. 775–804.
11. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. Колчеданоносные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-

- магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология, Т. 30, № 1, 2022. С. 91–118.
12. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
 13. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
 14. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья / И.Б.Серавкин, С.Е.Знаменский, А.М.Косарев. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
 15. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / П.Ф.Сопко, И.Б.Серавкин, А.С.Бобохов, А.М.Косарев. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.
 16. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
 17. Сурин Т.Н. Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации // Препринт доклада Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1993. 44 с.
 18. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
 19. Ходоревская Л.И. Влияние флюидного режима на плавление пород океанической коры (экспериментальные данные) при 900–1000° С, 5–10 кбар // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции, 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 328–329.
 20. Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett., V. 41, 1978. P. 330–340.

К ПЕРСПЕКТИВАМ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА В ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНА ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ ВНЕШНЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ

¹ А.В. Кочергин, ² В.М. Горожанин, ² Е.Н. Горожанина, ¹ Н.Р. Галимов
¹ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Уфа;
²Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Поводом для настоящей публикации стали данные о возможности постановки поисковых работ на марганцевое сырье в отложениях нижнего карбона и корах выветривания по этим образованиям Западно-Уральской зоны внешней складчатости (Зианчуринско-Чеботаревская площадь).

Инициаторами проведения работ на площади ожидается выявление средних месторождений марганцевых руд с запасами – 100–500 млн тонн кондиционной марганцевой руды. На наш взгляд постановка подобных дорогостоящих работ не обоснована. Перспективы выявления значительных месторождений марганца на этой территории более чем сомнительны.

Марганцевоность этой территории активно изучалась в 60–80 е годы XX века в процессе проведения геолого-съемочных и специализированных поисковых работ.

Большинство проявлений было обнаружено в 30х–40х годах XX века в результате специализированных поисковых работ, из которых наиболее значительные работы Позднышева С.А. 1942–1945 гг. [Позднышев, 1945ф]. В 70 х годах марганцевоность изучалась А.А. Макушиным [Макушин А.А. и др., 1977ф].

Результаты всех предшествующих работ обобщены и оценены в отчете по Геологической съемке масштаба 1 : 50000 (Кугарчинская площадь) под авторством Н.П. Шевчуна и Т.В. Клименко [Шевчун и др., 1987ф], выполненной в 1984–1987 гг. **В этой работе дана всеобъемлющая и объективная оценка перспектив выявления месторождений марганцевых руд в отложениях карбона.**

Наконец, в современный период, минералогия марганца территории была отражена в отчете Князева Ю.М. по ГДП 200 листа N 40-XXXIII [Князев и др., 2017ф].

Общий объем выполненных горных работ значителен и составляет значительно более 10 тыс м³. Также рудные горизонты изучались и вскрыты единичными скважинами.

Как установлено предшествующими исследованиями, в отложениях карбона фиксируется три уровня накопления марганца.

Серегуловский марганцеворудный горизонт. Горизонт локализован в основании куруильской свиты. Рудная пачка представляет собой тонкое чередование оксидных руд, частично окисленных марганцовистых известняков в ритмичном переслаивании с аргиллитами и силицитами. Серегуловский горизонт включает три рудных «прослоя», разделенные прослоями слаборуденелых пород. Сегодня в полосе известны более 10 проявлений и пунктов минерализации. Наиболее крупные из которых Шигрышское Каюбарсовское, Мазитовское, Габбасовское.

Среднеиткуловский горизонт установлен в составе третьей пачки иткуловской свиты. С этим горизонтом также связаны не менее 10 пунктов минерализации; Рудные слои тела представляют собой тонкие прослоя и линзы опоксидных силицитов «опрожилкованных» и «пропитанных» окси-гидрооксидов марганца, находящиеся в ритмичном переслаивании с силицитами, карбонатами, аргиллитами;

Верхнеиткуловский горизонт приурочен к самой верхней части иткуловской свиты, близ контакта с перекрывающими известняками бухарчинской свиты. По ресурсом это наиболее значительные объекты. Руда локализована в тонколинзовидных телах марганцево-железистых оксидных руд в силицитах, заключенных в пачке ритмичного мереслаивания карбоатов (известняков).

Горизонты в целом прослеживаются на протяжении не менее 90 км.

В таблице в сжатой форме представлены фактические данные о масштабах рудных тел, качестве руд горизонтов.

Анализ материалов показывает, что все эти объекты обнаруживают общие черты строения:

- «руды» представляют собой тонкие простои, линзы, «прожилки» окси-гидрооксидов марганца с реликтами марганцевистых карбонатов в переслаивании с безрудными аргиллитами, карбонатами, силицитами;

- минералогический состав оксидных руд всех горизонтов схож (вернадит, пиролюзит, псиломелан, тодорокит, гетит, халцедон, карбонаты марганца).

- рудные горизонты обнаруживают тесную связь с силицитами. Объем кремнистого материала меняется, но его присутствие обязательно. Данный фактор обуславливает повышенное содержание в рудах кремнекислоты;

- все рудные пересечения со значимыми концентрациями установлены в зоне окисления (коре выветривания);

- скважинными пересечениями рудных горизонтов на глубинах вне воздействия зоны гипергенеза показано, что первичная фиксация марганца происходила в карбонатной фазе (наблюдаем манганокальцит, родохрозит, манганосидерит), силикаты марганца не установлены, при этом, концентрация марганца по пересечению падает в 2–4 раза относительно «окисленной» части того же интервала;

- все проявления локализованы в составе отложений флишеидного типа разреза. Куруиловская свита, по ряду признаков, формировалась в фазе зарождения глубоководного трога Предуральского прогиба, а иткуловская несет все признаки активного его заполнения;

Горизонты отличаются вещественными особенностями. «Руды» серегуловского горизонта характеризуются весьма редкой для марганцевых образований чистотой в отношении фосфора и крайне низкими содержаниями окси-гидрооксидов железа. Образования иткуловской свиты наоборот, насыщены железом и фосфором.

Все выше перечисленные особенности предопределяют низкое качество руд. Даже в окисленной части, содержания по пересечениям элементарных тел, мощностью 0,05–0,5 – редко 1,2 м, составляет большей частью 4–8 % и в единичных случаях поднимаясь до 21 %. Руды высококремнистые, а приуроченные к иткуловской свите – еще и с высоким содержанием фосфора. Протяженность рудных тел – первые десятки метров и в единичных случаях 100–160 м.

Анализ материалов показывает, что по основным чертам строения, проявления нижнего карбона Западно-Уральской зоны внешней складчатости близки проявлениям, в отложениях нижнего карбона Восточного склона (Аккермановского месторождения, Кипчакская группа проявлений и др), Оруденение также локализовано в разрезе переслаивания в той или иной степени окисленных марганцевых руд (с реликтами марганцевых карбонатов) с известково-кремнистыми, спонголитовыми, опоковидными породами, известняками, окремнелыми известняками. Но в отличие от Западно-уральской зоны, руды в ряде объектов непосредственно подстилаются и ассоциируют по литорали с контрастными вулканогенными образованиями. Именно поэтому объекты восточного склона более представительны, масштабы оруденения более значительны.

Описываемые объекты обнаруживают и признаки сходства с марганцевыми проявлениями Пай-Хоя, локализованными в отложениях конца девона начала карбона?.

На наш взгляд, имеющиеся факты отчетливо свидетельствуют о единой природе и единых источниках марганцевого оруденения Восточного склона Урала и Западно-Уральской зоны внешней складчатости. Общая логика эволюции бассейнов, наличие вулканогенного разреза в основании продуктивного разреза и в синхронных фациях Восточного склона определенно свидетельствуют о вулканогенно-эксгальционном источнике марганца.

Таблица. Характеристика марганцеворудных уровней карбона Западно-Уральской зоны внешней складчатости

Рудоносный уровень	Элементарные рудные тела			Рудные пачки			Запасы, тыс т	Ресурсы Р ₂ , млн т	Объемы выполненных работ
	Содержание, в %	Мощность, м	Протяженность, м	Содержание, в %	Мощность (м) / доля «рудных» слоев (%)	Протяженность, м			
Серегуловский - окисленные	Mn 4-16,3 P ₂ O ₅ 0,1-0,03 Fe 2,5 SiO ₂ 7-59	1,2	40-150	Mn 3-8 / 5-7 P ₂ O ₅ Fe 2-6 / 3,5 SiO ₂ 36-59 / 53	7-14 / 2-8,5 / 55%	До 600	Ед проявления 26,3 -73,8	Шевчун 0,5 Макушин 60 при 15,4 %	900 шурф 32 канав 8 скв
- коренные в скв	Mn 2-6,3 SiO ₂ 7-59	0,05-0,5 м							
Среднеиткуловский окисленные	Mn 3,5-17 / 10 P ₂ O ₅ 1,5-4 Fe 16-41/28 SiO ₂ 22-45/32	0,2 -0,7	50-200 - 600 (ед)	MnO+MnO2 9-13 P ₂ O ₅ 0,2-0,9 Fe 16-41/28 SiO ₂ 25	67 м / 18%	До 400	280		80 шурф 12 канав
- коренные в скв	Mn 4,3-10,4 P ₂ O ₅ 1,4 Fe 20	0,1-1,6 / 60-160		Mn <2	50,1		73,8		
Верхнеиткуловский Окисленные	Mn 11-25,5 P ₂ O ₅ 1,5-4 Fe 9-21 SiO ₂ -78		90-160		7,6 / 3,8 м /	До 500			50 канав 80 шурф 2 скв
Коренные в скв									
Магнитогорский синклиниорий	=								
Аккермановское месторождение				Mn 9-18/ ср14 P ₂ O ₅ 0,05 Fe 6 SiO ₂ 50	1000		1880		10-40 м. до 140-170 м

Мы вынуждены констатировать низкие перспективы выявления месторождений марганцевых руд в данном породном комплексе. Такой печальный вывод вытекает из следующих факторов.

1. Относительно высокой степени поисковой изученности потенциально продуктивных образований серегуловского горизонта и иткуловской свиты. Образования нижнего карбона расположены в пределах зоны наиболее молодой плиоцен-четвертичной неотектонической активизации, приведшей к обновлению рельефа и относительно хорошо обнажены. Продуктивные полосы активно изучались в 30е-80е годы XX века горными выработками и единичными скважинами. Общий объем горных работ, по неполным данным, превышает 10 тыс пог м. В этих условиях маловероятно, что в процессе изучения предшественниками пропущен (недоизучен) крупный сегмент, способный вместить крупное или среднее по масштабам месторождение» марганца;

2. Весьма низкими содержаниями соединений марганца в потенциально продуктивных «рудных» интервалах, обусловленной незначительными объемами коренных продуктивных марганцевых карбонатных отложений. Коренные не окисленные образования не несут промышленно значимых концентраций марганца;

3. Обогащенные марганцем пачки локализованы в флишоидном типе разреза, формирование которого происходило в условиях лавинной седиментации. Флишоидный характер разреза предопределяет высокую степень зараженности глинистым и кремнистым веществом рудных образований и, соответственно низкое качество первичных и вторичных (окисленных) руд. Очевидно, что в таких условиях накопление марганца в значимых объемах возможно только в моменты перерыва лавинной седиментации (между мутьевыми потоками), в остальные периоды марганцевая нагрузка «размазывается» по разрезу. Этот вывод подтверждается высоким средним содержанием марганца в фоновых аргиллитах иткуловской свиты (0,12 %);

4. В разрезах карбона Передовой зоны складчатости мы не фиксируем крупных перерывов – переходов с которыми можно было бы связать резкую смену условий седиментации с возможностью катастрофической разгрузки марганцевоносных вод. На наш взгляд, такая неоднородность фиксируется на уровне низов кунгура в Ашинско-Михайловской зоне. Она и привела к формированию Улу-Телякского марганцевого рудного поля.

5. Оксидные руды (собственно и представляющие интерес для промышленности) – образования приповерхностные и весьма молодые (анализ региональных материалов и морфологические признаки их локализации свидетельствуют о их формировании в неоген-квартере), большая их часть образуют плотные камнеподобные агрегаты. Они устойчивы в условиях земной поверхности, хорошо сохраняются в элювии, склоновых отложениях, аллювии. Их скопления легкооткрываемы и практически полностью установлены нашими предшественниками. В этих условиях, у нас нет оснований рассчитывать, что сколь-нибудь значимые скопления оксидных руд остались «незамеченными»;

6. Зона западного обрамления Башкирского поднятия претерпела самую значительную плиоцен – четвертичную активизацию, вызвавшую обновление рельефа и разрушение большей части миоценовых педиментов (депрессий ?), занятых корами выветривания. Большой объем продуктов кор выветривания к настоящему времени уничтожен эрозией. Соответственно уничтожен и большой объем оксидных руд.

Анализ имеющихся материалов позволяет нам сформулировать гипотезу формирования марганцевых объектов в отложениях карбона.

Источником марганца (и не только) в карбоновом бассейне служили вулканогенно-эксталяционные процессы связанные с функционированием зоны (зон) субдукции [1, 2]. Возможно, что часть марганца получена еще в девоне.

Первичная концентрация его, по-видимому, происходила в придонных водах в условиях сероводородного заражения, заполнявших отрицательные формы подводного рельефа. Воды эти испытывали придонную миграцию по сформировавшийся впадине

Предуральского прогиба. О наличии сероводородного заражения свидетельствуют многочисленные факты зараженности подстилающих и перекрывающих отложений фрамбоидальным пиритом (депресссионные фации) и присутствие оолитовых разностей сидеритового состава.

Рудоотложение происходило в результате локальной разгрузки сероводородных вод в зоне контакта с кислородными водами [5]. Механизм фиксации – диагенез карбонатного осадка. Свидетельством контакта с кислородными водами является факт обнаружения в тесной связи с марганцевыми карбонатами гематитовых оолитов, сформированных по сидеритовым оолитам [Шевчун и др., 1987ф].

Масштабы рудоотложения и, как следствие, масштабы и насыщенность сформировавшихся скоплений, определялись объемом задействованных резервов и «яркостью» геохимических барьеров. Флишоидный характер разреза карбона говорит о лавинном типе седиментации [1, 2, 3, 6, 7], не приводящем к накоплению значительных богатых седиментационных скоплений соединений марганца.

Таким образом, имеющиеся факты, свидетельствуют о низких перспективах площади. В результате планируемых поисковых работ возможно выявление 2–3 мелких месторождений окисленных руд с запасами руды 2–15 тыс тонн каждое при среднем содержании Mn 6–14 %. Открытие средних и крупных объектов богатых окисных руд не реалистично.

Список литературы

1. Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, 2013. 160 с.
2. Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале. Мат. XII Межрегион. конф. Уфа: ИГ УФИЦ РАН, 2018. С. 12–21.
3. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала УрО РАН, Екатеринбург, 1997. 230 с.
4. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (марганцевые руды) // Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Брусницын А.И., Беликова Г.И., Бердников П.Г., Семакова Т.А., Сергеева Е.В. Уфа: Экология, 2002. 243 с.
5. Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полезные ископаемые, № 5, 2002. С. 451–473.
6. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней Перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия марганца. Сыктывкар: Геопринт, 2014. 540с.

ЕЩЁ РАЗ О КЛАССИФИКАЦИИ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Магнезит является важнейшим сырьем для металлургических огнеупоров, поскольку при термическом разложении образует периклаз (MgO), имеющий температуру плавления 2800°C. Рассмотрение известных в природе промышленно-генетических типов магнезитовых месторождений позволило выделить две главные группы: большое разнообразие криптокристаллических и более однородная по свойствам группа месторождений кристаллических магнезитов (МКМ) в карбонатных толщах и метасоматических магнезит-талковых по гипербазитам. Эти группы характеризуются не только различными свойствами, но и различными условиями формирования, которые до сих пор недостаточно изучены.

Месторождения кристаллического магнезита являются основным промышленно-генетическим типом магнезитового сырья. В то же время до сих пор существуют разные гипотезы образования магнезита в карбонатных толщах, от осадочной до постмагматической. Дискуссионность проблемы происхождения магнезитов определяется различиями возможных источников рудного вещества и механизмов рудоотложения [2].

К рифейским неметаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочена Южно-Уральская провинция месторождений кристаллического магнезита, а также широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород. Огромные запасы карбонатных руд, хорошая доступность, подробная изученность условий залегания дает удобную возможность для разработки генетических моделей.

Осадочная гипотеза предполагала источник Mg для МКМ из кор выветривания [3, 16] или эвапоритовых лагун [6, 20]. **Гидротермально-метасоматическая** гипотеза предлагала варианты – гидротермальный источник в связи внедрением как базитов [14], так и гранитов (*постмагматическая*), масштабная дедоломитизация толщ при метаморфизме [9] (*метаморфогенная*); тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в катагенезе [1] (*элизионно-катагенетическая*). Каждая из гипотез была достаточно декларативна. В начале текущего века для МКМ был предложен непротиворечивый источник магнезия и флюида – эвапоритовый рассол, захороненный в осадочных толщах. Этот механизм впервые было доказан для МКМ Австрии с использованием данных прецизионной ионной хроматографии по флюидным включениям в магнезитах (*инфильтрационно-рассольная* модель) [15] и адаптирован для Южно-Уральской провинции (*термально-рассольная* модель) [2].

Седиментационное образование магнезита с точки зрения термодинамики и кинетики проблематично, поскольку, согласно экспериментальным данным, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg [19]. Сложность осадочного образования магнезита определяется его уникально высокой гидрофильностью (устойчивая ковалентная связь катиона Mg^{2+} с гидроксидом), не позволяющая экспериментально получить магнезит в атмосферных условиях. Физико-химические расчеты также указывают на смещение реакций в сторону образования магнезита в карбонатном субстрате только при увеличении температуры, Mg/Ca, давления CO_2 [2]. Несмотря на это в природе наблюдается несколько генетических типов магнезита, формирующихся на ранних стадиях литификации осадков. Поэтому была даже поставлена «проблема магнезита» при изучении МКМ в рифейских карбонатах Австралии [5] и палеозоя Западной Европы [13]. Её суть в том, что сложно объяснить появление тел именно кристаллического магнезита в древних карбонатных толщах и их отсутствие в карбонатных мезо-кайнозойских толщах. Кроме того, в экспериментах с получением магнезита из морской

воды при повышенных параметрах среды осаждение всегда сопровождается выпадением CaSO_4 , что не соответствует наличию природных залежей чистого магнезита.

Несмотря на это наблюдается несколько генетических типов магнезита, формирующихся на ранних стадиях литификации осадков. К ним относятся магнезитовые жильные штокверки в щебенистой коре выветривания гипербазитов, (в РФ этот тип называется халиловским, в Европе – эвбейским, поскольку много таких месторождений расположено в Греции, а также Югославии и других странах на Балканах).

Связанным с эвбейским типом является кластогенный тип переотложенных магнезитов, образующий прослой при перемыве кор выветривания по гипербазитам с участием процессов диагенетического конкреционного обогащения в молодых (мезо-кайнозойских) терригенных осадочных бассейнах (также месторождения на Балканах, типа Бела Стена в Югославии или Реденсион на Кубе). Крупнейшей в Евразии провинцией этого типа является офиолит-магнезитовая провинция Тетис, простирающаяся от бывшей Югославии на западе до Пакистана на востоке, в том числе в Иране и Турции [12]. В месторождении Кунварара, в Квинсленде на СВ Австралии по переотложенным штокверковым магнезитам из кор выветривания гипербазитов образуются аллювиальные тела вторичных комковатых и нодулярных тонкокристаллических магнезитов с огромными запасами [17].

Хемогенно-кластогенный тип магнезитов формируется в аридном климате в щелочных озерах на гипербазитовом основании (оз. Салда-Гюли и др. в Турции). Здесь на мелководье активно развиваются строматолитовые биогермы, при разрушении которых накапливаются рыхлые гидромагнезитовые осадки, служащие основой для накопления береговых отложений, при диагенетическом преобразовании образующих магнезитовые залежи. Экспериментально показана роль микробиальных процессов, создающих благоприятную среду магнезитообразования (ощелачивание и продуцирование дополнительного CO_2 [4].

Многочисленные пласты кластогенного тонкокристаллического магнезита от маломощных до первых метров в карбонатно-терригенной неопротерозойской толще эвапоритовых отложений разрабатываются в месторождении Миртл-Спрингс в Аделаиде, Южная Австралия [8]. В доломитах выявлено до 30 пластов, приуроченных к четким стратиграфическим горизонтам, в ассоциации с кремнистыми сланцами и кварцитами, тела достигают длины в несколько километров при мощности до 3 – 4.5 м. Магнезит формировался в условиях супралиторали и скапливался в тайдиальных обстановках в прослоях грязевых конгломератов и гравелитов при перемыве высокомагнезиальных осадков с формированием переотложенных пластовых тел, обогащенных микрокристаллическим магнезитом. Магнезит имеет утяжеленный изотопный состав кислорода относительно вмещающего доломита, высокие концентрации бора, что предполагает эвапоритовую природу магнезита. Этот уникальный объект протяженностью до 120 км, сложенный обломочным тонкозернистым магнезитом, показывает пример магнезита осадочного(?) образования, для которого определенную роль, несомненно, играла микробиальная активность. Однако, для этого нужны особые обстановки. Данный тип можно назвать седиментационно-диагенетическим (тип Аделаида), к нему также можно отнести небольшие месторождения в эвапоритовых терригенно-карбонатных бассейнах палеопротерозоя (ятулий Карелии [11]), триаса Касвассаграбен (Австрия) и Бурано (Италия).

Все эти типы преимущественно развиты в континентальных и прибрежных субаэральных условиях (супралитораль). Климат с периодическими жаркими и засушливыми периодами, чередующимися с влажными и общим преобладанием испарения над осадками, то есть с развитием эвапоритовых условий. Принципиально важно обязательное участие микробиоты в процессе образования магнезита. Критическая роль цианобактерий в процессе осаждения гидромагнезита показана в серии экспериментов [18]. Наличие микробиального органического вещества, вероятно, является ключевым фактором, ограничивающим гидрофильные свойства катиона Mg^{2+} и являющимся природным катализатором

аккумуляции магнезия в гидрокарбонат (гидромагнезит и др. кристаллогидраты карбоната магнезия), а в диагенезе и в магнезите.

Как следствие условий образования, все перечисленные типы характеризуются сходством ряда признаков: криптокристаллическая структура, примесь доломита и минералов кремнезема. Для всех указанных типов характерным является обогащение изотопно тяжелым кислородом ($\delta^{18}\text{O}$ более 25–30‰), подтверждающим связь образования магнезита с эвапоритовыми условиями формирования вмещающих толщ [10, 16]. Причем, это были не морские условия, а субаэральные: прибрежные пересыхающие озера, плайи и себхи или зоны супралиторали [7, 8, 11]. Перечисленные признаки заметно отличают криптокристаллические магнезиты от промышленно-генетического типа МКМ в морских карбонатных толщах.

Группа кристаллических магнезитов содержит два промышленно-генетических типа: крупные залежи мономинерального магнезита в карбонатных толщах (Вайч тип в Европе, он же – Саткинский в России) и тальк-магнезитовые залежи, связанные с углекислым метасоматозом ультраосновных массивов (Шабровский тип в России). Типовым является Саткинское МКМ в Южно-Уральской провинции, месторождения этого типа слагают ряд провинций в протерозойских толщах в России (Енисейский кряж, Восточный Саян, Малый Хинган), крупные докембрийские провинции активно разрабатываются в Китае (Ляонин), Бразилии, США и Канаде, Индии, в палеозойском магнезитовом поясе Центральной Европы (Испания, Италия, Австрия, Словакия). Условия образования и признаки: приуроченность к мощным толщам морских и лагунных карбонатов, пластообразная форма залежей большая мощность залежей, признаки метасоматического образования по твердой карбонатной породе, восстановительные условия метасоматоза и температура процесса на уровне 200–250 °С, высококачественный химический состав, близкий к стехиометрии магнезита, резкое деплетирование по кислороду ($\delta^{18}\text{O}$ менее 15‰_{SMOW}), рассольная эвапоритовая природа флюидных включений в магнезитах [15]. Все это указывает на совершенно иные условия формирования, чем криптокристаллические магнезиты [2].

Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg. Для магнезитов, парагенетически связанных с гипербазитами, сами вмещающие породы и являются источником Mg, активизируемом в процессах гипергенеза. Для магнезитов в карбонатных толщах источник Mg не очевиден. Наиболее вероятным, в этом случае, может быть эвапоритовый рассол. Но по комплексу признаков магнезит или непосредственно связан с субаэральными эвапоритовыми фациями (седиментационно-диагенетические магнезиты типа Аделаида), или опосредованно, через эпигенетический (катагенез) процесс гидротермального метасоматоза захороненными в осадочных толщах эвапоритовыми рассолами (Вайч тип). Высокотемпературный (гидротермальный) процесс и метасоматическая перекристаллизация, вероятно, определяют деплетирование ^{18}O для МКМ. Эвапоритовый процесс объединяет разные типы месторождений магнезитов, вероятно потому, что способствует формированию высокого Mg/Ca в растворах вне зависимости от источника Mg, что является важным условием осаждения Mgз.

Таким образом, из всей совокупности промышленно-генетических типов можно выделить 3 основных группы Mgз месторождений: 1) континентальных гипергенных в парагенезе с гипербазитами, сформированных в эвапоритовых условиях; 2) седиментационно-диагенетических биогенно связанных, сформированных в терригенно-карбонатных эвапоритовых субаэральных условиях; 3) катагенных термально-рассольных в морских и лагунных карбонатных толщах. Отдельно стоит 4) группа тальк-магнезитовых пород, образованных в процессе углекислого метасоматоза по гипербазитам, для которых деплетирование по ^{18}O ещё сильнее, чем для МКМ и приближается по значениям к карбонатитам.

Список литературы

1. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.
2. *Крупенин М.Т., Кольцов А.Б.* Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // *Геология руд. месторождений.* 2017. Т. 59. №1. С. 17–40.
3. *Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П.* Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: ЗАО “Новое знание”, 2003. 161 с.
4. *Щербакова Т.А.* Магнезитообразование в кайнозойских осадочных комплексах: автореферат дис. ... доктора геолого-минералогических наук : 25.00.06. Казань, КФУ, 2017.
5. *Aharon P.* A Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites // *Chem. Geol.* 1988. V. 69. P. 127–145.
6. *Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z.* Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes // *Precambrian Research*, 2016. Vol. 281. P. 673–683
7. *Frank T.D., Fielding C.R.* Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite. *Geology*, 2003. 31:1101–1104.
8. *Keeling J.L., Horn R., Wilson I.* New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite // *MESA Journal.* 89. 2019 – Issue 1. P. 22–38
9. *Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M., et al.,* Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // *Mineralium Deposita*, 2006. 41. P. 713–733.
10. *Kralik, M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D* Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. – In: Möller, P. (ed.) *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates.* 1989. Monogr Series Miner Depos 28.: 197–223.
11. *Melezhik VA, Fallick AE, Medvedev PV, Makarikhin VV* Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology.* V. 48, Issue 2, 2001. P. 379–397
12. *Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T.* Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjed magnesite, NE Iran // *Mineralogy and Petrology.* 2015. 109. 693–704.
13. *Moeller P.* Nucleation processes of magnesite // In: Möller, P. (ed.) *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates.* 1989. Monogr Series Miner Depos 28.: 287–292.
14. *Pohl W.* Genesis of magnesite deposits - models and trends. *Geol Rund*, 79, 1990. P. 291–299.
15. *Prochaska, W.* Magnesite and talc deposits in Austria. *Mineral. Slovaca* 32, 2000. P. 543–548.
16. *Schroll E.* Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociências* 50, 2002 P. 59–68.
17. Schmidt H. Turkey’s Salda Lake: a genetic model for Australia’s newly discovered magnesite deposits. *Industrial Minerals* (August), 1987. P. 19–29.
18. *Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S. Bénézeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H.* Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes // *Aquatic Geochemistry* January 2013, Volume 19, Issue 1. P. 1–24.
19. *Scheller, E. L., Swindle, C., Grotzinger, J., Barnhart, H., Bhattacharjee, S., Ehlmann, B. L., et al.* Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126, e2021JE006828, 2021. 32 p.
20. *Siegl W.* Reflections on the origin of sparry magnesite deposits // *Singenesist and epigenesisist in the formation of mineral deposits* (eds. *A. Waschkuhn*). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1984. P. 177–182.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СТРОНЦИЕВО-ИЗОТОПНОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ К РАСЧЛЕНЕНИЮ НИЖНЕПЕРМСКИХ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А.Б. Кузнецов¹, В.М. Горожанин²

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург;*

²*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: gorozhanin@ufaras.ru*

Приводятся результаты применения метода стронциево-изотопной хемотратиграфии известняков, впервые примененного к расчленению нижнепермских флишевых отложений в пределах восточной бортовой зоны Предуральяского прогиба. Здесь, в оренбургской части прогиба ООО «Газпром добыча Оренбург» проводит поисково-разведочное бурение на углеводородное сырье (Ирекский участок недр). Участок имеет сложное тектоническое строение, что обусловлено большим количеством тектонических нарушений, связанных как с соляно-купольной тектоникой, так и с предполагаемым надвиганием нижнепермских отложений из зоны передовых складок Южного Урала. В этой связи, актуальной становится корректировка поисковых моделей, которая зависит от возраста вскрываемых бурением разреза осадочных пород.

Традиционное палеонтологическое датирование отложений осадочного разреза в этой части Предуральяского прогиба имеет, однако, серьезные ограничения, что связано с двумя обстоятельствами. Первое – это существенно терригенным составом флишевых отложений, из-за чего выделение микрофаунистических остатков (конодонтов, фузулинид), обычно используемых в целях датирования, проблематично. Даже в толще кремнистых известняков, вскрытых скважиной №1 на этом участке, благоприятных с точки зрения нахождения в них фаунистических остатков с помощью методики растворения в органических кислотах, конодонты не были обнаружены. Второе обстоятельство связано с проблемой переотложения фауны, неучет которого может внести ошибки в датирование толщ. Это касается как конодонтов, так и фузулинид.

На проблему переотложения раковин фузулинид впервые указывала еще Д.М. Раузер-Черноусова [5], разработавшая на примере типового разреза по р. Сакмаре у д. Кондуровка схему стратиграфического расчленения нижней перми. Следы такового переотложения наблюдаются и в керне скв. №1, где чаще всего раковины фузулинид наблюдаются в гравийно-песчаной части зерновых или карбонатных грейстоуновых потоков, что указывает на их аллохтонный характер. Определить, при этом, синхронны эти фузулиниды осадконакоплению или происходят из подстилающих отложений, весьма затруднительно. По данным палеонтологов, размывались подстилающие отложения сакмарского, ассельского ярусов, вплоть до среднекаменноугольных отложений, которые слагали к западу от участка карбонатную платформу. То же самое относится к конодонтам. Ситуация с переотложением, вероятно типична для флишевых отложений. О переотложении конодонтов в каменноугольном флише Зилаирского синклинория сообщалось ранее [1]. Недавнее изучение конодонтов в типовых разрезах ассельского и сакмарского ярусов показало, что до 80% конодонтовых комплексов имеют признаки переотложения [2].

С учетом указанных проблем нами применено датирование карбонатных прослоев из вскрытого бурением интервала предполагаемого артинского возраста методом изотопно-стронциевой хемотратиграфии. Этот метод традиционно применяется к карбонатным разрезам докембрийского возраста по той причине, что фаунистические остатки в них отсутствуют и нет других возможностей датирования пород [3, 4]. Суть этого метода состоит в сопоставлении изотопного состава стронция – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренного в известняках неизвестного возраста с эталонной кривой вариаций этого параметра в карбонатах стратотипических разрезов соответствующих подразделений Международной

спрессованный в таблетки, а также метод ИСП-МС, где пробы подвергались полному химическому растворению. Для изотопного же анализа использована соляная кислота более низкой (0,6N) концентрации, которая растворяет только карбонатную составляющую, не затрагивая глинисто-песчаную примесь. Поэтому мы полагаем, что измерения изотопного состава стронция всех образцов отражают реальную картину.

Измерения изотопного состава стронция с точностью 0,001% выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Результаты представлены на рисунке.

Как видно из приведенных данных, практически все точки известняков из интервала 2529-2547 м, за исключением одной, хорошо соответствуют сакмарскому отрезку эволюционной кривой. Образец 2532,1, формально хотя и не отвечает геохимическим критериям пригодности, хорошо соответствует эволюционной кривой на уровне сакмаро-артинской границы.

Образцы с верхних горизонтов разреза отвечают артинскому и кунгурскому возрастам, но их соответствие эволюционной кривой нельзя признать удовлетворительным.

Датирование нижнепермских отложений в разрезе скв. 1 Ирекского участка показало, что в случаях, когда использование палеонтологических остатков имеет ограничения из-за переотложения фауны и требует дополнительных доказательств, что фауна не переотложена, может быть применен новый подход, основанный на изучении изотопно-стронциевой хемотратиграфии. Метод показал хорошие результаты, вполне сопоставимые с традиционным микропалеонтологическим, и может быть рекомендован для дальнейшего использования. Более того, при условии проведения успешных методических работ по ступенчатому растворению слабой кислотой, не затрагивающей терригенной матрицы породы, он вероятно также может быть применен к датированию не только известняков, но и таких поликомпонентных пород сложного состава, как песчаники с карбонатным цементом.

Список литературы

1. Горожанина Е. Н., Пазухин В. Н. Этапы активизации геодинамических процессов в позднедевонско-среднекаменноугольное время на западном борту Зилаирского мегасинклинория и их датирование по фауне конодонтов. Геологический сборник № 6. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2007. С.56–65.
2. Журавлёва Н.Д. Проблемы переотложения конодонтовых элементов на примере разрезов Альянка и Кондуровка (западный склон Южного Урала). ПАЛЕОСТРАТ-2024. Годичное собрание (научн. конференция) секции палеонтологии МОИП. Москва. 29–31 января 2024 г. М.: Палеонтологический ин-т, с.27.
3. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция, Т. 14, № 6, 2006. С. 25–53.
4. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция, V. 22, № 6, 2014. С. 3–25.
5. Раузер-Черноусова Д.М. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р.Сакмара, Южный Урал). М.: Наука, 1965. 80 с.

ГРАНИЦА ДЕВОНА И КАРБОНА – СОБЫТИЙНЫЙ РУБЕЖ

Е.И. Кулагина¹, С.В. Николаева²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: kulagina@ufaras.ru

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

e-mail: 44svnikol@mail.ru

После многолетнего обсуждения различных вариантов точки глобального стратотипа нижней границы (GSSP) карбона, в 1991 г. принят уровень в разрезе Ла-Серр (La Serre) в Южной Франции по первому появлению конодонтов *Siphonodella (Eosiphonodella) sulcata* Huddle в филогенетическом ряду *S. (Eo.) praesulcata* Sandberg – *S. (Eo.) sulcata* в слое 89 [18]. Этот уровень был найден и на Южном Урале [2, 3, 5]. В 2005 г. специалист по конодонтам С. Кайзер (Германия) нашла маркерный вид *S. (Eo.) sulcata* в стратотипическом разрезе Ла-Серр в слое 84 на 40 см ниже основания утвержденной границы каменноугольной системы. Непосредственно ниже образца с этой находкой отмечается несогласие, что исключает возможность установления действительного уровня первого появления таксона. Этот факт привел к решению о пересмотре маркера и стратотипа границы [4]. Вопрос о границе девона и карбона обсуждался на палеонтологическом конгрессе в 2010 г. в Лондоне, на совещаниях рабочей группы в Монпелье [4], на Международном конгрессе по карбону и перми в Кельне в 2019 г. и на Международном Стратиграфическом Конгрессе в Лилле в 2023 году [8].

Для оценки глобальных событий в фанерозое с конца прошлого века широко применяется голостратиграфия [20]. Голостратиграфия подразумевает использование мультидисциплинарных критериев для расчленения и корреляции разнофациальных разрезов (палеонтологических, экологических, литологических, магнито- хемо-, сейсмо-стратиграфических, климатических, физических и общегеологических). Таким образом, учитываются все имеющиеся в распоряжении результаты исследований отложений.

С этих позиций в настоящее время обсуждается возможность установления границы на уровне, определяемом не по одному, а по группе маркеров. Для этого рабочей группой составлен «календарь событий», отражающий этапы глобального трансгрессивно-регрессивного Хангенбергского события вблизи границы девона и карбона, уровни появления различных маркеров. Перовое появление конодонта *Protognathodus kockeli* (Bischoff) хорошо идентифицируется в календаре событий, он отмечается в разрезах Западной Европы немного выше основного регрессивного эпизода Хангенбергского события, представленного «хангенбергским песчаником» и близок к ряду других уровней (в том числе, к началу нового этапа диверсификации биоты). Вероятно, этот уровень наиболее приемлем для уровня глобального стратотипа [9, 10].

Проявление Хангенбергского события в разрезах Евразии

Хангенбергское событие (или кризис) связано с резким поднятием уровня моря, затоплением шельфа и развитием в морских бассейнах малоокислородных и бескислородных обстановок. Эти эвстатические изменения привели к массовому вымиранию многих групп организмов, что впервые графически проиллюстрировано Валлизером [19]. В Западной Европе это событие происходило в несколько этапов, которым соответствуют эвстатические циклы [10, 11, 16].

По результатам изучения разрезов Рейнских Сланцевых гор в интервале верхнего фамена – нижнего турне (до основания нижних Сланцев Алюм), выделены четыре этапа Хангенбергского события [11]: 1) прелюдия; 2) нижний кризисный интервал; 3) средний кризисный интервал; 4) верхний кризисный интервал, разделённый на три части (I – III) по конодонтам. Согласно [14] их интерпретация следующая.

Прелюдия фиксируется небольшой регрессией, например, в Рейнском массиве отмечается песчаник Древер, перекрывающий известняк с аммоноидеями генозоны *Wocklumeria*, в других разрезах Западной Европы и Северной Африки фиксируется

обмеление, появление оолитов, следов подводной абразии, разнообразие мелководного бентоса.

Нижний кризисный интервал отвечает трансгрессии и максимальному затоплению с накоплением черных Хангенбергских сланцев (Hangenberg Black Shale, HBS) или Хангенбергскому черносланцевому эпизоду. В период трансгрессии происходило распространение бескислородных обстановок и масштабное вымирание морских организмов.

Средний кризисный интервал соответствует регрессии, выраженной накоплением хангенбергских сланцев и Хангенбергского песчаника (Hangenberg Shale, HS/Hangenberg Sandstone, HSS). Кровля песчаника отмечает максимум регрессии, с которой связано преобладание мелководных фаций, появление перерывов, развитие мелководного бентоса, оолитов и онколитов, исчезновение пелагической фауны.

Верхний кризисный интервал отвечает трансгрессии, подъему уровня моря и отложению карбонатов, в том числе Штокумского известняка Рейнского массива с аммоноидеями и конодонтами.

Посткризисный интервал соответствует отложениям выше уровня первого появления конодонта *Si. (Eo.) sulcata* s.l. (известняк Хангенберг)

Помимо основных этапов Хангенбергского события внутри каждого этапа выделены второстепенные эпизоды, отражающие те или иные особенности разреза и появление различных организмов. Например, в разрезе Хассельбахтал (Рейнские Сланцевые Горы), вспомогательном стратотипе границы девона и карбона, «календарь событий» от верхнего фамена до турне включает 23 последовательных голостратиграфических интервала [7], связанных с уровнями появления характерных и зональных видов аммоноидей, конодонт, миоспор, трилобитов, эвстатических, малоокислородных и бескислородных обстановок.

Обсуждаемый сейчас «календарь событий» [9, 10]: включает уровни, выделенные в Рейнских сланцевых горах, начиная с датировки 358,97 +/-0,11 Ма до основания конодонтовой зоны *Siphonodella bransoni*. Эти уровни соответствуют: основанию черных сланцев Хангенберга; началу второго экскурса изотопов углерода; массовому вымиранию; датировке 358,89 +/-0,20 Ма; максимальной регрессии с отложением песчаника (HSS) и пику геохимических показателей; концу оледенения; пику максимальной регрессии и главному вымиранию в неритической области; началу каменноугольной радиации; пику главного позитивного экскурса $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$; основанию зоны *Protognathodus kockeli*; исчезновению прибрежной растительности, последнему экскурсу изотопов углерода; первым находкам *S. (Eo.) sulcata* и *Gattendorfia subinvoluta*.

Проведенное в рабочей группе голосование утвердило четыре уровня: пик максимальной регрессии, начало каменноугольной радиации; пик главного позитивного экскурса $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и основание зоны *Protognathodus kockeli* как перспективные для комплексного обоснования границы. Они будут предложены для голосования на следующем конгрессе по стратиграфии карбона. Все четыре уровня находятся в пределах верхнего кризисного интервала.

В разрезах Намюр-Динантского бассейна, где разрезы представлены мелководными отложениями, выделяются близкие уровни, но несколько отличные от уровней, установленных в более глубоководных отложениях [12]. Некоторые уровни не узнаются.

Эпизоды Хангенбергского события проявились также в разрезах Тимано-Печорской провинции [1], в Китае [15] и Казахстане [17].

В разрезе Берчогур (Мугоджары) в Казахстане предположительно выявлены некоторые интервалы, соответствующие эпизодам глобального Хангенбергского события [17]. Прелюдия, вероятно, отвечает верхней части зоны Lower *praesulcata* и экозоне с доживающими *Quasiendothya*. Нижний кризисный интервал (Хангенбергские черные сланцы Германии) сопоставляется с глинистой пачкой и интервалом конодонтовых зон Middle *praesulcata* – нижняя часть Upper *praesulcata*. Пачка с аммоноидеями и конодонтами зоны *sulcata* (3b–3c) соответствует трансгрессивной фазе и рассматривается как эквивалент Штокумского известняка Рейнского массива. Можно предположить проявление событий

начала хангенбергской трансгрессии (основание пачки 2b), регрессии и последующей диверсификации морской фауны (пачки 3a-b), появления *S. (Eo.) sulcata* (пачки 3b-3c).

Разрезы пограничных отложений девона и карбона на Урале

На Южном Урале Хангенбергское событие отражено в разрезах Сиказа и Зиган [6, 13]. В этих разрезах прослеживается пачка известково-глинистых пород мощностью до 0,5 м, залегающая среди известняковой толщи.

Разрез Зиган (рис. 1), стратотип гумеровского горизонта, описан по правому склону оврага Абиюскан, впадающего справа в р. Зиган в 5 км западнее с. Гумерово [2, 3, 5]. Подстиляется известняками зиганского горизонта.

Зиганский горизонт (слои 18–19) сложен биоспаритами с окатанными биокластами и интракластами, содержит водоросли, остракоды, бивальвии, криноидеи, мшанки, брахиоподы, конодонты зоны *Siphonodella (Eo.) praesulcata*, зубы рыб.

Гумеровский горизонт (слой 20) разделен на прослой 20a–20e. 20a – известковая глина буровато-желтого цвета, участками переходящая в глинистый биокластовый вакстоун-пакстоун, в основании слабо доломитизированный, выше переходящий в биокластовый грейнстоун с мшанками, гастроподами, одиночными кораллами, брахиоподами, остракодами, криноидеями, зубами рыб. 20б – карбонатно-глинистая порода («труха»), в шлифах (обр. 107) – вакстоун глинистый, слабо доломитизированный с остракодами, конодонтами, зубами рыб. 20в – вакстоун темно-серый, глинистый (обр. 108, 109) с водорослями и разнообразной фауной, в средней части (обр. 63) отмечен криноидно-мшанково-водорослевый пакстоун. 20г – биокластовый пакстоун, глинистый, с онколитами, строматолитами, мшанками, гастроподами, брахиоподами, остракодами, трилобитами, криноидеями, конодонтами, зубами рыб. 20д – биокластовый вакстоун-пакстоун глинистый, желваковидный, с онколитами, строматолитами, миоспорами, одиночными ругозами, остракодами, криноидеями, мшанками, единичными конодонтами и зубами рыб. 20е – онколитовый известняк.

Малевский горизонт (слой 21) сложен известняками серыми и темно-серыми, участками органогенными, глинистыми, в верхней части неравномерно окремнелыми, в шлифах (обр. 115–118, 46) – вакстоуны онколитовые, с многочисленными желваками водорослей *Garwoodia gregaria* Nicholson и *Solenopora* sp. В разрезе прослеживаются несколько уровней, связанных с появлением биомаркеров.

В разрезе Сиказа глинистый слой в гумеровском горизонте соответствует эпизоду HBS (Хангенбергский черный сланец) [6]. По мнению Ю.А. Гатовского он, возможно, отвечает максимальной фазе затопления, тогда как между слоями 6 и 7 имеется перерыв в осадконакоплении, связанный с максимальной регрессией, соответствующей Хангенбергскому песчанику [13].

Выводы. Для корреляции пограничных отложений и выявления эпизодов Хангенбергского события предполагается использование комплекса следующих критериев: появление маркерных видов конодонтов, аммоноидей, миоспор, вымирание стратиграфически важных таксонов, литологические особенности, региональные этапы и предположительные эвстатические изменения уровня моря. Это направление считается перспективным для широких корреляций разнофациальных отложений. Перечисленные уровни желательного выявить в разрезах Южного Урала для глобальных корреляций с разрезами других регионов Евразии.

Исследования проводились: Е.И. Кулагиной – в соответствии с планом госзадания № FMRS-2022-0010 (ИГ УФИЦ РАН), С.В. Николаевой – в рамках госзадания ПИН РАН и по теме гранта АР14871618 (Национальный Университет им. К. Сампаева, МНУВО РК).

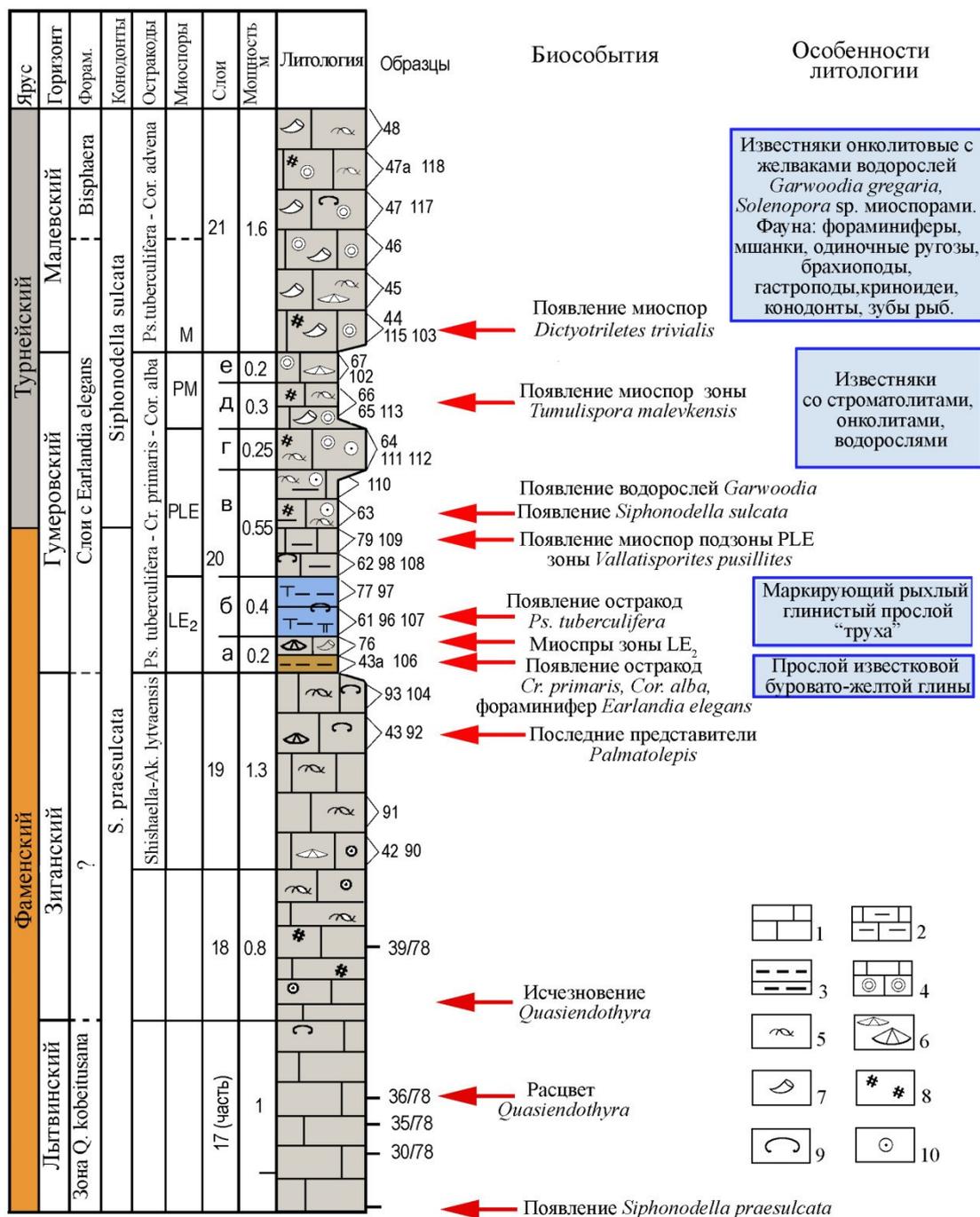


Рис. 1. Основные биособытия и литологические особенности пород в пограничных слоях девона и карбона разреза Зиган. По материалам [2, 3, 5]

1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – глины, 4 – известняки онколитовые, 5 – водоросли, 6 – брахиоподы, 7 – одиночные ругозы, 8 – мшанки, 9 – остракоды, 10 – криноидеи, Т – «труха».

Список литературы

1. Журавлев А.В., Соболев Д.Б. Граница девона и карбона на востоке Печорской плиты (разрезы на р. Каменке и р. Вангыр) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 10. С. 16–22.
2. Кочеткова Н.М., Рейтлингер Е.А., Пазухин В.И., Авхимович В.И. Граница девона и карбона на Южном Урале // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и Техника, 1988. С. 157–166.
3. Кочеткова Н.М., Пазухин В.Н., Рейтлингер Е.А., Синицына З.А. Опорные разрезы пограничных отложений девона и карбона западного склона Южного Урала. Препринт АН СССР.

- Дальневосточный науч. центр. СВКНИИ. Магадан, 1985. 66 с. (Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона; Вып. 6)
4. Николаева С.В., Гатовский Ю.А., Кулагина Е.И., Зайцева Е.Л. Граница девона и карбона: новые решения старой проблемы (совещание международной рабочей группы в Монпелье, 20–22 сентября 2016 г.) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 6. С. 66–74.
 5. Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Седаева К.М. Граница девона – карбона на западном склоне Южного Урала // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия: Материалы Международного полевого совещания. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 22–33.
 6. Седаева К.М., Кулешов В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Виноградов В.М., Пазухин В.Н. Хангенбергское глобальное геологическое событие и его отражение в литологии и изотопном составе ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) разреза р. Сиказы (Башкортостан Ю. Урал) // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли: Тр. Междунар. науч. конф. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 250–255.
 7. Becker R. T. New faunal records and holostratigraphic correlation of the Hasselbachtal D/C-Boundary auxiliary stratotype (Germany) // *Annales de la Societe géologique de Belgique*. 1996. Т. 117. No. 1. P. 19–45.
 8. Aretz M., Corradini C. Moving forward with the redefinition of the Devonian/Carboniferous Boundary // 4th International Congress on Stratigraphy. Strati 2023. 11th – 13th July 2023; Lille - France Book of Abstracts, Lille, 2023. P. 246–247.
 9. Aretz M., Corradini C. Global review of the Devonian-Carboniferous Boundary: an introduction // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*. 2021. V. 101. No. 2. P. 285–293.
 10. Becker R.T., Hartenfels S., Kaiser S.I. Review of Devonian-Carboniferous boundary sections in the Rhenish Slate Mountains (Germany) // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 2021. V. 101. No. 2. P. 357–420.
 11. Becker R. T., Kaiser S. I. Aretz M. Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary // Becker, R. T., Königshof P., Brett C.E. (eds) *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. Geological Society, London, Special Publications. 2016. V. 423. P. 355–386.
 12. Denayer J., Prestianni C., Mottequin B., Hance L., Poty E. The Devonian–Carboniferous boundary in Belgium and surrounding areas // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 2021, V. 101. No. 2. P. 313–356.
 13. Gatovsky Yu. A. Famennian–Tournaisian boundary on the western slope of the South Urals, Russia: new look // *STRATA*, 2015, Série 1, v. 16 (IGCP596–SDS Symposium. Brussels, September 2015). P. 51–52.
 14. Hartenfels S., Becker R. T., Herbig H-G, Wenkun Q., Kumpan T., Vleeschouwer D., Weyer D., Kalvoda J. The Devonian-Carboniferous transition at Borkewehr near Wocklum (northern Rhenish Massif, Germany) – a potential GSSP section // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 2022, V.102. P. 763-829.
 15. Hou H., Ma X., Zhou H., Ogg J.G., Shen Ya. The End-Devonian Hangenberg Event and its aftermath in South China: Stratigraphic and sedimentary records from shallow to deep water facies // *Earth-Science Reviews*, 2022. V. 232, 104137.
 16. Kaiser S., Are M., Becker R.T. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction // *Devonian climate, sea level and evolutionary events*, Geological Society London, Special Publications. 2016. V. 423. P. 387–437.
 17. Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A., Denayer J., Ohar V., Kurilenko A.V., Mychko E.V., Zhaimina V.Ya. Progress in the study of the Devonian-Carboniferous boundary sections in the Berchogur Depression (Mugodzhary Mountains, Western Kazakhstan) // *Paläontologische Zeitschrift*. 2022, V. 96. P. 415–447.
 18. Paproth E., Feist R., Flajs G. Decision on the Devonian–Carboniferous boundary stratotype // *Episodes*. 1991. V. 14. P. 331–336.
 19. Walliser O.H. Pleading for a natural D/C-boundary // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1984. V. 67. P. 241–246.
 20. Walliser O.H. Towards a more critical approach to bioevents. *Global bio-events // A. Crit. Approach. Lect. Notes Earth. Sci.* 1986. V. 8. P. 5–16

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА УФА

Р.Г. Курманов¹, А.С. Проценко², Р.Р. Русланова³, В.В. Овсянников⁴, Г.А. Данукалова¹,
Е.Г. Лаптева⁵, С.Л. Воробьева³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа;

²Республиканский историко-культурный музей-заповедник «Древняя Уфа»;

³Национальный музей Республики Башкортостан;

⁴Ордена Знак Почета Институт истории, языка и литературы УФИЦ РАН;

⁵Институт экологии растений и животных УрО РАН

e-mail: ravil_kurmanov@mail.ru

Территория исследований расположена на восточной окраине Восточно-Европейской равнины на границе с Южным Предуральем. Здесь на Камско-Бельской равнине сближаются две крупные реки Уфа и Белая. Они образуют приподнятое плато с абсолютными отметками 200–220 м, которое круто обрывается в долины рек. Этот водораздельный участок, где размещен город Уфа, сложен терригенными толщами, относящимися к пермской, неогеновой (в древних палеодолинах) и четвертичной системам [1, 2, 10, 13].

В пределах долин р. Белой [5], р. Уфы и ее притоков [7, 14] палинологически детально охарактеризован кинельский надгоризонт региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Предуралья (представлен чебеньковским, карламанским и кумурлинским горизонтами), коррелируемый с концом миоцена и плиоцена. Спорово-пыльцевые составы плейстоценовых осадков Уфимско-Бельского междуречья не изучались, однако они хорошо исследованы на сопредельных территориях: в карьере у д. Воеводское [15] и в разрезах Горново I–III [16]. К голоценовым отложениям особый интерес стал проявляться в современный период, в рамках проведения комплексных археологических исследований. Стоит отметить, что водораздельное пространство достаточно хорошо обследовано в ходе археологических исследований, выявивших здесь более 100 древних памятников различных исторических эпох. Особенно богато представлены памятники раннего железного века и средневековья (позднеголоценовое время, 2,6 тыс. л.н. – ныне) [3, 8, 11]. Большинство материалов спорово-пыльцевого анализа, полученных на этих археологических объектах, не были введены в научный оборот и оставались неопубликованными до сегодняшнего дня, поэтому целью нашей работы стала реконструкция растительности и климата Уфимско-Бельского междуречья в позднем голоцене на основе анализа собственных данных.

Всего были изучены отложения четырех археологических памятников (селища Воронки и Дудкинское I, городище Уфа-II, курганный могильник Чайка-1), одного обнажения (Верхнедудкино) и керн скважины № 16. В литологическом отношении исследованные рыхлые породы были представлены песками, глинами, суглинками, супесями и почвами. Лабораторная обработка образцов проводилась по стандартной методике [4].

Селище Воронки находится на западной окраине г. Уфы, памятник занимает мысовидный выступ коренной террасы правого берега р. Белой. Поселение датируется ранним железным веком (V–IV вв. до н.э.) – кара-абызская культура [9]. Отбор образцов на спорово-пыльцевой анализ проводился В.В. Овсянниковым в 2005 г. Всего палинологическим методом изучено 4 пробы. Определения Е.Г. Лаптевой.

Дудкинское I селище расположено на восточной окраине г. Уфа на высокой пойме р. Уфа, примерно на высоте 3–4 м над урезом воды. Поселение датируется IV–II вв. до н.э. (кара-абызская культура). В 2005 г. В.В. Овсянниковым отобрано 6 проб, проанализировано 5 из них. Определения Е.Г. Лаптевой.

Городище Уфа II находится в историческом центре г. Уфы, на правом берегу р. Белой, на мысу, образованном двумя глубокими оврагами. Культурный слой городища датирован

радиоуглеродным методом в пределах первой половины II – второй половины VII в. На территории памятника обнаруживаются фрагментарные находки и более поздних периодов, культурные слои которых были разрушены в результате закладки и развития г. Уфы в XVIII в. и в последующее время. В 2011–2017 г.г. исследовано 139 проб из 6 разрезов [6]. Отбор образцов и определения Р.Г. Курманова.

Курганный могильник Чайка-1 (курган 8) расположен на высоком мысу первой надпойменной террасы правого берега р. Белой, в 400 м к северо-востоку от детского оздоровительного лагеря «Чайка», в 100 м к юго-западу от здания радиостанции «Алтай», в лесопарковой зоне. Захоронение может быть датировано в пределах VII – первой половины VIII вв. и отнесено к числу погребальных комплексов турбаслинской культуры. В 2014 г. С.Л. Воробьевой на спорово-пыльцевой анализ отобрано 3 пробы. Определения Р.Г. Курманова.

Расчистка №1, Верхнедудкино, находится на левом берегу р. Уфы, в районе остановки «Трамплин» и комплекса «Трамплин». Расчистка сделана в обрыве высокой поймы, уступ покрыт древесной растительностью. Разрез описан и опробован Г.А. Данукаловой в 2013 г. Всего на палинологический анализ взято 45 проб. Определения Р.Г. Курманова.

Глубина скважины №16, пробуренной во дворах на пересечении улиц Аксакова и Свердлова в 2015 г., составила 7 м. Всего палинологическим методом изучено 9 проб. Отбор образцов и определения Р.Г. Курманова.

Изучение разрезов голоценовых отложений с остатками древних культур позволило использовать при геохронологическом датировании материалы археологических раскопок. Благодаря этому нам удалось охарактеризовать смену позднеголоценовой растительности в периоды с V в. до н.э. до II в. н.э. и с IV по IX вв., а также в современный период, когда происходила закладка и развитие г. Уфа (XVI в. и последующее время).

На раннем этапе (V в. до н.э.) на Уфимско-Бельском междуречье были широко распространены липовые леса с примесью сосны и березы (селище Воронки, СП 1, сл. 3, супесь, инт. 0,30–0,35 м). Позже (V–II в. до н.э.) в составе липняков начинают встречаться примеси других широколиственных пород: вяза, дуба, лещины (селище Воронки, СП 2–3, сл. 2, почва, инт. 0,30–0,35 м; селище Дудкинское I, СП 8–9, сл. 1, почва, инт. 0,10–0,30 м). Климат в это время был гумидным и теплым (рис. 1, 2).

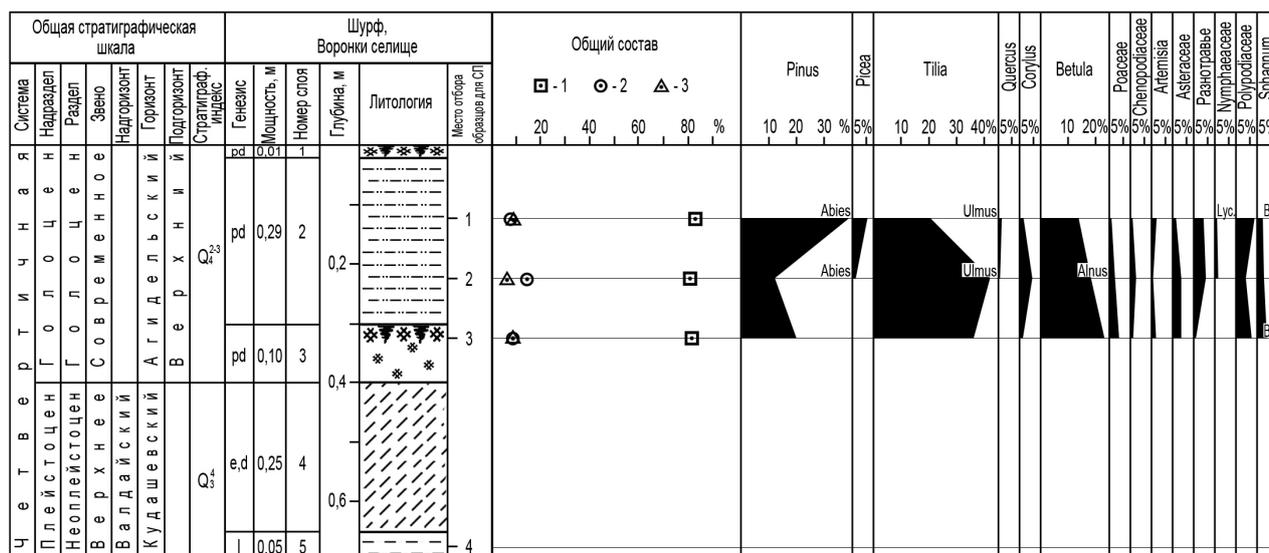


Рис. 1. Разрез верхнеплейстоценовых и верхнеголоценовых отложений селища Воронки и спорово-пыльцевая диаграмма.

Условные обозначения для рис. 1–4: 1 – группа древесно-кустарниковых растений, 2 – группа травянисто-кустарниковых растений, 3 – группа споровых растений. Знаком + показаны места единичных находок пыльцы и спор. Генетические символы фаций: pd – почва, e, d – элювиально-

Позже, на юге Уфимско-Бельского междуречья, на самых ранних этапах функционирования городища Уфа-II (IV в.) были распространены опушки липово-вязовых лесов с примесью дуба, сосны и березы (разрез 2012 г., СП 5–8, сл. 25–28, инт. 2,05–2,40 м; разрез 2017 г., СП 2–4, сл. 25, 26, 28, инт. 2,07–2,38 м; разрезы 2011 года, слои супеси и истлевшей древесины). Луговое разнотравье в этот промежуток времени отличалось максимально высоким видовым разнообразием. Климатическая обстановка была гумидной и теплой.

В дальнейшем (V–VI вв.) на прилегающих к городищу территориях шло увеличение в лесных массивах участия сосны и березы, постепенно сокращалось видовое богатство травянистых растений (разрез 2012 г., СП 9–25, сл. 15–24, инт. 1,23–2,05 м; разрез 2017 г., СП 5–16, сл. 9–24, инт. 0,87–2,07 м, слои супеси и истлевшей древесины). В целом, наметилась тенденция к похолоданию и аридизации климата, в кульминации которой (VII–VII вв.) господствующее положение заняли березовые леса, исчезали дуб и мхи (разрез 2012 г., СП 26–44, сл. 6–14, инт. 0,31–1,23 м; разрез 2017 г., СП 17, сл. 8, инт. 0,80–0,87 м, слои супеси и истлевшей древесины).

Схожая климатическая обстановка, связанная с похолоданием, фиксируется в это же время в северо-западной части Уфимско-Бельского междуречья. Так, в окрестностях курганного могильника Чайка-1 (СП 2, сл. 2, почва из каменной насыпи, инт. 0,30–0,40 м) отмечено распространение сосновых лесов с примесью липы и березы (рис. 4).

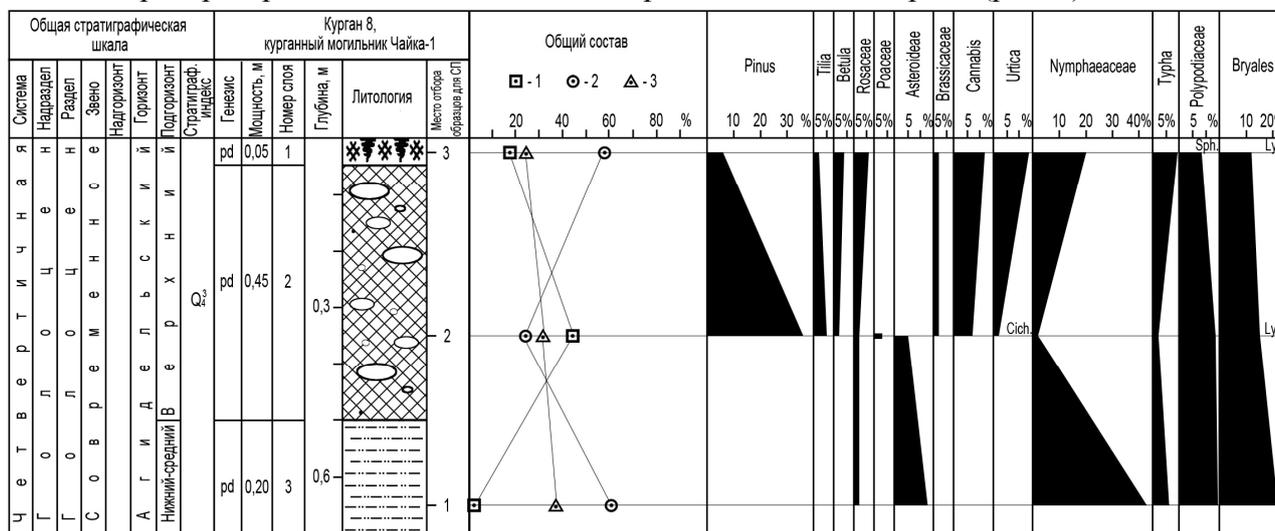


Рис. 4. Разрез голоценовых отложений кургана 8, курганного могильника Чайка-1 и спорово-пыльцевая диаграмма

Сокращенные названия растений: Cich. – Cichorioideae, Sph. – *Sphagnum* sp.

Березовые леса, которые встречались на юге междуречья, в пределах городища Уфа-II, позже сменились липняками (разрез 2012 г., СП 45–49, сл. 2–5, инт. 0,06–0,31 м; разрез 2017 г., СП 18–19, сл. 5–6, инт. 0,52–0,78 м, слои супеси и истлевшей древесины). Климат вновь стал теплым и гумидным.

В более поздний период времени (XVI–XX вв.) на территории г. Уфа, широкое распространение получают открытые пространства, занятые разнообразной синантропной растительностью, встречаются сосновые и сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород (расчистка № 1 Верхнедудкино: СП 1–7, сл. 1–2, почва и супесь, 0,10–0,70 м, скважина 16: СП 1, сл. 1, почва, гл. 1,10 м, городище Уфа-II: СП 50, сл. 1, супесь, инт. 0–0,06 м). Климат становится умеренно-влажным и прохладным.

В целом, климатические изменения, происходившие на территории водораздела, могут быть сопоставлены с раннесубатлантическим потеплением (V в. до н.э. – IV в. н.э.), климатическим минимумом раннего средневековья (V в. н.э. – VIII в. н.э.), началом

климатического оптимума средневековья (IX в. н.э.) и концом малого ледникового периода (XVI в. и последующее время).

Таким образом, благодаря проведенным исследованиям удалось охарактеризовать палинологические составы верхнеголоценовых отложений 11 различных разрезов, что, в свою очередь, позволило получить обобщенные данные о позднеголоценовой динамике растительности и климата в пределах Уфимско-Бельского междуречья.

Работа выполнена в рамках гранта РНФ № 23-78-10057 «Динамика культурного развития и освоения Южного Урала с древности и до вхождения в состав России (IV в. до н.э. – XVI в.): междисциплинарное археологическое исследование» и государственной бюджетной темы № FMRS-2022-0010.

Список литературы

1. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. С. 152-160.
2. Барышников В.И., Камалов В.Г. Тектоника Уфимского «полуострова». Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей / 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21-23 мая 2018 г. СПб: Свое издательство, 2018. С. 374–382.
3. Белявская О.С., Проценко А.С., Курманов Р.Г. Городище Уфа-II. Материалы раскопок 2017 года. Уфа: Первая типография, 2022. 293 с.
4. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
5. Курманов Р.Г. Палинологическая характеристика кинельских отложений по материалам бурения (скв. 38) в долине р. Белой (Уфимский район) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады / 10-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа, 13–15 мая, 2014 г. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 66–68.
6. Курманов Р.Г. Природные и культурные ландшафты «Городища Уфа-II» (обобщение палинологических материалов) // Древние и средневековые общества Евразии: перекресток культур». Международный научный симпозиум, посвященный памяти видного ученого-археолога, профессора, академика Академии наук Республики Башкортостан, доктора исторических наук Н.А. Мажитова. г. Уфа, 6-7 декабря 2018 г. Сборник материалов. Уфа: Мир печати, 2018. С. 227–233.
7. Немкова В.К. Флора и растительность Южного Предуралья в кинельское время // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. С. 143-163.
8. Обыденнов М.Ф. Тайна Уфимских холмов. Уфа: Башкирское книжное издательство, 1986. 112 с.
9. Овсянников В.В. Селище Воронки – ранний памятник кара-абызской культуры. Археология евразийских степей. Ананьинский мир: истоки, развитие, связи, исторические судьбы. Казань: Отечество, 2014. С. 303–313.
10. Ожиганова О.И. О стратиграфии района города Уфы // Очерки по стратиграфии Южного Урала. Уфа: Башгосиздат, 1940. С. 69–80.
11. Проценко А.С. Новые материалы с поселенческих памятников кара-абызской культуры Уфимского полуострова // Уфимский археологический вестник. 2023. Т. 23, № 1. С. 141-149.
12. Савельев Н.С., Овсянников В.В., Курманов Р.Г. Природные и этнокультурные трансформации на рубеже эр в лесостепи Приуралья (по данным городища Акбердино-II) // V (XXI) Всероссийский археологический съезд: сборник научных трудов. Барнаул: ФГБОУ ВО «Алтайский государственный университет», 2017. С. 900–901.
13. Турикешев Г.Т.-Г., Данукалова Г.А., Кутушев Ш.-И.Б. Южное Предуралье: география, геология, тектоника и геоморфология. М.: Инфра-М, 2016. с. 138–140.
14. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. Плиоцен Башкирского Предуралья. М.: Недра, 1965. Т. 2, Ч. 1. 316 с.
15. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Беззубова Е.И. Описание плиоценовых и плейстоценовых отложений, вскрытых в стенках карьера у дер. Воеводское в Башкирии // Флора и фауна Воеводского. Уфа: БФАН СССР. 1980. С. 4–29.
16. Danukalova G., Kurmanov R., Yakovlev A., Osipova E., Zinovyev E., Arslanov Kh.. Palaeoenvironment of the Middle and Upper Neopleistocene at the Gornovo Upper Palaeolithic site (Southern Ural foreland, Russia) // Quaternary International, 2016. Vol. 420. P. 24–46.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАБАРСКОЙ И АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

С.П. Левшунова, Д.А. Горлов, Д.В. Роот, С.Ф. Мигурский, С.Р. Иванова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва
e-mail: lev@vnigni.ru, gorlov@vnigni.ru, root_dv@vnigni.ru, s.migurskij@vnigni.ru*

Аннотация. Объектом исследования является куонамская битуминозная кремнисто-карбонатная сланцевая свита, распространённая в северной и восточной частях Сибирской платформы. Куонамская свита объединяет образования иниканской, шумнинской и других возрастных аналогов свит ранне-среднекембрийского возраста. Районами исследования являлись Анабарская и Алданская антеклизы, непосредственно окружающие Вилуйскую гемисинеклизу. Проведенные геохимические исследования методом пиролиза обширной коллекции образцов (несколько сотен) [1, 2, 3] дополнены данными исследований состава газовой фазы, выделенной из горючих сланцев куонамской формации различными способами [4].

Результаты сравнительной характеристики органического вещества ниже-среднекембрийских отложений Анабарской и Алданской антеклиз Восточной Сибири.

В пределах Анабарской антеклизы образцы отобраны из обнажений рек Большая и Малая куонамка и Муна. (196 образцов). Количество органического вещества (ОВ) колеблется в значительных пределах: от 0,03% в прослоях известняков до 22–23% в глинисто-кремнисто-карбонатных породах, преобладающих в разрезе. Степень катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ) в этой части Анабарской антеклизы колеблется от ПКЗ до МК1-2. Медианные значения водородного индекса составляют 690–700 мл УВ/г ТОС, что характеризует изученные породы как преимущественно богатые и превосходные нефтегазоматеринские.

В юго-восточной части Алданской антеклизы в бассейне реки Юдома установлена несколько другая геохимическая характеристика ОВ, обусловленная развитием депрессионных фаций. Глинисто-кремнисто-карбонатные образования также обогащены ОВ до 10,26% (при преобладающих значениях 2–4%). Дополнительно проведенный люминесцентно-битуминологический анализ показал как очень высокие концентрации хлороформенных битумоидов (0,1–0,32%), так и очень высокую степень битуминизации ОВ ($\beta_{\text{ахл}}$ колеблется от 6,88 до 32,31% при преобладающих значениях около 20%). Значение $T_{\text{макс}}^0$ колеблется от 432 до 465°C (среднее значение – 444,6°C), указывая на пребывание ОВ в разных частях Главной зоны нефтеобразования. Значение Н1 варьирует от 124 до 493 мг УВ/г ТОС, что свидетельствует о наличии в разрезе средних, богатых и очень богатых нефтегазоматеринских пород.

В разрезе единственной проанализированной скв. Усть-Майская 366 (глубиной 1357,2 м), сложенной глинисто-кремнисто-известковыми образованиями в депрессионных фациях иниканской свиты, содержания ОВ также очень высокие: в верхней пачке от 0,92 до 5,18% (среднее значение – 2,76%), в средней пачке – от 1,45 до 11,18% (среднее значение - 5,05%), в нижней пачке от 1,7 до 8,68% (среднее значение – 2,81%). Значения $T_{\text{макс}}^0$ не подвержены резким колебаниям и укладываются в пределы 434–446°C, что свидетельствует о пребывании ОВ в различных частях Главной зоны нефтеобразования. Очень богатыми и превосходными являются глинисто-кремнисто-карбонатные породы верхней и средней пачек со значениями Н1 565–641 мг УВ/г ТОС. Нижняя пачка глинисто-известковистых образований тоже является богатой нефтегазоматеринской толщей со значениями Н1 386-561 мг УВ/г ТОС (среднее значение 421 мг УВ/г ТОС).

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы. Как установлено [1, 2, 3, 5]. Исходное органическое вещество (ОВ) во время накопления кембрийских глинисто-кремнисто-карбонатных углеродистых осадков было планктоно-бактериально-водорослевое.

Его преобразование в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза происходило в восстановительной и резковосстановительной геохимической обстановке. Кроме того, как выявил проведенный авторами анализ, атмосфера на планете Земля в раннем-среднем кембрии была преимущественно водородной, что изначально способствовало обогащению исходного ОВ водородом [5].

Существенным вкладом в познание дальнейшей эволюции ОВ пород нижне-среднекембрийского возраста при разных тектонических процессах явилось исследование состава газовой фазы, выделенной из горючих сланцев куонамской формации различными способами [4]. Методами термической деструкции и механообработки был изучен выход и состав газообразных продуктов горючих сланцев, отобранных в пределах бассейна р. Оленек Анабарской антеклизы. Образцы были отобраны непосредственно с юго-западного склона Оленекского поднятия. Образцы отбирались не только из обнажений, но и из скважин № 6028 и №6048 с глубин 132, 148 и 244м. Термическое разложение образцов горючих сланцев проводили в присутствии воздуха при температуре 900°C, а механоактивацию – в планетарной мельнице. При этом установлено, что максимальный выход газовой фазы наблюдается при термическом разложении сланцев. Установлено, что среди легких углеводородов преобладает метан [4]. Среди неуглеводородных газов нами для чистоты выводов были исключены азот и кислород как попавшие из воздуха. Среди неуглеводородных компонентов доминирует углекислый газ, причем в количествах, иногда превышающих содержание метана. В образце карбонатного аргиллита из обнажений по ручью Расторгуй бассейна реки Оленек резко доминирует водород, причем не только над метаном, но и над углекислым газом.

В геологических процессах рост температур можно ожидать как при погружении толщ, так и при их прогреве поднимающимися глубинными теплоносителями. Как известно, между Анабарской и Алданской антеклизами находится Виллюйская гемисинеклиза, выполненная отложениями куонамской свиты в депрессионных фациях. Как установлено нашими исследованиями [1, 2, 3], нефтегазоматеринские свойства куонамской свиты улучшаются, по мере приближения к Виллюйской гемисинеклизе. Современное залегание куонамской свиты на больших глубинах (8–9 км) в центре Виллюйской гемисинеклизы априори предполагает высокую степень катагенеза заключенного в ней ОВ – апокатагенез с соответствующей генерацией газообразных углеводородов. Нефть (первичная), первоначально генерированная в депрессионных фациях куонамской свиты в зоне «нефтяного окна», вытеснялась газами к бортам Виллюйской гемисинеклизы, по мере ее погружения. Разрез куонамской свиты в пределах Анабарской и Алданской антеклиз в обнажениях насыщен твердыми и полувязкими битумами. Гидролиз карбонатных минералов с выделением углекислого газа начинается при температуре 100°C и протекает особенно интенсивно в интервале температур 180–200°C. Высокая растворяющая способность углекислоты в жестких термобарических условиях установлена как отечественными, так и зарубежными исследователями [6]. Палеотемпературы в зоне апокатагенеза превышают 250°C, что вместе с ростом давления приводит к растворению палеобитумов в куонамской свите с образованием вторичных нефтей. При температуре выше 100°C растворяются лёгкие углеводороды C₁₄–C₁₆. В интервале температур 200–400°C растворяются все фракции нефти. Образовавшиеся вторичные нефти как достаточно тяжелые могут оставаться и в пределах самой Виллюйской гемисинеклизы. Кроме того, максимально высокие палеотемпературы могут оказаться и в зоне контакта на границе с мезозойской складчатостью. Столкновение Сибирской платформы с Верхоянской геосинклиналью привело к дроблению платформы и образованию системы крупных разрывных нарушений. Это обусловило возможность долговременной миграции по ним глубинных теплоносителей, несущих в своем составе не только углекислый газ, но и водород. Последний может также образовываться и в породах, имеющих в своем составе повышенные концентрации радиоактивных элементов. Происходящий при этом радиолиз воды ведет к

высвобождению водорода, который, воздействуя на палеобитумы, ведет к генерации облегченных вторичных нефтей.

Список литературы

1. Горлов Д.А., Левшунова С.П. Прогноз зон раздельного нефтегазонакопления в отложениях куонамской и иниканской свит нижнего - среднего кембрия Восточной Сибири «Геология нефти и газа», № 2, 2022. С. 67–77. DOI 10.31087/0016-7894-2022-2-67-77. EDN SMXQXX.
2. Горлов Д.А., Левшунова С.П., Роот Д.В., Мигурский С.Ф. Нефтегазогеологическое районирование куонамской формации ниже-среднекембрийских отложений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // «Геология нефти и газа», № 6, 2023. С. 67–79. DOI: 10.47148/0016-7894-2023-6-67-79
3. Горлов Д.А. Состав и строение иниканской свиты ранне-среднекембрийского возраста юго-восточной части Сибирской платформы «Успехи современной науки», Т. 10, № 11, 2016. С. 79–84. EDN XERQVD.
4. Л.П. Калачева, А.Ф.Федорова, И.К.Иванова, А.Ф.Сафронов. Исследование состава газовой фазы, выделенной из горючих сланцев куонамской формации различными способами – «Научные труды НИПИ Нефтегаз ГН КАР», №1, 2015. С. 21–26.
5. Левшунова С.П., Горлов Д.А. Некоторые особенности генерации углеводородов в ниже-среднекембрийских отложениях Восточной Сибири - Материалы международной научно-практической конференции «Новые Идеи в геологии нефти и газа – 2023», Ю. М., МГУ, 2023
6. Левшунова С.П. «Неуглеводородные газы и их роль в формировании нефти». М.: «Спутник», 2004. С.99.

МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

С.В. Мичурин, А.А. Шарипова
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: s_michurin@mail.ru

Геохимические особенности самородного золота и присутствие в нем тех или иных элементов-примесей отражают условия его образования [1, 13]. Медь является одной из основных изоморфных примесей в самородном золоте [10–11, 14]. Cu может образовывать с Au твердые растворы и интерметаллические соединения: Cu_3Au – аурикуприд (тетрагональный и кубический), $CuAu$ – купроаурид (кубический), тетра-аурикуприд (тетрагональный), рожковит (ромбический), $CuAu_3$ – кубическая фаза (название не утверждено Международной минералогической ассоциацией) [10]. Соединения системы Cu–Au обычно называют общим термином «медистое» золото [1, 11]. В них почти всегда в той или иной степени входит серебро и они рассматриваются как трехкомпонентные твердые растворы Ag–Au–Cu [10–11].

Медистое золото с высокими содержаниями Cu (до 48,9 мас. % [10]) наиболее часто встречается в родингитах, связанных с альпинотипными гипербазитовыми массивами [8]. Кроме того, самородное золото с большими содержаниями меди встречается в скарновых месторождениях [1]. Минералы системы Cu–Au в заметных количествах отмечаются в медно-никелевых месторождениях Норильского района [10]. Имеются сведения о находках аурикуприда в некоторых Au–Cu-порфировых месторождениях [13–14]. В последнее время медистое золото найдено в составе золото-теллуридно-палладиевой минерализации в габбродолеритах хребта Пай-Хой (Россия) [12].

Нами обнаружено [7, 15] самородное золото с высоким содержанием Cu (32,9–51,7 мас. %) в отложениях рифея в юго-западной части Башкирского мегантиклинория (БМА) в трех различных местах: 1) в Юрматинском антиклинории в Западно-Акташской рудной зоне; 2) в Ямантауском антиклинории в Суранском селлаит-флюоритовом месторождении; 3) в Алатауском антиклинории в Cu-рудопроявлении Толпарово.

В *Западно-Акташской рудной зоне* медистое золото обнаружено в кварц-эпидотовых жилах и прожилках, мощностью 6–7 см и протяженностью около 1,5 м, развитых в эндоконтактовой зоне дайки габбродолеритов [7]. Главными минералами в жилах являются эпидот (40–65%) и кварц (30–55%). В небольшом количестве (<5%) в них присутствуют плагиоклаз, пироксен, амфибол, хлорит, цоизит, которые образуют незакономерные скопления в реликтовых участках габбро. Эпидот замещает мелкозернистые агрегаты цоизита. С эпидотом пространственно ассоциируют редкие кристаллы магнетита, титанита, фторapatита и халькопирита-1, который представлен преимущественно мелкими (2–20 мкм) ксеноморфными выделениями. Халькопирит-2 встречается в виде одиночных кристаллов размером до 5 мм, в которых отмечаются включения эпидота. Кристаллы кварца идиоморфные с зональным строением, подчеркнутым распределением микропойкилитовых включений эпидота, редко плагиоклаза и хлорита. Зерна медистого золота, размером 2–25 мкм, располагаются в виде цепочек, секущих эпидот и кварц. Содержания золота в эпидот-кварцевых жилах составляет 0,3–2,5 г/т [6]. Минералы в кварц-эпидотовых жилах образовывались в следующей последовательности: маложелезистый эпидот → железистый эпидот + халькопирит-1 + магнетит + титанит + фторapatит → кварц → халькопирит-2 → самородное золото.

В *Суранском селлаит-флюоритовом месторождении* медистое золото обнаружено в зеленом флюорите из селлаит-флюоритовой жилы на контакте с габбродолеритами. Во флюорите часто развита вкрапленность кубических кристаллов пирита с примесью до 0,5 мас. % Co, реже Ni, As, Cu. В пирите отмечаются ксеноморфные выделения халькопирита. Изредка они приурочены к зонам роста пирита. Кроме того, на границе зеленого флюорита и

селлаита иногда отмечаются крупные сегрегации халькопирита и выделения маложелезистого доломита. Единичное зерно медистого золота размером около 10 мкм обнаружено в зеленом флюорите вблизи пирита. В этом же образце флюорита установлена обильная тонкая рассеянная вкрапленность бастнезита-(Ce). Последовательность образования минералов в селлаит-флюоритовой жиле: селлаит → флюорит + пирит + халькопирит + доломит + бастнезит-(Ce) + самородное золото. В зоне контакта с габбродолеритами породы обогащены Cu (до 1727 г/т), Ba (до 2153 г/т), Zn (до 1850 г/т), Pb (до 940 г/т) (данные ИСП АЭС [7]).

В *Су-рудопроявлении Толпарово* медистое золото обнаружено в доломит-кальцитовых прожилках из системы трещин скалывания малоамплитудного взброса в верхнерифейских известняках катавской свиты, смятых в синклинальную складку [15]. Золото встречается в виде изометричных и пластинчатых выделений размером 1–5 мкм в ассоциации с пиритом, халькопиритом, доломитом, хлоритом и баритом. Размер зерен халькопирита составляет 3–60 мкм, кубические кристаллы пирита достигают 0,5 мм. В пирите отмечаются примеси Cu (до 1,72 мас. %) и Co (до 0,45 мас. %). В зоне разрывного нарушения и сопряженных ему трещинах отрыва рудная минерализация представлена также борнитом, дигенитом, сфалеритом, которые часто содержат мелкие включения галенита, тетраэдрита-(Zn), виттихенита, гессита, эмпрессита, бисмита. Пары борнит–дигенит и дигенит–сфалерит нередко образуют сростания. По борниту и дигениту развиваются вторичные минералы меди. Последовательность образования рудной минерализации: пирит + халькопирит + самородное золото + борнит + дигенит + сфалерит + галенит + тетраэдрит-(Zn) + виттихенит + гессит → эмпрессит → бисмит + анилит + джирит + ковеллин + азурит + малахит. В зоне разрывного нарушения содержания меди достигают 0,3 мас. %, золота – 0,5 г/т, в сопряженных трещинах отрыва и скалывания концентрации этих металлов соответственно доходят до 134–193 и 0,4–0,5 г/т [15].

Медистое золото из трех различных мест БМА характеризуется сходным химическим составом. Оно содержит близкие и значительные количества меди, примерно одинаковые количества серебра и цинка (табл.), его кристаллохимические формулы почти всегда соответствуют составу $\sim\text{Cu}_3(\text{Au}, \text{Ag})_2$. В литературе имеются сведения о находках медистого золота подобного состава [4, 10, 12, 17]. В одной из россыпей на Северо-Востоке России обнаружена золотина размером около 200 мкм с высокими содержаниями (в мас. %) меди (до 33,3), серебра (до 8,0) и цинка (до 4,2) [4]. Она сложена в основном двумя фазами с составами, отвечающими $\sim\text{CuAu}$ и $\sim\text{Cu}_3\text{Au}_2$. Последнюю из них указанный автор рассматривает как пока еще слабо исследованную фазу медистого золота. Однако в настоящее время не доказано существование такого соединения как самостоятельного минерального вида. Рентгенографические исследования известных находок медистого золота состава $\sim\text{Cu}_3\text{Au}_2$ показывают, что оно, как правило, представляет собой обогащенное медью купроаурид или тетра-аурикуприд [10, 17].

Таблица

Средние химические составы медистого золота в породах Башкирского мегантиклинория

	Западно-Акташская зона	Суранское месторождение	Рудопроявление Толпарово		
Au	58,76	58,05	58,99	53,43	44,66
Ag	5,95	7,41	4,43	4,93	4,11
Cu	32,91	33,05	35,45	40,14	51,69
Zn	1,00	1,03	0,64	1,08	<ПО
Fe	0,78	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Σ	99,37	99,54	99,50	99,58	100,45

Примечание. <ПО – ниже предела обнаружения.

Согласно исследованиям [16], температура фазового перехода CuAu II (35–65 ат. % Au, т.е. Cu₂Au–CuAu₂) в CuAu I (40–60 ат. % Au, т.е. Cu₃Au₂–Cu₂Au₃) составляет приблизительно 385°C. По нашим данным [15] в рудопроявлении Толпарово отложение самородного золота происходило при температурах 285–320°C и давлении около 0.8 Кбар. В Суранском селлаит-флюоритовом месторождении температуры первичных флюидных включений во флюоритах, установленные методом гомогенизации [2], ложатся в интервал 220–270°C. Полученные нами в последнее время данные вакуумной декрепитации указывают на еще более высокие начальные температуры образования селлаита и зеленых флюоритов, составляющие около 360–400°C [5].

Приведенные материалы показывают, что медистое золото в породах БМА характеризуется не только близким, но и сравнительно редким химическим составом. Это касается не только соотношения в нем главных компонентов, но и постоянно присутствующего сходного и сравнительно высокого содержания в нем цинка, который относится к достаточно редким примесям в самородном золоте [4, 10, 13]. Общими минералогическими и геохимическими особенностями медистого золота из всех мест являются его ассоциация с халькопиритом и обогащенность вмещающих пород Cu, реже – Zn, Pb, As, Ba [6–7, 15].

Общей чертой местонахождений медистого золота в Западно-Акташской зоне и Суранском месторождении является их приуроченность к эндо- или экзоконтактам габбродолеритов. По петрохимическим и геохимическим особенностям габбродолериты из Западно-Акташской зоны и Суранского месторождения сходны с габбродолеритами позднерифейского инзерского комплекса [7]. U–Pb возраст этого комплекса согласно данным [3] составляет 721±6,9 млн лет. Это согласуется со временем формирования в Суранском месторождении зеленых флюоритов, которое происходило, как считается [9], между 769±20 и 623±20 млн лет назад (K–Ar данные по флогопиту). В Су-рудопроявлении Толпарово магматические породы не обнажаются, однако оно располагается на линии простираения даек габбродолеритов, также относимых [3] к инзерскому комплексу. Эти факты и сходные специфические особенности химического состава самородного золота во всех местонахождениях, по нашему мнению, указывают, на единый магматический источник Au в них и образование медистого золота в связи с деятельностью постмагматических флюидов.

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

Список литературы

1. Гаськов И.В. Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1359–1376. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.08.004
2. Грановская Н.В., Шахбазьян А.В., Грановский В.А. Температурные условия образования флюоритов Суранского месторождения (Южный Урал) // Геология и полезные ископаемые республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: матлы III Республ. геол. конф. Уфа: ИГ УфНЦ РАН. 1999. С. 167–169.
3. Князев Ю.Г., Князева Ю.Г., Сначев В.И., Каримов Т.Р., Масагутов Р.Х., Быкова Л.С., Утаев М.А., Айдаров Э.М., Алсланова Э.Р. Отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 листа N-40-Уфа». Уфа, 2010.
4. Литвиненко И.С. Медистое золото и серебряно-золотая амальгама в россыпях Юглеровского рудно-россыпного узла (Северо-Восток России) // Вестник ДВО РАН, № 5, 2016. С. 59–68.
5. Мичурин С.В., Казбулатова Г.М., Султанова А.Г. К вопросу о температурах образования селлаита и флюорита в месторождении Суран (Южный Урал) // Геологический вестник, №1, 2024.. С. 64–75. DOI: 10.31084/2619-0087/2024-1-5
6. Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Крупенин М.Т., Даниленко С.А., Савельев Д.Е., Казбулатова Г.М. Известковые скарны в среднерифейских отложениях Акташской площади (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала

- и сопредельных территорий: Сборник статей 13-ой Межрегион. науч.-практ. конф.. Уфа: Мир печати, 2020. С. 94–106.
7. Мичурин С.В., Шарипова А.А. Первые находки медистого золота в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология, №3, 2022. С. 52–65. DOI: 10.17308/geology/1609–0691/2022/3
 8. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера, № 1, 2006. С. 113–134.
 9. Настасиенко Е.В., Сомов М.М. Структурная позиция флюоритового оруденения Западно-Уральского региона и условия локализации рудных тел // Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука, 1991. С. 141–148.
 10. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир. 2002. 216 с.
 11. Чудненко К.В., Пальянова Г.А. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag–Au–Cu // Геология и геофизика, Т. 55, № 3, 2014. С. 449–463. DOI: 10.1016/j.rgg.2014.01.016
 12. Шайбеков Р.И., Сокерина Н.В., Исаенко С.И., Зыкин Н.Н., Шанина С.Н. Золото-теллуридно-палладиевая минерализация – как новый тип в габбродолеритах хребта Пай-Хой (Югорский полуостров, Россия) // Геология и геофизика, № 3 (61), 2020. С. 268–285. doi:10.15372/RGG2019156
 13. Chapman R.J., Banks D.A., Styles M.T., Walshaw R.D., Piazzolo S., Morgan D.J., Grimshaw M.R., Spence-Jones C.P., Matthews T.J., Borovinskaya O. Chemical and physical heterogeneity within native gold: implications for the design of gold particle studies // Mineralium Deposita 56. 2021. P. 1563–1588. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01036-x>
 14. Chryssoulis S.L., McMullen J. Mineralogical investigation of gold ores // Project Development Developments in Mineral Processing. 2016. P. 57–93.
 15. Michurin S.V., Kazbulatova G.M. Cu and Au Mineralization of the Tolparovo Ore Occurrence: Evidence for the Formation of Redbed Copper Occurrences in Neoproterozoic Deposits of the Southern Urals. Minerals 2024, 14, 148. DOI: 10.3390/min14020148
 16. Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E., Massalski T.B. The Au-Cu (goldcopper) system // Bull. Alloy Phase Diagrams. 1987. V. 8. P. 453–474.
 17. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Krause J., Dvornik G.P., Stanley C., Bindi L. Platinum-group minerals (PGM) nuggets from alluvial-eluvial placer deposits in the concentrically zoned mafic-ultramafic Uktus complex (Central Urals, Russia) // Eur. J. Mineral.. 2013. V. 25. P. 519–531.

О КОМПЛЕКСЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Р.Х. Мусин, А.Д. Хамитов

Казанский федеральный университет, Казань

e-mail: Rustam.Musin@kpfu.ru, khamitov07.03@gmail.com

Бурное промышленное развитие многих стран, в том числе и России, привело к масштабному загрязнению окружающей среды и появлению многочисленных и многогранных проблем, связанных с нарушениями экологического равновесия. В связи с этим, в развитых странах резко возрос спрос на качественные натуральные товары, в первую очередь продовольственные. Одно из первых мест в их числе занимает высококачественная природная питьевая вода, при этом особую ценность имеют минеральные природные питьевые воды.

Республика Татарстан (РТ) расположена в пределах Волго-Уральской антеклизы Русской платформы. Одним из наиболее интересных районов Республики в отношении минеральных лечебных вод является её юго-западная часть по правобережью р. Волги (Куйбышевского водохранилища), где приповерхностным развитием пользуется комплекс мезозойских отложений. Площадь развития мезозойских отложений составляет 2870 км², их полная мощность достигает 390 м. Они с размывом залегают на полигенных сульфатно-карбонатно-терригенных пермских отложениях и перекрываются на водоразделах маломощными четвертичными элювиально-делювиальными суглинками, а в речных долинах плиоцен-четвертичными аллювиальными образованиями, толщина которых может достигать 100 м и более. Структурный план пермских и мезозойских отложений характеризуется плавным погружением в южном и юго-западном направлениях с уклонами до 0,004, в этом же направлении нарастает мощность мезозойского комплекса. Он представлен юрскими, в диапазоне от батского до титонского (волжского) ярусов, и меловыми, в интервале от готеривского до кампанского ярусов, морскими образованиями. Их отличительными чертами являются: преобладание в разрезе глинистых пород, преимущественно серая и темно-серая (до черного) окраска, широкое развитие полиминеральных конкреций, обогащенность органическим веществом и фаунистическими остатками [11].

Пермские отложения, вскрывающиеся севернее комплекса мезозойских отложений, представлены образованиями казанского и уржумского ярусов средней перми, а также северодвинского и вятского ярусов верхней перми. Комплекс казанских отложений имеет морской генезис. Его мощность – 100 м. На 55–100% он сложен известняками и доломитами. Подчинённую роль играют гипсы и ангидриты, а также сероцветные глины, алевролиты и песчаники. На некоторых участках отмечается битуминизация пород. Преобладающие мощности отдельных прослоев – 3–5 м. Вышележащая часть пермского разреза представлена чередованием континентальных красноцветных песчаников, алевролитов и глин, содержащих прослой мергелей, известняков и доломитов. Мощности отдельных прослоев – до 5 м. Практически по всему разрезу могут отмечаться гипсы в виде отдельных зерен, корочек, маломощных прослоев и прожилков. Общая мощность уржумских отложений достигает 110 м, а верхнепермских (татарских) – 130 м [11].

Юрская глинистая толща имеет мощность до 120 м. Она содержит прослой тонко-мелкозернистых песков и мергелей. Пески глауконит-кварцевые, мощности их прослоев редко когда превышают 1,0 м. В основном они развиты в основании и прикровельной части юрского разреза, на уровне батского и волжского ярусов. Интересно и важно, что на этих уровнях отмечаются и многочисленные углефицированные растительные остатки, а в волжских отложениях встречаются глины с прослоями горючих сланцев. Содержание органики в последних составляет 18–25% [13]. Мергели также формируют маломощные прослой и конкреции. Наиболее часто они встречаются в центральной части юрской толщи. Практически по всему ее разрезу участками отмечаются выделения гипса в виде мелких

зерён и корочек, мелкая вкрапленность пирита, а также лимонит-гипсовые и железистые конкреции. В крайней юго-западной части РТ, в области максимального погружения юрских образований и максимальной мощности мезозоя в целом, отмечается размыв пермских отложений вплоть до верхнеказанского подъяруса включительно [1].

Меловые отложения развиты на площади ~1500 км². Нижнемеловые образования общей мощностью до 210 м во многом подобны юрским. В разрезе преобладают глинистые породы. Также отмечаются конкреции мергелей, тонкая вкрапленность пирита, выделения гипса. Присутствуют прослои глинистых сланцев с обильным растительным детритом. Основной объем невыдержанных прослоев (до 1,0 м) песчаников, реже мергелей приходится на альбский ярус. В верхнем отделе мощностью до 62 м наряду с глинами довольно широким распространением пользуются песчаники, мергели, мел и опоки. Мергели и опоки участками являются цеолитоносными [1, 11]. В охарактеризованной осадочной толще формируются подземные воды (ПВ), образующие типичные междуречные и долинные потоки по [12]. Области их питания являются водораздельные пространства, а основными областями разгрузки – речные долины. Рассматриваемый район отличается хорошей геолого-гидрогеологической изученностью. В 1990-х гг. здесь были проведены геологическая съемка масштаба 1:50000 и эколого-гидрогеологическая съемка масштаба 1:200000, а в 2019–2020 гг. – масштабный мониторинг качественного состояния ПВ. Аналитика составов ПВ включала основные интегральные показатели, содержания макро-, мезо- и ряда микрокомпонентов; всего 36 параметров и компонентов. Статистическая обработка разновременного гидрогеохимического материала показала отсутствие значимых изменений во времени качественных показателей ПВ [5, 6]. На основе этого разновременного фактического аналитического материала авторами были составлены гидрогеохимические карты масштаба 1:200000 на 7 гидростратиграфических уровней – плиоцен-четвертичный, меловой, юрский, татарский, уржумский, верхне- и нижнеказанский. Были выявлены латеральная и вертикальная гидрогеохимические зональности, определяемые комплексом природных факторов: интенсивностью водообмена, минералого-геохимическими особенностями водовмещающих сред и характером питания. В обобщенной форме данные зональности отражены в [7, 8]. В целом, ПВ в области развития мезозойских и в их пермском обрамлении обладают широко варьирующими составами (табл.), при этом основной вклад в это оказывают мезозойские отложения.

Преобладание в разрезе мезозойских глинистых пород определяет затрудненный характер водообмена. Это обуславливает более высокие значения минерализации и концентраций многих компонентов в родниковых водах мелового и юрского слабоводоносных комплексов в сравнении с родниковыми водами пермских отложений. Подобная картина отмечается и для ПВ, опробованных в скважинах на одних и тех же глубинах. Более масштабное нарастание минерализации с глубиной в водораздельных областях развития мезозойских образований в сравнении с водоразделами, сложенными пермскими образованиями (в этих областях наряду с латеральной фильтрацией проявлено нисходящее перетекание), следует из сравнения концентрационных градиентов [9]. Так для глубинного уровня до 50 м они составляют (мг/л*м, первые цифры для мезозойских пород, вторые – пермских): 7,9–15,0 и 6,4–8,5; а для глубин 50–100 м: 3,5 и 0,9–2,0. Другой отличительной чертой мезозойских комплексов является снижение общей жесткости с глубинного уровня 100 м за счет выпадения в осадок карбонатов кальция и магния вплоть до развития содовых (HCO₃/Na) вод (рис. 1). Аналогичная картина фиксируется в пермских отложениях, залегающих под мезозойскими, тогда как при отсутствии последних до глубин 150 м происходит последовательное нарастание жесткости параллельно с минерализацией.

Таблица. Особенности состава подземных вод

Индекс комплекса	Кол-во проб	Минерализация расчётная (min–max), мг/л	Жесткость (min–max), ммоль/л	Преобладающий тип воды
N_2-Q	32	262–1304	3,2–15,7	$HCO_3/Mg-Ca$ $HCO_3-SO_4/Mg-Ca$
K	59	325–1035	1,7–11,9	HCO_3/Ca $SO_4-HCO_3/Mg-Ca$
J	159	267–3398	1,5–26,3	$HCO_3/Mg-Ca$ HCO_3-SO_4 и $SO_4/Mg-Ca-Na$ и Na
P_{3t}	283	237–2253	2,4–21,0	$HCO_3/Mg-Ca$ $HCO_3-SO_4/Ca-Mg-Na$
P_{2ur}	535	374–3238	0,7–28,1	$HCO_3/Mg-Ca$ HCO_3-SO_4 и $SO_4/Mg-Ca-Na$ и Na
P_{2kz_2}	174	531–7173	3,5–57,0	$HCO_3/Mg-Ca$ SO_4/Ca , $Mg-Ca$ и $Na-Mg-Ca$; $Cl-SO_4/Ca-Mg-Na$ и $Na-Mg-Ca$
P_{2kz_1}	33	616–7173	6,4–57,0	$HCO_3/Mg-Ca$ $SO_4/Ca-Mg-Na$ и $Na-Ca-Mg$; $Cl-SO_4/Ca-Mg-Na$ и $Na-Mg-Ca$

Примечание. В последнем столбце: в числителе – тип (типы) наименее минерализованных ПВ, в знаменателе – наиболее минерализованных вод; типы воды – согласно [10].

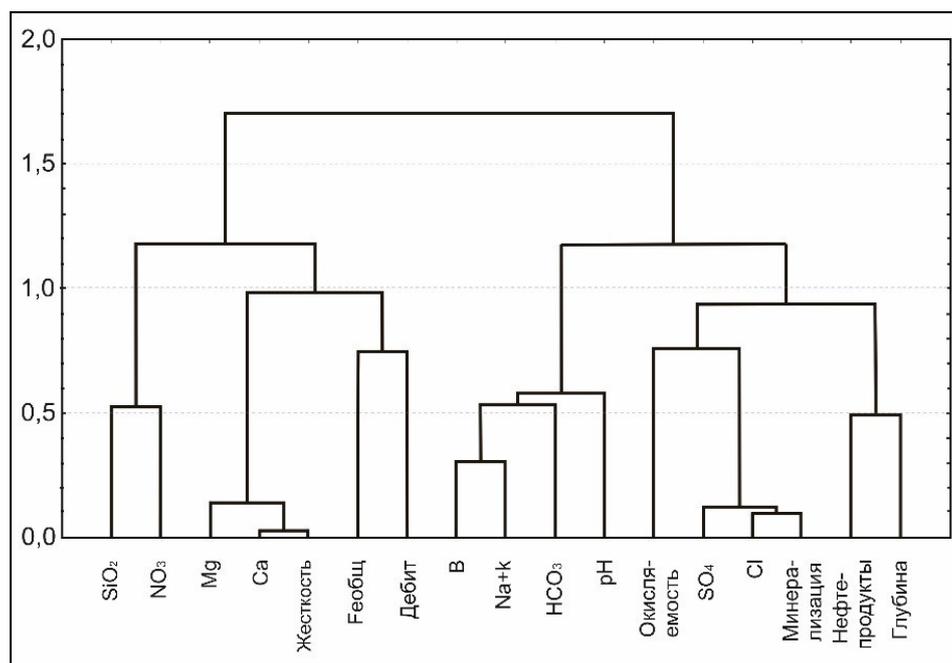


Рис. 1. Кластер-диаграмма связей компонентов и параметров состава ПВ юрского комплекса (30 проб, мера связи – коэффициент корреляции Пирсона ($I-r$))

Обогащенность мезозойских отложений органическим веществом и широкие вариации состава содержащихся в них ПВ обуславливают возможность формирования минеральных вод, лечебные свойства которых определяются органическим веществом, а также минеральных вод группы “без специфических компонентов и свойств” по Иванову В.В. и Невраеву Г.А. Именно такого типа минеральные воды выявлены к настоящему времени в поле развития мезозойд. При этом наиболее известной является вода торговой марки

“Волжанка”, разливаемая в пос. Ундоры (Ульяновская область), расположенном в 4–5 км южнее границы РТ. Водорастворенное органическое вещество в этих ПВ ($C_{орг}=5-10$ мг/л) в основном выщелачивается из фаунистических и битуминозных остатков пород волжских отложений (J_3v) [4]. Подобного типа ПВ в последние 10 лет выявлены и в РТ. Водозаборная скважина глубиной 125 м, вскрывающая батские отложения (J_2bt), и цех розлива находятся в пос. Большие Тарханы (в 15 км северо-восточнее пос. Ундоры). Вода реализуется как “Тарханская–3”. Она имеет $SO_4-HCO_3/Mg-Ca-Na$ состав и минерализацию 0,8–1,1 г/л. Концентрация органического углерода составляет 5–8 мг/л, при этом предполагается, что обогащение органическим веществом происходит за счет битумных залежей в разрезе пермских отложений [3].

На Тарханском месторождении еще двумя близрасположенными скважинами вскрываются минеральные лечебные воды “без специфических компонентов и свойств”. Скважина № 1 глубиной 36,4 м вскрывает $SO_4-HCO_3/Na-Mg-Ca$ воды с минерализацией 1,2–1,6 г/л в песчаниках волжского водоносного горизонта (J_3v). Скважина № 4 каптирует татарские отложения (P_3t), залегающие под мезозойскими образованиями. Ее глубина 150 м. ПВ имеют минерализацию 1,3–2,6 г/л при HCO_3-SO_4/Na составе.

Анализ обширного гидрогеохимического материала свидетельствует, что в поле развития мезозойских и в подстилающих их пермских отложениях возможны проявления и другого типа минеральных вод. В первую очередь это кремнистые воды в поле меловых отложений, характеризующихся наличием в разрезе опок. Содержания кремнекислоты в виде SiO_2 здесь могут достигать 46 мг/л, при среднем значении 28 мг/л, тогда как на других уровнях гидрогеологического разреза средние концентрации SiO_2 находятся в пределах 10–14 мг/л. Вторым типом могут выступать железистые воды. Обогащенность мезозойских образований органическим веществом определяет проявление относительно восстановительных условий, что благоприятно для миграции закисного железа. Известные его максимальные концентрации составляют (мг/л): 4,1 в ПВ юрского комплекса и 12,0 в водах подстилающих отложений. Но по устным данным некоторых исследователей – в нижней части обрывистых склонов правобережья Волги, сложенных юрскими отложениями, фиксируются родники, на выходе которых отмечаются многочисленные бурые охры гидроокислов железа. Третьим дополнительным типом минеральных лечебных вод являются сероводородные ПВ, наличие которых весьма вероятно в разрезе отложений казанского яруса в пространственной близости с битумными залежами. В рассматриваемом районе известны 12 битумопроявлений в верхнеказанских карбонатных породах. На Тарханской площади в 1955 г. пласт верхнеказанских битумоносных доломитов мощностью 3–6 м был испытан и в результате получен приток сероводородной воды с плёнкой битума [2]. Кроме этого, в районе с. Сюкеево (правобережье Волги, примерно северная граница развития юрского комплекса) ещё в XIX в. использовались сероводородные источники, формирование которых связывают с наличием битумной залежи в верхнеказанских доломитах [3]. Источником сероводорода являются сульфат-ионы, восстановление которых происходит за счет взаимодействия с органическим веществом битумов.

Список литературы

1. Геологические памятники природы Республики Татарстан / Научн. ред. В.В. Силантьев. Казань: Акварель-Арт, 2007. 296 с.
2. Геология и освоение залежей природных битумов Республики Татарстан / Под ред. Р.С. Хисамова. Казань: Изд-во “Фэн”, 2007. 295 с.
3. Ибрагимов Р.Л., Бердников Т.Г., Павленко Н.К. Перспективы поиска и особенности формирования минеральных вод в Тетюшском районе Республики Татарстан // Георесурсы. 2013. № 1 (51). С. 40–43.
4. Курочкин В.Ю., Федоров А.А., Хорошавина Е.И., Бердников Т.Г., Ибрагимов Р.Л. Минеральные воды Тарханского месторождения с. Большие Тарханы Тетюшского муниципального района Республики Татарстан // Курортная медицина. 2019. № 4. С. 10–17.

5. Мусин Р. Х., Галиева А. Р., Ахметова А. А., Хамитов А.Д. Характер и динамика изменения во времени химического состава пресных подземных вод в Республике Татарстан //Сборник научных трудов III научно-практической конференции по вопросам гидрогеологии и водообеспечения. Ижевск: Изд-во типография «МарШак», 2021. С. 45–52.
6. Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Хамитов А.Д. Особенности трансформации во времени состава пресных подземных вод в Республике Татарстан // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2023. Т. 165, кн. 3. С. 427–446.
7. Мусин Р.Х., Хамитов А.Д., Ахметва А.А., Нуриев И.С. Роль комплекса мезозойских отложений в формировании состава подземных вод в Республике Татарстан // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы XIV Межрегиональной науч.- практической конференция, Уфа, 23–26 мая 2022 г. Москва: Изд-во «Перо», 2022. С. 111–116.
8. Мусин Р.Х., Хамитов А.Д., Калкаманова З.Г. Геохимия и условия формирования состава подземных вод в области развития мезозойских отложений в Республике Татарстан //Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2023. № 2. С. 67–81.
9. Нуриев И. С., Мусин Р. Х. Ресурсы и условия формирования состава пресных подземных вод в Предволжском регионе Татарстана // Водохозяйственные проблемы и рациональное природопользование: материалы всерос. научн.-практ. конф. в 2 ч. /Орен. ун-т, Перм.ун-т. Оренбург-Пермь, 2008. Ч.1, С. 239–244.
10. Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. 12 с.
11. Сводная геологическая карта доплейстоценовых отложений Республики Татарстан масштаба 1:200000. Пояснительная записка. Казань: Изд-во “Арника”, 1997. 118 с.
12. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. М.: Изд-во КДУ, 2009. 334 с.
13. Korolev, E.A. Oil shale of the Middle Volga region: Composition, structure, energy properties / E.A. Korolev, A.A. Eskin, A.E. Korolev, E.R. Barieva, I.A. Khuzin // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2021, 808(1), 012025.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНЫЙ ПРИИСК (АВЗЯНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

В.Н. Никонов

Уфимский университет науки и технологий, Уфа

e-mail: nikon-ufa@mail.ru

В результате геологоразведочных работ под руководством автора сложились следующие представления о строении месторождения Горный Прииск и генезисе оруденения. Месторождение представлено окисленными рудами коры выветривания. Контур коры имеет овальную в плане форму и необычную для Южного Урала широтную ориентировку длинной оси. Кора выветривания в плане обрамлена монотонными кварцитами зигальгинской (по другому мнению – машакской) свиты среднего рифея. Необычен для региона вертикальный размах корообразования – самая глубокая скважина предшественников С-194 глубиной 360 м не вышла из рыхлой ожелезненной толщи [Ларионов 1985ф], причем почти вся масса выветрелых пород представляет собой зону аэрации атмосферных осадков, линзы подземных вод имеют локальное развитие.

В коре выветривания многочисленны обильные обломки жильного кварца различной размерности (от долей миллиметра до 30–50 см), пород с обильными псевдоморфозами лимонита по пириту (до образования гнезд сплошных бурых железняков), первичные и вторичные ореолы рассеяния мышьяка, в меньшей мере свинца, цинка, меди, сурьмы, отмечены реликтовые микрозерна пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, блеклых руд. В обломках жильного кварца установлены температуры гомогенизации газовой-жидких включений в диапазоне 236–349° [1, 2]. Включения преимущественно хлоридно-магниевого, во вторичных агрегатах отмечена также уголекислота. С учетом плотности флюидных включений температура гидротермального процесса с поправкой на давление оценивается в 250–400°. Среди кварцевых агрегатов макроскопически выделяются две в разной степени ожелезненные разновидности – белый крупнозернистый и серый, голубовато-серый тонкозернистый до халцедоновидного.

Северо-восточнее от контура коры в обрамляющих ее кварцитах прослеживается зона брекчий видимой мощностью 20–40 м, дугообразная в плане, с прожилково-гнездовым окварцеванием и лимонитом по прожилкам и вкрапленности пирита. Длинная ось контура коры наследует зону пологих широтных дислокаций, поперечных к генеральной субмеридиональной структуре района.

В поле силы тяжести рудоносная кора выветривания выражена как южный фрагмент интенсивной отрицательной аномалии.

Установлено хаотическое перемешивание в глинисто-песчано-глыбовой массе самых разнообразных горных пород – кварцитов, песчаников, разно окрашенных (черных, серых, зеленовато-синеватых) сланцев, жильного кварца и магматических пород вулканического облика, по химическому составу – риодацитов и базитов.

На основе установленных в ходе разведки фактов можно сделать следующие выводы:

1. Золотоносная кора выветривания локализована на сопряжении падающей на восток субмеридиональной зоны дробления взбросо-надвиговой кинематики и широтного тектонического нарушения неясного кинематического типа. Здесь имело место объемное дробление пород в цилиндрической структуре с их последующей гидротермальной проработкой.

2. Тип золоторудной минерализации в коренном субстрате коры выветривания изначально представлял собой штокверковую сеть сульфидно-кварцевых жил и прожилков по объемным брекчиям с повышенной концентрацией в пределах отдельных рудных зон.

3. Морфология коры выветривания позволяет в первом приближении предположить ее объемную модель – «сдавленный» по меридиональной оси крутопадающий цилиндр либо опрокинутый конус, вложенный в кварцевую толщу зигальгинской (машакской?) свиты.

4. Риодациты и базиты в коре выветривания представляют собой обломки глубоко залегающей кузьелгинской подсвиты машакской свиты, подстилающей кварцевую толщу зигальгинской свиты, взломанные и выброшенные наверх тектоническими (либо тектоно-взрывными?) процессами. Не исключается также и локальная «постмашакская» активизация кислого магматизма; в таком случае магматизм носит очаговый субинтрузивный или субвулканический характер. Косвенно на такую возможность указывают приуроченность месторождения к отрицательной гравитационной аномалии и наличие в терригенных породах биотита – типичного индикатора контактового метаморфизма.

Обломки зелено-серого цвета с явно выраженной макроскопически порфировой структурой отмечались здесь и ранее геологами – съемщиками. На этом основании А.В. Кузнецов [1967ф] предположил наличие на площади месторождения Горный Прииск фрагментарных выходов кислой вулканической толщи кузьелгинской подсвиты машакской свиты, слагающей основание среднерифейской серии. Последующие исследования, включая отчетные работы, не подтвердили наличие выдержанных геологических тел кислых вулкаников сколько-нибудь заметного, реально картируемого размера. При исследовании вещественного состава окисленных руд коры выветривания в ОАО Институт Унипромедь [Семидалов, 2000ф] отмечались рассеянные в песчано-глинистой массе многочисленные мелкие (дресвяной и щебнистой размерности) обломки выветрелых магматических пород вулканического (базитового и риолитового) облика.

Нами на поверхности месторождения и в керне скважин найдены разрозненные обломки зеленовато-серых пород порфирового облика с тонкозернистой основной массой и вкрапленниками кварца и плагиоклаза размером до 7–8 см. (Рис. 1). Микропетрографическая характеристика пород приведена ниже в таблице 1.

Таблица 1. Микропетрографическая характеристика кислых вулкаников

Название породы	Порфиновый риодацит
Структура	Порфировая; основная масса – гиалопелитовая, кварц-сферолитовая
Текстура	Массивная с элементами флюидальности
Породообразующие минералы:	Вкрапленники - кварц оплавленной, оскольчатой формы, кислый полевой шпат (альбит). В основной массе – кварц и микролиты плагиоклаза игольчатой, призматической формы
акцессорные минералы	Сфен – псевдоморфозы по порфировым вкрапленникам.
Вторичные изменения	эпидот (цоизит), соссюрит, гидрослюда, серицит, хлорит, карбонаты

Химический состав обломка кислых пород отражен в таблице 2.

Таблица 2. Химический состав обломка кислых магматических пород в коре выветривания

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+ Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Собщ	ппп	сумма
69,67	0,34	15,34	3,64	0,05	1,42	3,56	3,27	1,37	0,014	0,001	1,98	100,66

Примечание: силикатный анализ выполнен в лаборатории ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа.

Согласно вышеприведенным данным, породы относятся к риодацитам. Развитие вторичных хлорита, цоизита, карбоната, возможно, привело к снижению содержания кремнезема и щелочей по сравнению с исходной неизменной породой.

Породы, петрографически и петрохимически аналогичные вышеописанным, характерны для вышеупомянутой кузьелгинской подсвиты машакской свиты. Геохимическим отличием обломков риодацитов в коре выветривания на Горном Прииске от

петрохимически сходных с ними вулканитов машакской свиты на хр. Шатак является аномальная бедность первых редкоземельными элементами.

5. Аномальная глубина и мощность зоны объемного дробления и хаотичного перемешивания геологических толщ разного состава, генезиса и стратиграфической принадлежности, превращенных в рудоносную кору выветривания в цилиндрической структуре, наводит на мысль о природно-взрывном характере дробления пород.

6. Еще в начале 2000-ых годов на месторождении Горный Прииск было установлено и подтверждено последующими работами чашеобразное строение оруденения, выраженное в плане и разрезе коры выветривания. На поверхности и в разрезе коры выделяются разноразмерные фрагменты относительно сохранивших исходный облик коренных пород — сланцев, песчаников, кварцитов, бурых железняков и др. Они укладываются в подобие концентрически-зональной структуры, с постепенным увеличением к периферии коры количества и размеров (до крупноглыбовых) кварцитовых обломков. Основная масса пород коры выветривания розовато-серая, зеленоватая, прослоями синеватая, буровато-желтая; имеет преимущественно песчано-алевритовую размерность. Ее минеральный состав: кварц, обломки пород, хлорит, биотит, серицит, гидрослюда, каолин. Характерны линзы и прослои талькоподобных обеленных мучнистых агрегатов, мылких на ощупь (по данным ОАО «Институт Унипромедь», 2000 г. – пиррофиллит).

Сама кора выветривания представляет овальный в плане цилиндрический «провал» издробленных пород на вершине кварцитовой сопки, заполненный смесью пород разного состава, в т.ч. обильными обломками кислых и основных вулканических пород (трубка взрыва?). В изученном интервале геологического разреза выделяется сложно построенная рудная залежь с ярусно расположенными мультислойными в разрезе составляющими, с их падением к центру структуры. Анизотропия в строении этих залежей проявлена в наличии обогащенных рудных зон северо-восточного (аз. 30–45°) простирания – Западной и Восточной.



Рис. 1. Обломок порфирового риодацита в коре выветривания месторождения Горный Прииск (натуральная величина)

Первичный (эндогенный) состав руд достоверно не установлен в связи с тем, что самые глубокие скважины не вышли из коры выветривания. Предположительно это была штокверкоподобная структура в зоне объемного дробления с сульфидно-кварцевой прожилковой минерализацией. Судя по редким реликтам сульфидов и геохимическим характеристикам, сульфиды были представлены в основном пиритом с примесью арсенопирита и очень редкими акцессориями – халькопиритом, сфалеритом, галенитом,

блеклыми рудами и др. Эндогенное оруденение подверглось существенной переработке в коре выветривания с образованием ярусно расположенных мульдообразных рудных залежей окисленных руд. Пирит практически нацело замещен гидроксидами железа с образованием вкрапленности, реже гнезд плотных бурых железняков (рис. 2), играющих роль концентраторов золота.

7. Золото в коре выветривания практически нацело представлено свободными чешуйками сложной прихотливой формы размером менее 100 микрон (как правило, не более 50 микрон). Такая морфология золота определяет очень высокую скорость растворения золота в цианидах.

8. Единственным четко выраженным геохимическим спутником золота является мышьяк (до 0,3 %). Содержание серебра в руде обычно не более 1 г/т. Содержания остальных халькофилов (Cu, Zn, Pb, Sb и др.) – не более сотых долей процента.

9. Оруденение не имеет явно выраженных геологических границ и выявляется непрерывным опробованием коры выветривания.

10. Оруденение не полностью оконтурено на северном и южном флангах месторождения. Достигнутая глубина разведки не превышает 80 м, в основном составляет 50 м. Имеются предпосылки для поисковых работ на более глубоких горизонтах.



Рис. 2. Обломок бурого железняка в окисленной руде месторождения Горный Прииск (натуральная величина)

Список литературы

1. Шарипова А.А. и др. Жильный кварц из рудопроявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термодатиметрические особенности // Вестник Пермского университета. Геология, Т.16, № 3, 2017. С. 216–232.
2. Шарипова А.А. Минералогические и геохимические особенности месторождений и рудопроявлений золота Авзянского рудного района (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. на соискание ученой степени к.г.-м.н. Уфа. 2021. 27 с.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ОПРОБОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОД КАТАВСКОЙ СВИТЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ С. ИНЗЕР (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.П. Парфирьев, К.Н. Данукалов, И.В. Голованова, Р.Ю. Сальманова
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
e-mail: parfirjev.nikita@yandex.ru

Начиная с 2018 года основным направлением исследования палеомагнитной группы сотрудников ИГ УФИЦ РАН является изучение красноцветных отложений кратауской серии верхнего рифея, к которой относится катавская свита. Продолжительная работа в рамках одной тематики принесла свои плоды и за годы работы был отобран и обработан большой объем материала, по результатам изучения которого в свет вышел ряд работ, посвященных как получению качественных палеомагнитных направлений и обоснованию первичности высокотемпературной компоненты (ВТК) намагниченности, так и исследованию зон частой смены магнитной полярности, на основе которого была оценена скорость осадконакопления и проведены циклостратиграфические исследования [1, 4, 6]. После подробного изучения достаточно протяженных разрезов катавской свиты в д. Толпарово, д. Галиакберово и г. Юрюзань появилась необходимость в опробовании новых разрезов с целью получения дополнительных данных для уточнения и подтверждения выводов, сделанных в вышеупомянутых работах. Для осуществления поставленных целей был проведен рекогносцировочный отбор двух разрезов катавской свиты в окрестностях с. Инзер.

Оба обнажения сложены в основном красноцветными массивными известняками и доступны для изучения. Первый разрез (Инзер 1) расположен на правом берегу руч. Улуелга (левый приток р. Шура), в 3,3 км западнее моста через р. Бол. Инзер у с. Усмангали. В нижней части разреза обнажается тектоническая складка, с которой была отобрана коллекция из 24 образцов для проведения теста складки, свидетельствующего, в случае выполнения, в пользу доскладчатости запечатленной в породах намагниченности. Еще 12 образцов были отобраны последовательно снизу-вверх по разрезу. Также был проведен отбор коллекции образцов в количестве 25 штук из второго разреза (Инзер 2), расположенного вдоль железной дороги юго-восточнее с. Инзер.

Исследования проводились по общепринятой методике. Коллекции штуфов распиливались на кубики ребром 2x2 см, подвергались ступенчатому размагничиванию вплоть до 700 °, где это было необходимо, после каждого шага образцы измерялись на спин-магнитометре JR-6 (Agico, Чехия). Компонентный анализ проводился при помощи пакета программ Р. Энкина [5], графические построения были выполнены в программе PMTools [2].

В нижней и средней частях разреза Инзер 1 основным носителем намагниченности является магнетит, в 10 образцах из верхней части разреза выделяется гематитовая компонента. В разрезе Инзер 2 основным носителем намагниченности является гематит.

Элементы залегания крыльев складки из разреза Инзер 1 составляют ~ 210/75 ° для левого крыла и ~ 85/50 ° для правого крыла. На стереограмме в географической системе координат направления из каждого крыла складки и для верхней части разреза формируют отчетливые кластеры (рис. 1 а1, а2, а3). В стратиграфической системе координат все образцы образуют один достаточно кучный кластер, для удобства антиподированный в северо-восточный сектор стереограммы и средним направлением: $D_s - 34.5^\circ$, $I_s - 44.7^\circ$, $K_s - 40.7$, $\alpha_{95} - 4^\circ$ (рис. 1 б), что соответствует слегка повернутому среднему направлению для катавской свиты (табл. 1). Тест складки уверенно положительный.

В разрезе Инзер 2 направления группируются в северо-восточном и юго-западном секторах стереограммы (Рис. 1 в). Предположительно, при более детальном отборе возможно будет провести тест обращения. После антиподирования юго-западных векторов к северо-восточным было получено среднее направление для разреза: $D_s - 36^\circ$, $I_s - 40.0^\circ$, $K_s - 34$, $\alpha_{95} - 5^\circ$ (рис. 1 г). Как и в разрезе Инзер 1 направление характерно для катавской свиты, но слегка

повернуто относительно остальных катавских разрезов на территории Южного Урала (табл. 1). Подобное смещение было отмечено ранее в работе В.Э. Павлова и М.Т. Крупенина [3], новые данные подтверждают их вывод о вращении инзерского блока катавской свиты.

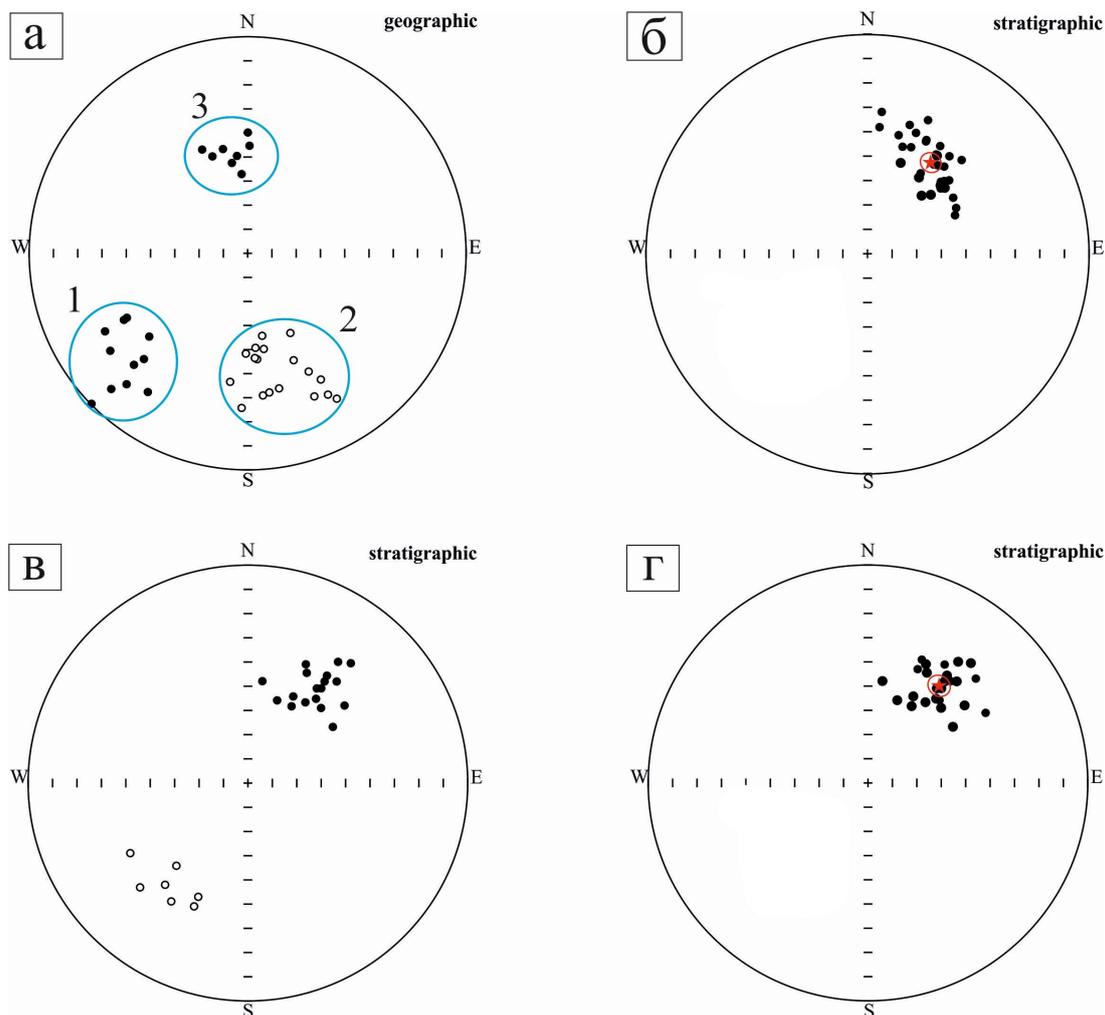


Рис.1. а) распределение палеомагнитных направлений в географической и б) стратиграфической системах координат для разреза Инзер 1; в) биполярное распределение палеомагнитных направлений в стратиграфической системе координат и г) осредненные палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат для разреза Инзер 2

Таблица 1. Средние палеомагнитные направления для изученных разрезов катавской свиты

Изученный разрез	nn	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
		Dg	Ig	k	α_{95}	Ds	Is	k	α_{95}
Галиакберово	13	34,6	29,5	54,2	5,7	54,8	22,9	42,1	6,5
Юрюзань	70	32,9	20,7	33,0	3,0	52,2	33,5	38,1	2,8
Инзер 1	36*	2,9	28,7	4,4	13,6	34,5	44,7	40,7	4
Инзер 2	25*	63	42,2	34	5	36	40	34	5

Примечание: Для разрезов Юрюзань и Галиакберово представлены среднесайтовые направления, для разрезов Инзер 1 и 2 средние направления по образцам (отмечено звездочкой).

По данным, полученным из двух разрезов, были построены графики распределения склонения (D) и наклонения (I) (рис. 2, 3). В разрезе Инзер 1 запечатлена одна инверсия магнитного поля и предшествующие ей три отскока по наклонению, которые мы считаем аномалиями. Для изучения инверсий магнитного поля разрез малоинформативен. Разрез

Инзер 2 оказался более представительным. В нижней и верхней части обнаружены смены полярности, между которыми имеется два отскока по склонению и наклонению и еще один отскок только по склонению, возможно, аномальный. Разрез представляет интерес для более детального отбора с целью изучения морфологии и возможной закономерности смены магнитной полярности.

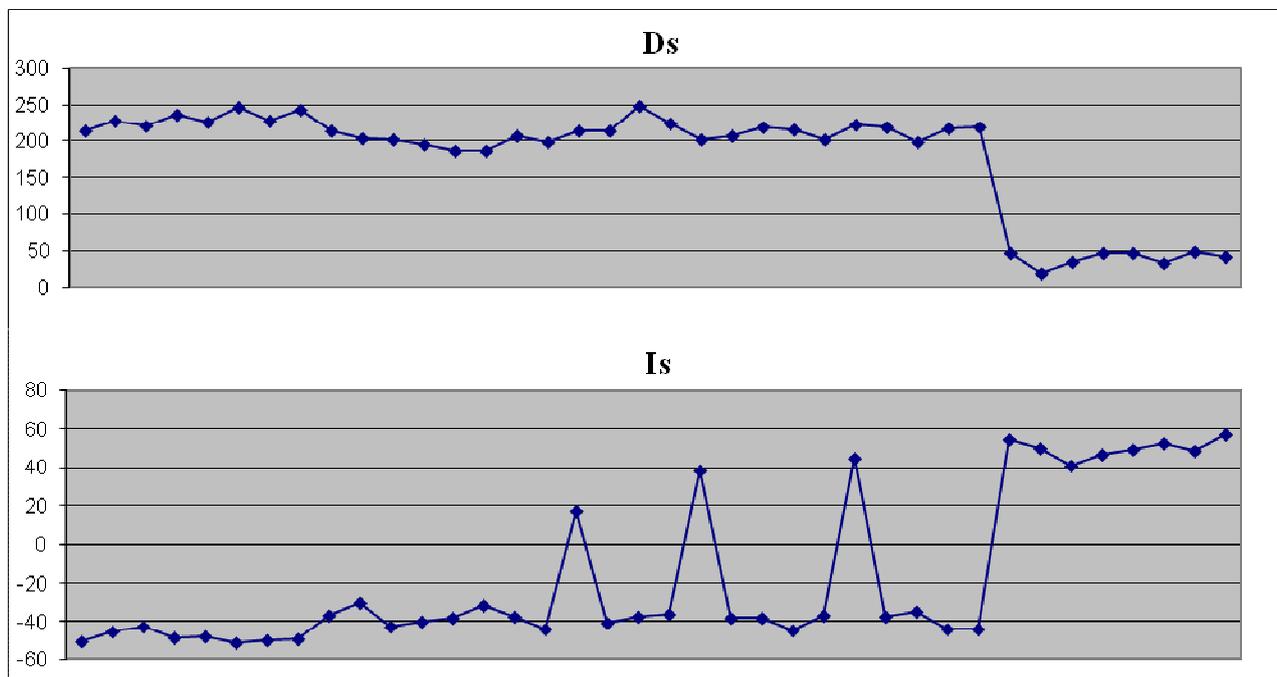


Рис. 2. Распределение направлений намагниченности по склонению (D) и наклонению (I), разрез Инзер 1

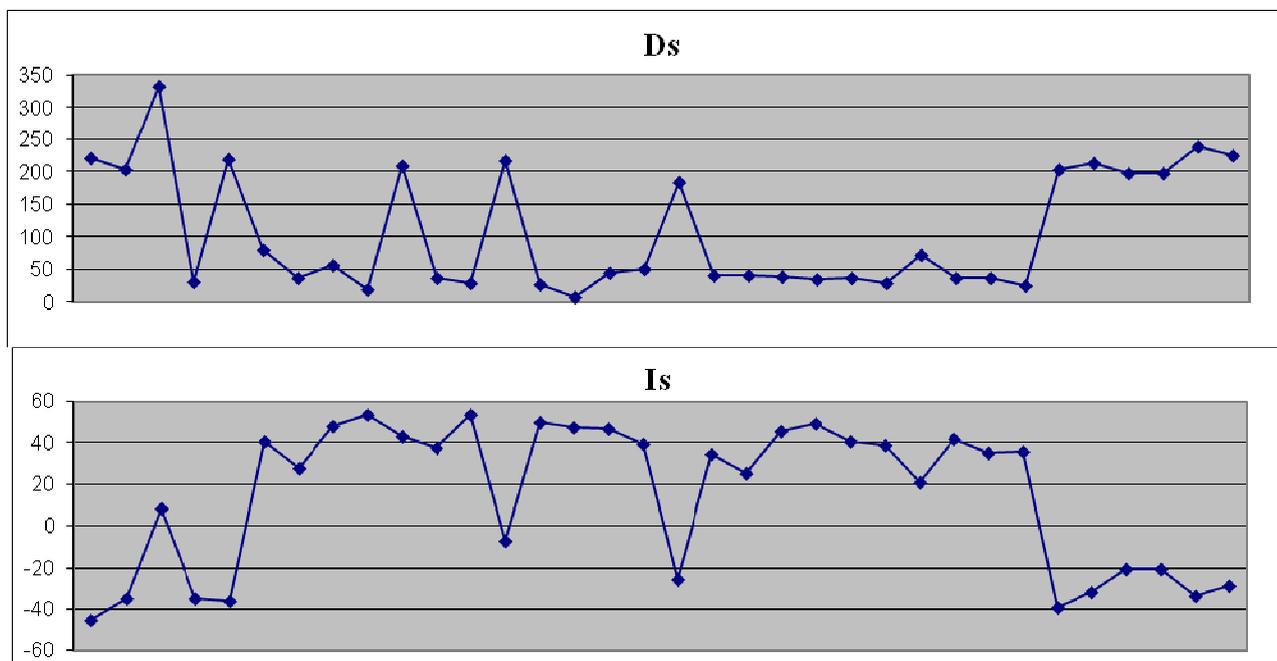


Рис. 3. Распределение направлений намагниченности по склонению (D) и наклонению (I), разрез Инзер 2

По итогам рекогносцировочного отбора двух обнажений катавской свиты в районе с. Инзер были сделаны следующие выводы:

1) Средние палеомагнитные направления в обоих разрезах соответствуют известным направлениям для катавской свиты. Смещение относительно средних направлений из других разрезов на Южном Урале свидетельствует о вращении инзерского блока и подтверждает выводы, сделанные В.Э. Павловым и М.Т. Крупениным;

2) Уверенно положительный тест складки свидетельствует о доскладчатом характере магнитной записи в изученных породах и подтверждает результаты ранее проведенных тестов в тектонических складках катавской свиты;

3) Биполярная магнитная запись в разрезе Инзер 2, при более детальном отборе, позволит провести тест обращения, возможный положительный результат которого станет очередным аргументом в пользу синхронности ВТК намагниченности образованию катавских карбонатных пород.

4) Из двух опробованных разрезов для дальнейшего изучения морфологии магнитозон подходит только разрез Инзер 2, в котором обнаружено две инверсии магнитного поля и два отскока по склонению и наклонению между ними.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ, проект № 23-27-00018, <https://rscf.ru/project/23-27-00018/>

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, Вып. 3, 2020. С. 47–54. <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-3-3>.
2. Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли, № 5, 2023. С. 150–158. <https://doi.org/10.31857/S0002333723050022>.
3. Павлов В.Э., Крупенин М.Т. Новые палеомагнитные данные по катавской свите: к вопросу о блоковом строении Башкирского антиклинория // Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника, Т. 1, 2008. С. 178–182.
4. Парфирьев Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Дьякова С.А. Первые результаты теста внутрiformационных конгломератов в катавской свите позднего рифея (Южный Урал) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки, Т. 165, кн. 4, 2023. С. 550–562. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2023.4.550-562>.
5. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Sidney, В.С.: Pac. Geosci. Cent., Geol. Surv. Can., 1994. 16 p.
6. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geosci. Front. 2023. V. 14, No 4. Art. 101558. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558>.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ТРАССИРОВАНИЕ ПО ДАННЫМ ГИС ЛИТОТИПОВ – ПРОДУКТОВ ИНТРУЗИВНОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА, (В ПРЕДЕЛАХ КОЧЕЧУМСКО-МАРХИНСКОЙ НГПЗ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ НГП), ДЛЯ ОЦЕНКИ ИХ ВЛИЯНИЯ НА УВ-ПОТЕНЦИАЛ ВЕНДСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

П.А. Патрикеев, А.В. Ахияров, А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова

*ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт»,
Москва*

E-mail: Patrikeev@vnigni.ru, Akhiyarov@vnigni.ru, Kirsanov@vnigni.ru, Lavrova@vnigni.ru

Осадочный чехол Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП), охватывающей большую часть нефтегазоносных территорий Сибирской платформы, представлен отложениями рифея, венда, палеозоя и мезозоя. Литологический состав пород чехла весьма разнообразен, его составляют терригенные, карбонатные, эвапоритовые и вулканогенные толщи. Большинство толщ имеет региональное распространение. Одни из них содержат заполненные пластовыми флюидами природные резервуары, в других – названные резервуары отсутствуют и по литологическим и петрофизическим данным их относят к флюидоупорам. Литолого-стратиграфические совокупности «коллектор-//покрышка» номинируются, как нефтегазоносные комплексы (НГК). Резервуары находятся, в основном, в нижних и средних частях НГК. Их верхние части представлены региональными покрышками. Лишь только у рифейского НГК нет региональной покрышки, так как, во время предвендского перерыва была размывта различная, часто, – весьма значительная часть рифейских образований [1].

Специалисты [2] полагают, что «Современное состояние изученности позволяет выделить несколько наиболее перспективных зон разной степени изученности, проведение геологоразведочных работ на которых позволит обеспечить непрерывный прирост запасов». В вышеупомянутой работе названными специалистами перечислены (с обоснованием ГРП) следующие нефтегазоперспективные зоны (НГПЗ) первоочередного освоения [3]: Аргышско-Чунская; Гыдано-Хатангская; Предпатомская; Предъенисейская; Южно-Тунгусская; Кочечумско-Мархинская; Желдонская; Томская; Хантайско-Североречинская; Анабаро-Хатангская; Предверхояно-Майская; Вилюйская; Южно-Сибирская; Западно-Анабарская (см. рис. 1.). Согласно точке зрения специалистов ВНИГНИ [4], одной из наиболее перспективных зон, из всех вышеперечисленных, – является Кочечумско-Мархинская НГПЗ (рис. 2.). Данный район слабо изучен, ближайшие месторождения УВ расположены в Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО).

В геологическом строении территории исследования выделяется два тектонических этажа, отвечающие крупным этапам становления земной коры: кристаллический фундамент архейско-раннепротерозойского возраста и осадочно-вулканогенный платформенный чехол, венд-палеозойского периода. В разрезе осадочного чехла, по особенностям литофациального состава слагающих пород, их степени дислоцированности и метаморфизма, выделяются два структурных этажа: верхнепротерозойский (рифейский) и венд-фанерозойский (рис.3.).

Согласно нефтегазогеологическому районированию Сибирской платформы, район исследования располагается на территории Северо-Тунгусской нефтегазоносной области (НГО), Анабарской НГО и Сюдджерской НГО, входящих в состав Лено-Тунгусской НГП. Ближайшие месторождения УВ, (как было указано выше), расположены на территории Непско-Ботуобинской НГО: Иреляхское, Маччобинское и Мирнинское.

В работу по данной территории были включены 6 скважин, большинство из которых вскрывает фундамент. Осадочный чехол района исследований сложен породами перми, ордовика, кембрия и венда. В разрезе осадочного чехла исследуемой зоны выделяется три перспективных нефтегазоносных комплекса (НГК): Рифейский, Вендский и Кембрийский.



ОБЗОРНАЯ СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ЗОН И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТЕЙ РЕСУРСОВ

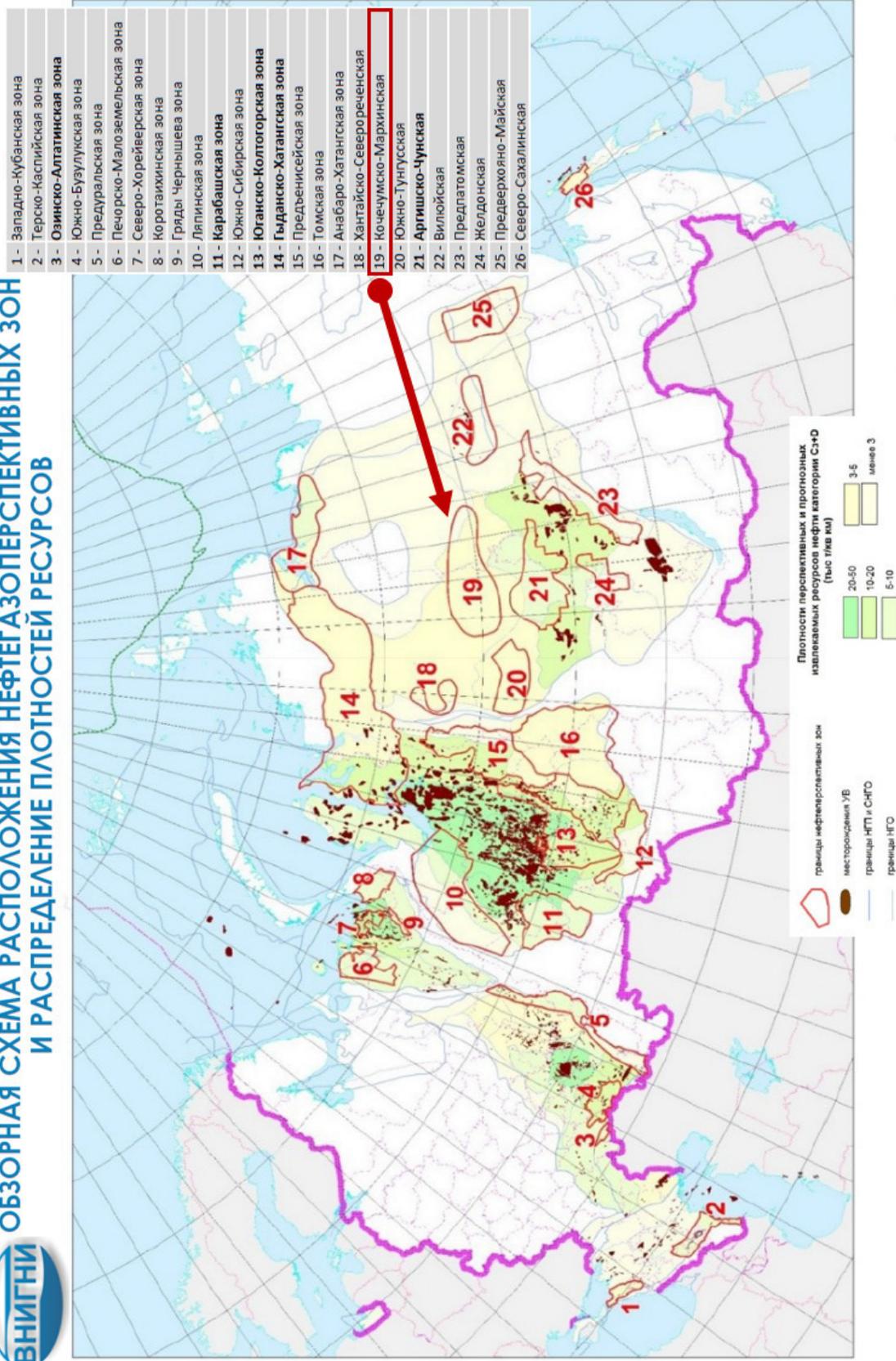


Рис. 1. Местоположение Кочечумско-Мархинской НППЗ на «Обзорной схеме расположения НППЗ и распределения плотностей ресурсов» [3]

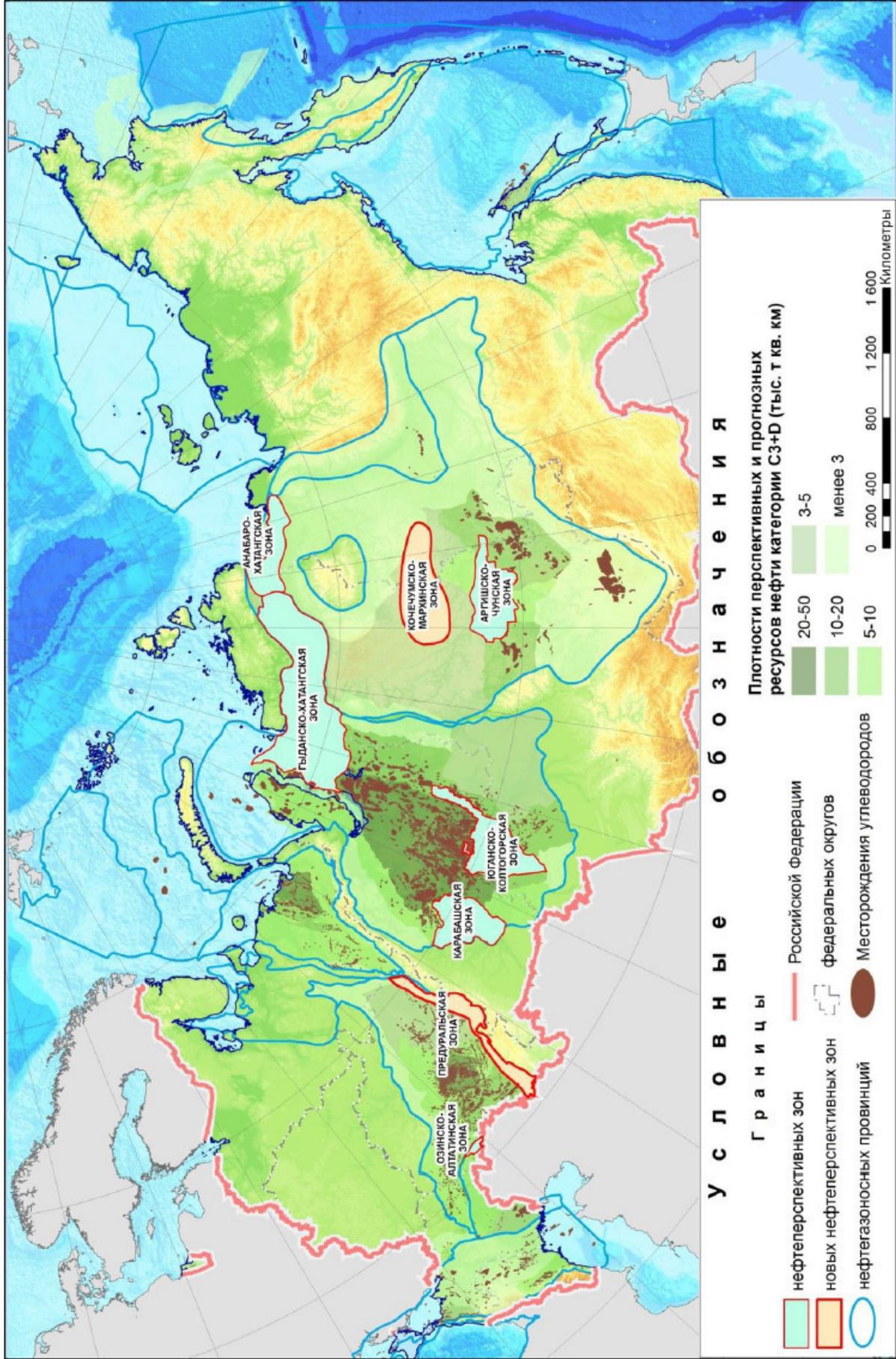


Рис. 2. Местоположение Кочучумско-Мархинской НГПЗ на «Обзорной схеме расположения приоритетных ГПЗ на территории РФ», [5]

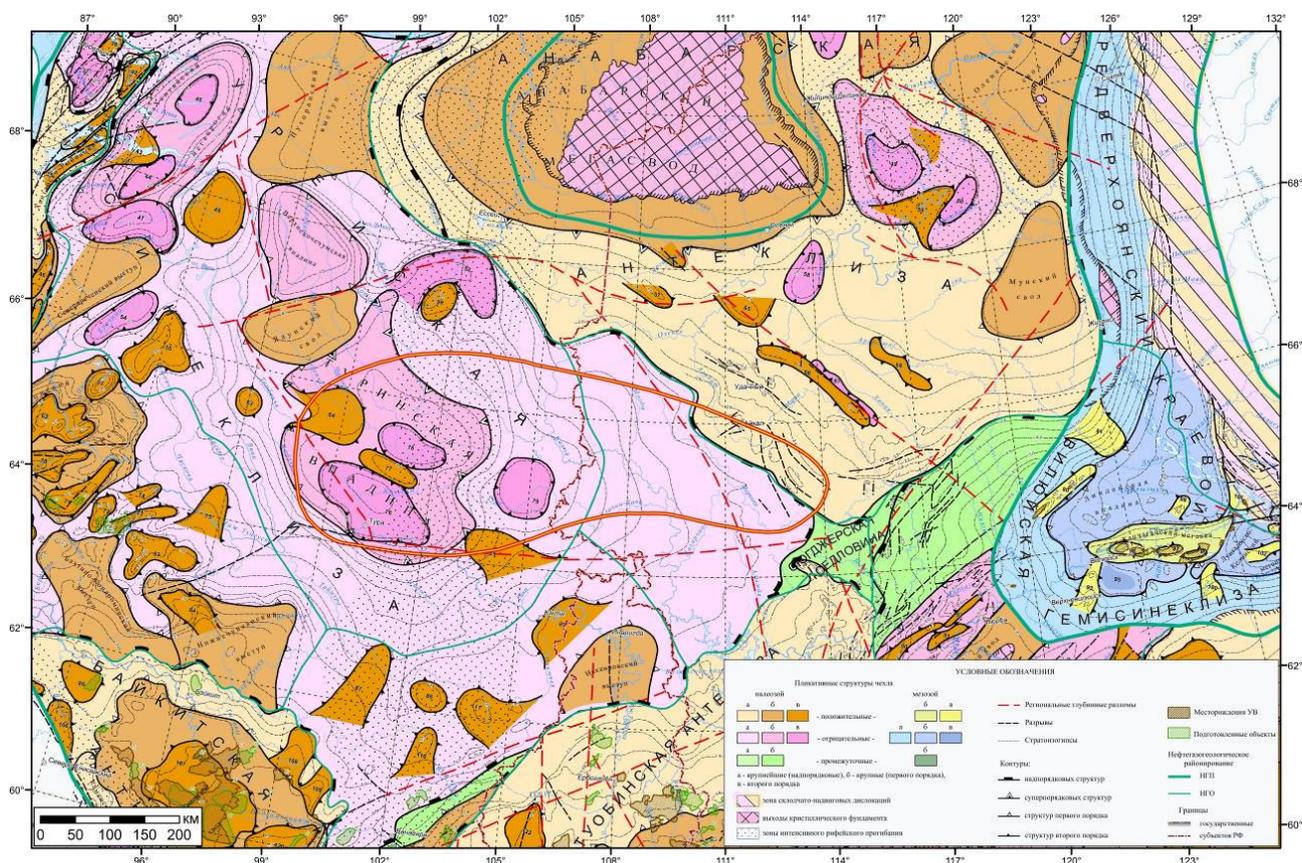


Рис. 3. Местоположение изучаемой территории на фрагменте тектонической карты Сибирской платформы, (под ред. В.С. Старосельцева), [СНИИГГиМС, 2017]

Согласно «Карте начальных суммарных геологических ресурсов УВ Лено-Тунгусской НПП, Лено-Вилуйской НПП и Енисей-Хатангской НГО по состоянию на 01.01.2022», [СНИИГГиМС, 2022], плотность геологических начальных суммарных ресурсов (НСР УВ) для Кочечумо-Мархинской зоны весьма разнообразна. На Северо-Тунгусской НГО она изменяется от 5 до 100 (тыс. т/км²). На территории Сюгджерской НГО плотность начальных ресурсов 5 – 20 (тыс. т/км²). На территории Анабарской НГО – от 1 до 30 (тыс. т/км²).

Исследователи [4] в своей работе рассматривают вышеназванную территорию «в качестве новой перспективной нефтегазопромысловой зоны...» и приводят «...краткое описание кембрийской рифовой системы в Кочечумо-Мархинской зоне».

Кочечумско-Мархинская НГПЗ располагается на северо-восточной окраине Северо-Тунгусской НГО, на сочленении Курейской синеклизы и Анабарской антеклизы. Территория исследована крайне слабо, даже на региональном уровне. Месторождений и залежей углеводородов (УВ) пока не выявлено.

Зона характеризуется наличием на оптимальных глубинах (до 4,0 км), нескольких уровней потенциально перспективных карбонатных отложений нижнего палеозоя, которые чередуются с регионально распространенными карбонатно-глинистыми толщами, – возможными покровками; присутствуют здесь также черносланцевые нефтегазоматеринские (НГМ) отложения аналогичного (по площади) распространения. В кембрийское время здесь простирался гигантский Хантайско-Оленёкский палеобассейн, (с развитой в нём куонамской НГМ-формацией), обрамлявшийся на юге мощным, до 700 м, рифовым поясом, который ограничивал соленосную внутришельфовую область. Таким образом, в ареале изучаемой территории присутствуют все необходимые компоненты для формирования углеводородной системы (УВ-системы) [6, 7, 8, 9, 10, 11], (см. также рис. 4, 5, 6).

В составе осадочного чехла выделяются породы от рифейского до юрского возрастов с общими толщинами порядка 3200 – 4200 м. В основном, осадочный чехол состоит из пород

каледонского мегакомплекса, с мощностями порядка 3000 м (3096 м – скв. Сохолохская-706).

В западном направлении терригенные отложения венда уменьшаются в мощности до полуметровых пропластков кварцевых песчаников. Терригенные породы венда и рифея осложнены глубинными разломами: Нюйско-Линденским, Тюнгским, Верхнетюнгским, Алаakit-Котуйским, Моркокинским, Ахтарендинским. В основном северо-восточного и северо-западного простирания.

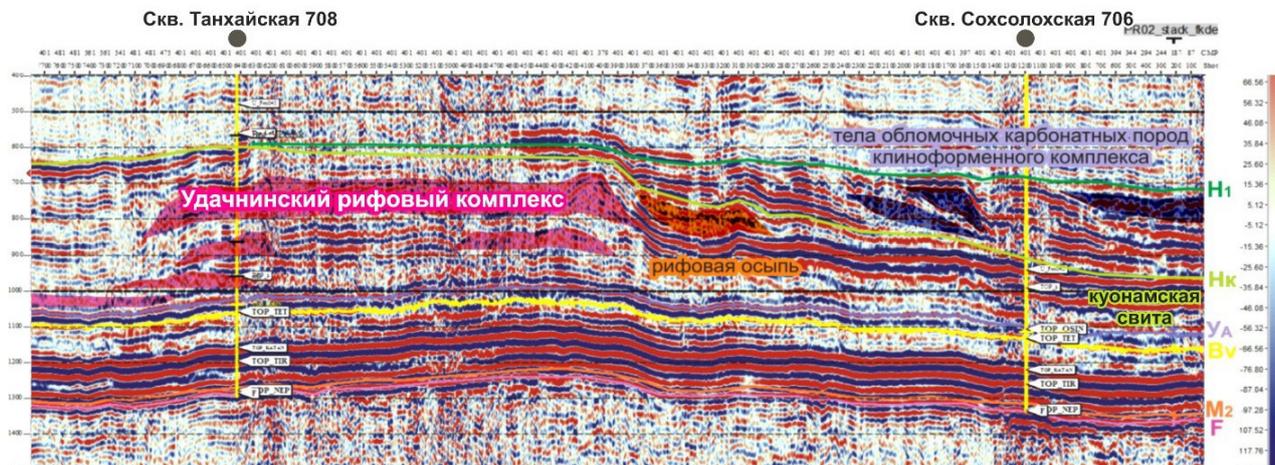


Рис. 4. Седиментологическая интерпретация сеймопрофиля пр. 8107210 – 8207210, [5]

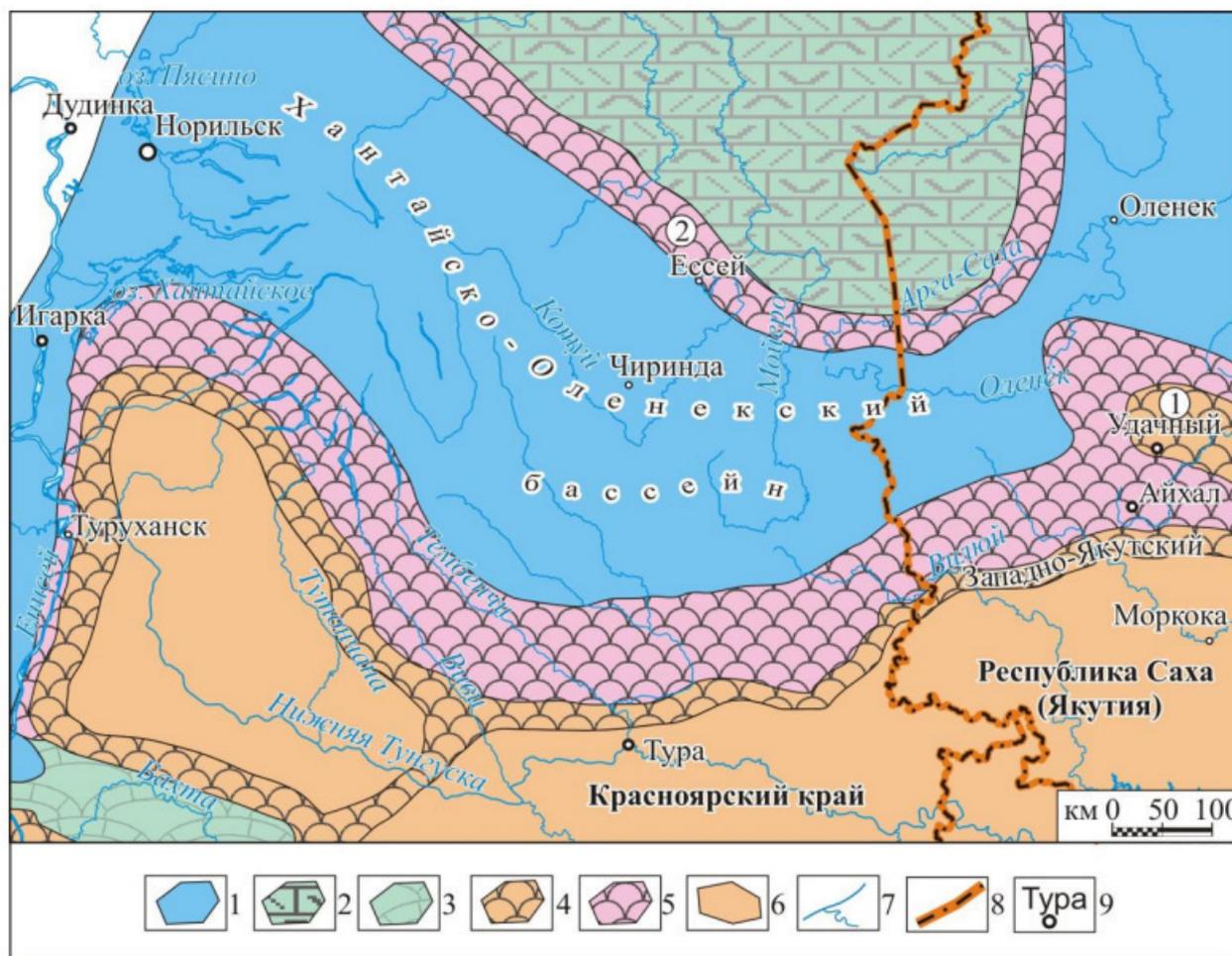


Рис. 5. Палеогеографическая схема изучаемой НГПЗ, (с охватом сопредельных территорий), на майский век среднего кембрия, [10]

1 – преимущественно известняковые илы и силикатно-карбонатные турбидиты (проградирующий подводный склон открытого моря); 2 – хемогенно-биогенные карбонатные илы, подвергшиеся доломитизации (пересыхающие отмели, бары); 3 – соленосные глинистые доломиты, известняки, пестроцветные доломитовые мергели (закрытые мелкие депрессии и прибрежные отмели); 4 – область развития ботомско-амгинских барьерных рифов, погребенных под майскими отложениями; 5 – Чукукский рифовый комплекс и его аналоги (проградирующие рифово-баровые карбонатные отложения, ограничивающие прибрежную равнину); 6 – пестроцветные доломитовые мергели соле- и сульфатосодержащие, глинистые доломиты, известняки (засолоненная равнина, периодически заливаемая морем); 7 – гидросеть; 8 – границы субъектов РФ; 9 – населённые пункты. Цифры в кружках: 1 – Далдыно-Мархинская карбонатная банка, 2 – Дирингдинский рифовый массив.

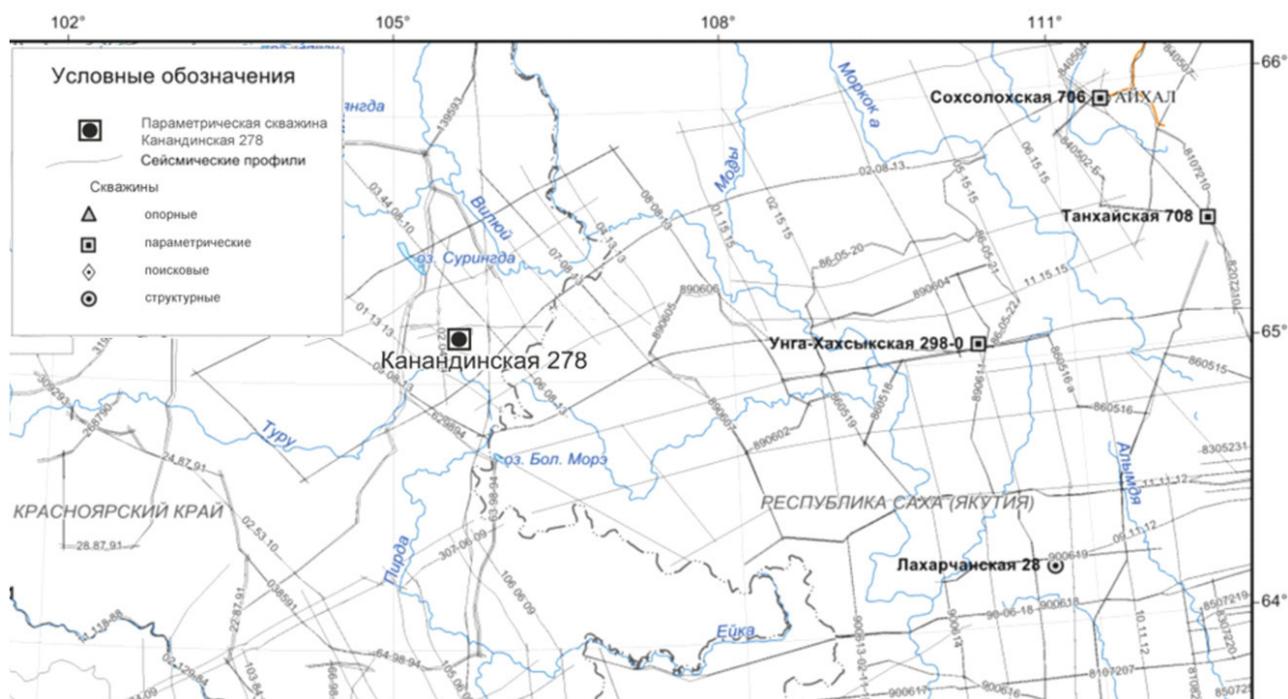


Рис. 6. Местоположение седиментологически проинтерпретированного сейсмопрофиля пр. 8107210 – 8207210 и скв. Танхайская-708 и Сохсолохская-706 на фрагменте «Обзорной схемы изученности глубоким бурением и сейсморазведкой территории Курейской синеклизы в районе бурения параметрической скважины Канандинская-278», [11]

Выше по разрезу залегают породы карбонатной формации венда-ордовика. Нижняя часть формации, в объеме венда-нижнего кембрия, сформирована как карбонатное плато, характеризующаяся одинаковыми толщинами и большим площадным простираем.

Выше по разрезу, со значительным стратиграфическим перерывом, залегают породы карбон-триасового возраста, образуя самостоятельный структурный этаж. Весь комплекс характеризуется развитием пород трапповой формации: покровами базальтов, интрузиями долеритов.

Юрские отложения имеют ограниченное распространение по площади и малые мощности.

Верхнепалеозойско-мезозойский период характеризуется тектонической активностью с интенсивными проявлениями траппового магматизма. Оживлением древних глубинных разломов и формированием новых. Данные процессы, наиболее активно проявлялись в юго-восточной части Кочечумо – Мархинской зоны.

На территории Кочечумо-Мархинской зоны практически повсеместно развиты интрузивные породы, представленные силлами, заметно преобладающими по площади распространения, реже, дайкообразными, секущими осадочные пласты, телами. При петрографическом изучении разрезов интрузивных образований, вскрытых глубокими

скважинами, отмечается многообразие в составе трапповых интрузий и определенная зависимость их состава от стратиграфического положения в осадочном чехле. Приповерхностные интрузии долеритов в разрезах большинства глубоких скважин на изучаемой территории обладают довольно однообразным составом (не дифференцированы или слабо дифференцированы); с глубиной они несут некоторые следы расслоенности как по степени кристаллизации, так и по составу.

Среди слагающих район поверхностных интрузивных образований на геологической карте масштаба 1:1 000 000 выделены раннепротерозойские, позднерифейские и раннетриасовые интрузии.

Раннепротерозойские интрузии установлены в пределах Анабарского щита, где прорывают среднеархейские образования, представлены амбурдак-котуйканским комплексом. Образует несколько крупных массивов субмеридионального простирания, конформных вмещающим породам. Состав: анортозиты, габбро, габбро-анортозиты, габбро-нориты, пироксениты. Иногда породы метаморфизованы и катаклазированы.

Позднерифейские интрузии представлены на Анабарском щите котуйканским комплексом. Это пластообразные пологосекущие интрузии и дайки метатрахибазальтов, габбро-долеритов, редко встречаются жилки и шпирсы гранофилов. Площадь отдельных массивов превышает 100-150 км². Мощность редко превышает 30 – 50 м.

Раннетриасовые интрузии наиболее распространены на Сибирской платформе как на поверхности, так и в платформенном чехле. Это пластообразные, пологосекущие и сложные тела и дайки мощностью от десятков до 700-800 м. Интрузии сложены основными породами нормального ряда: долериты, пойкилоофитовые (горошчатые), офитовые (равномерно-зернистые), порфириовидные, толеитовые, оливиновые и троктолитовые и др. долериты, габбро-долериты, от мелко- до крупнозернистых, иногда со шпирсами гигантозернистых габбро-пегматитов.

Вышеописанная изучаемая территория административно приурочена к Красноярскому краю Сибирского ФО (запад и центр НГПЗ) и к Республика Саха (Якутия) Дальневосточного ФО (восточная часть НГПЗ). В координатной сетке Государственной геологической карты ГГК-1000/3 (ВНИИ ГИ им. А.П. Карпинского, масштаба 1 : 1 000 000, новая серия // третьего поколения), изучаемая территория расположена следующим образом: лист Q-47 – более 35% (здесь и далее, – процентное соотношение указывается не от площади листа, а от общей площади изучаемого объекта); лист Q-48 – примерно 40%; лист Q-49 – около 25%, (рис. 7.).

Интрузивный трапповый магматизм в ареале изучаемой территории. При оценке перспектив нефтегазоносности изучаемой территории, нельзя оставить без внимания тот факт, что отложения осадочного чехла Кочечумско-Мархинской НГПЗ, (которая, в аспекте петрологического районирования, – входит в состав Сибирской Трапповой (P2-T1) Мегaproвинции), в значительной степени осложнены продуктами интрузивного траппового магматизма – пластовыми (силлами) и секущими (дайками) [6, 7, 8]. (Рассмотрение последних выходит за рамки данной работы, ввиду ограниченности возможностей методов ГИС относительно их изучения).

Лист ГГК-1000/3 Q-47. Основной объем интрузивных образований распространен в южной и северо-восточной частях территории листа Q-47. По соотношениям между собой и вмещающими образованиями, петрографическому и химическому составу пород, слагающих интрузии, контактовым воздействиям на вмещающие породы выделяются (снизу вверх) гипабиссальные комплексы: катангский долеритовый, тычанский долеритовый, кузьмовский габбродолерит-монцитонитовый, агатский микродолеритовый. Возрастное положение комплексов установлено [6] по соотношению интрузий с вмещающими породами и на основании изотопных датировок. Вышеназванные образования, в соответствии с решениями Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания, были отнесены к нижнему триасу и к трем региональным биостратиграфическим горизонтам (снизу вверх): тутончанский, двурогинский и путоранский (рис. 8.). Схемы сопоставления нижнетриасовых

магматогенных стратифицированных образований (в контуре границ листа Q-47) по данным [9] геологической съёмки (ГС) в естественных обнажениях (ЕО) см. на рис. 9 и 10.

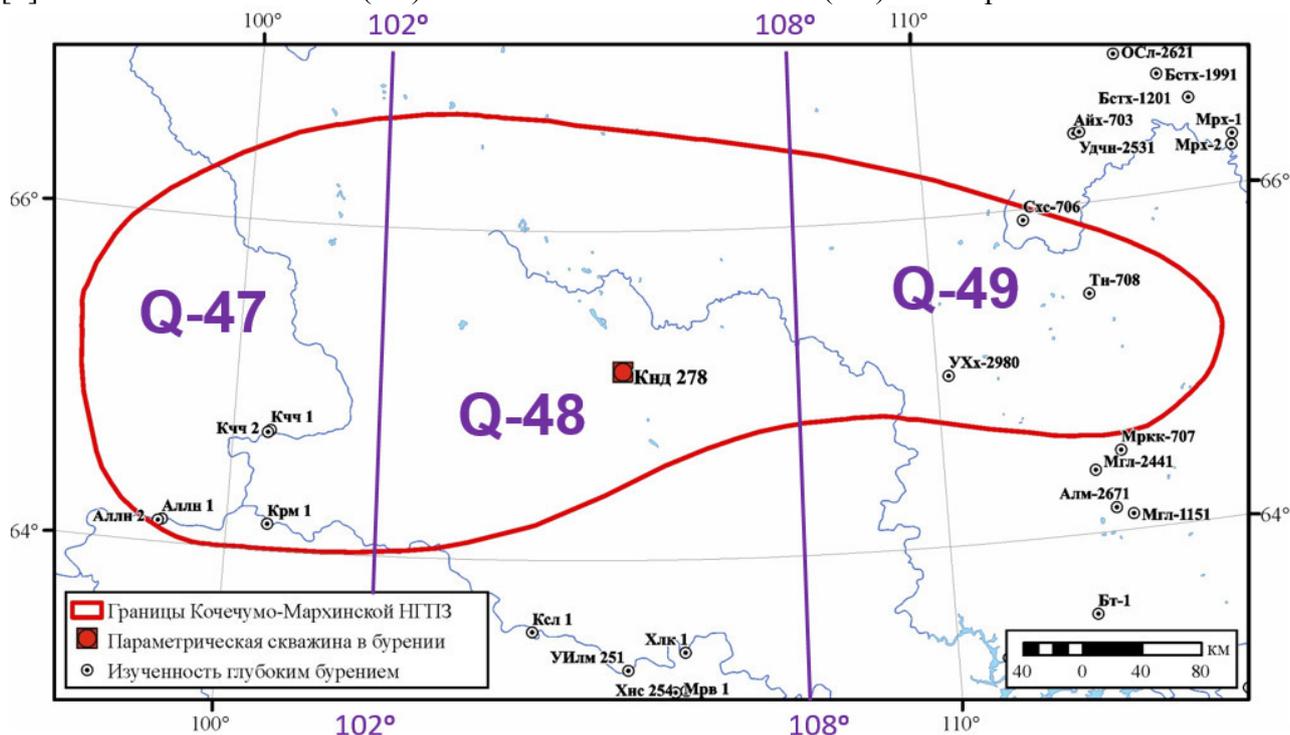


Рис. 7. Местоположение изучаемой Кочечумско-Мархинской НППЗ в координатной сетке Государственной геологической карты ВНИИ ГИ им. А.П. Карпинского – ГКК-1000/3

Период	Эпоха	Век	Отдел	Горизонт	Возраст, млн лет	СФЗ (структурно-формационные зоны)	
						Аяно-Верхне-котуйская	Кочечумо-Тунчанская
Триасовый	Ранняя	олёнецкий	верхний	путоранский	251, 2	Ямбуканская свита 75–180 м	Кочечумская свита 150–240 м
						Неракарская свита 135–300 м	Нидымская свита 550–700 м
						Хоннамакитская свита 320–570 м	Бугариктинская свита 100–350 м
	индский	верхний	двурогицкий		251, 2	Аянская свита 280–300 м	Учамская свита 30–273 м
						Правобоярская свита 20–300 м	
					252, 17		

Рис. 8. Стратиграфическое расчленение триасовых стратиграфических подразделений на листе Q-47. Составлено по данным [6]

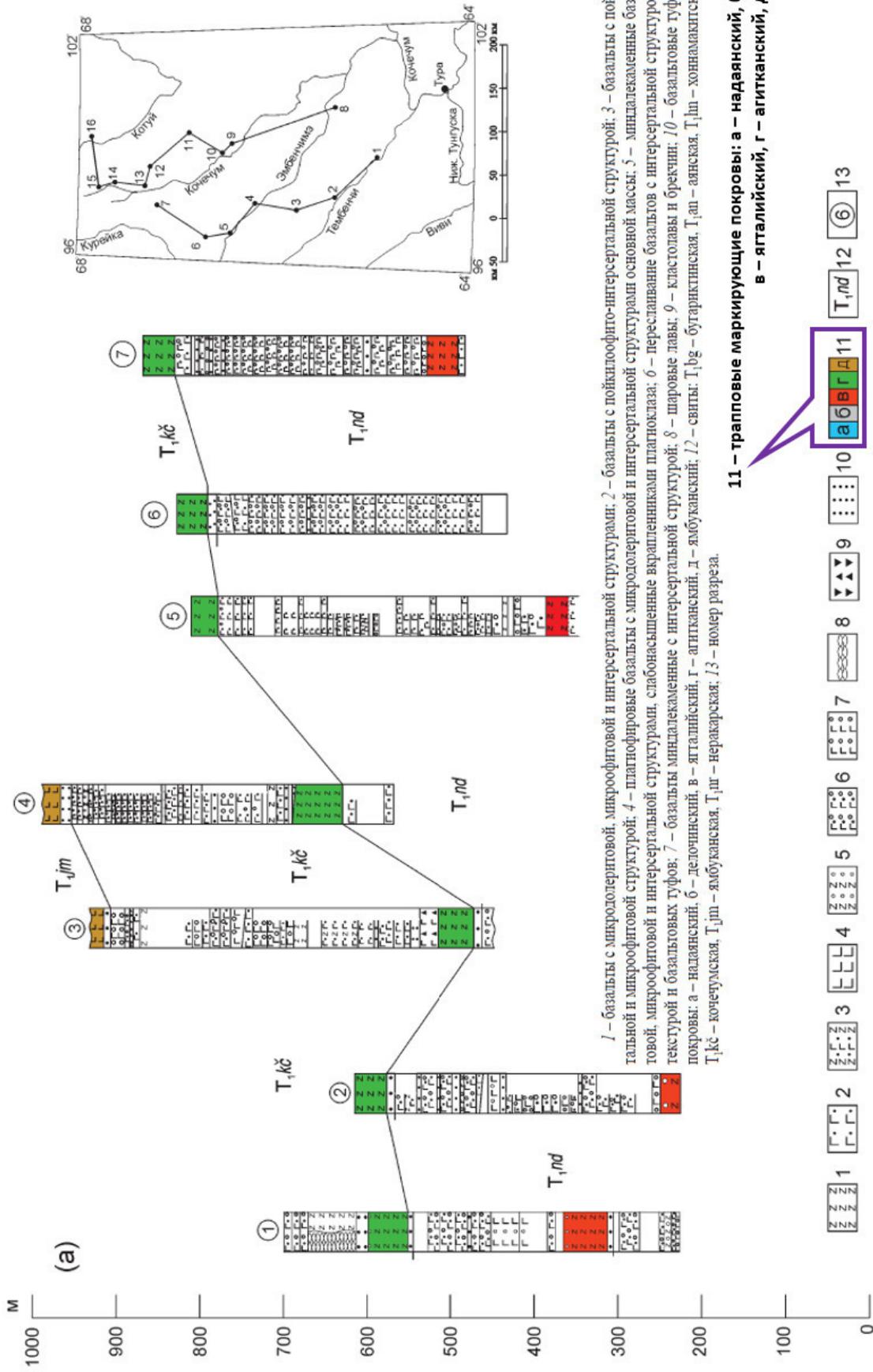


Рис. 9. Схемы сопоставления нижнетриасовых магматогенных стратифицированных образований (в контуре границ листа Q-47) по данным [9] геологической съёмки в естественных обнажениях №№ 1 – 7. (см. врезку в правом верхнем углу)

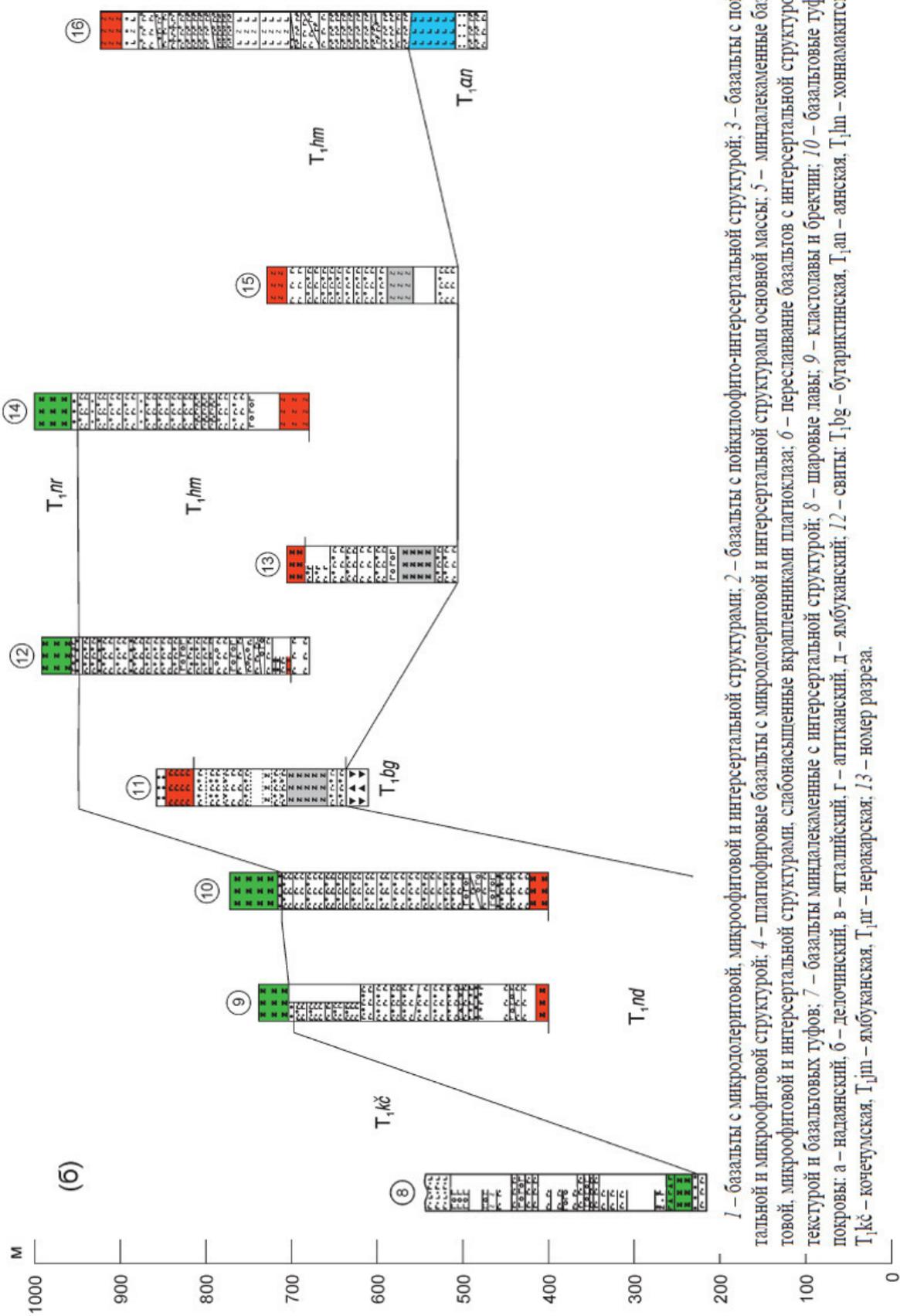


Рис.10. Схемы сопоставления нижнетриасовых магматогенных стратифицированных образований (в контуре границ листа Q-47) по данным [9] геологической съёмки в естественных обнажениях №№ 8 – 16. (см. врезку в правом верхнем углу на рис. 6.)

Лист ГТК-1000/3_Q-48. Северо-восточная периферия Тунгусской синеклизы, в пределах которой расположена территория листа Q-48, отличается интенсивным проявлением интрузивного магматизма. Последний характеризуется, во-первых, исключительно узким временным интервалом проявления – ранним триасом, во-вторых, однородностью состава, что позволяет рассматривать все интрузивные образования в составе одной – долеритовой (базальт-долеритовой [7]) – магматической формации. Становление многочисленных гипабиссальных интрузивных тел является одним из проявлений вспышки магматизма на Сибирской платформе в начале триаса, в результате которой сформировалась Сибирская трапповая провинция, включающая мощную платобазальтовую толщу и коагматичные субпластовые и секущие тела, преимущественно в подстилающих вулканиты верхнепалеозойских терригенных отложениях.

Подавляющее большинство интрузий локализовано на склоне Тунгусской синеклизы, где они образуют Вилюйский (Вилюйско-Котуйский) пояс интрузий [7], связанный с раннемезозойской активизацией систем разломов северо-западного направления. Наиболее насыщены интрузиями верхнепалеозойские терригенные отложения, разрезы которых на 30–50 % состоят из внедрившихся тел долеритов. Здесь резко преобладают субпластовые, часто многоярусные тела. В преимущественно карбонатных нижне- и среднепалеозойских формациях количество раннетриасовых интрузий существенно меньше, при этом доминируют секущие тела. Наименьшее число интрузивных тел локализовано в собственно вулканогенной толще. Интрузии в эффузивах весьма редки и представлены в основном дайками различной протяженности и мощности, прорывающими нижемскую и низы кочечумской свиты и интерпретируемыми как подводящие каналы к той или иной части лавового разреза. Картирование их затруднено сходством внешнего облика долеритов и базальтов, незначительными контактовыми изменениями. Относительно уверенно они выявляются лишь при пересечении границы лавовой и существенно туфогенной части разреза, как, например, одна из наиболее крупных (около 100 м мощностью) даек на северном уступе возв. Сурингдаурэн, прорывающая верхи корвунчанской серии, полностью весь разрез нижемской и низы кочечумской свит.

Интрузивные образования в пределах площади листа Q-48 отнесены к пяти интрузивным комплексам, а с учетом результатов петрографо-минералогических и изотопных исследований отдельных интрузий и их групп, сопоставления их с однотипными интрузивными образованиями на смежных территориях, занимающими определенное положение в разрезах осадочных толщ и в локальных тектонических структурах, намечена принципиальная возрастная последовательность их образования. Соответственно, от древних к молодым выделяются *катангский*, *кузьмовский*, *олёнёк-велингнинский*, *тычанский* и *агатский* комплексы.

Лист ГТК-1000/3_Q-49. Магматические образования широко распространены на юго-западной стороне территории листа Q-49. Связаны с двумя магматическими событиями, (первое из которых выходит за рамки данной работы), проявившимися в позднем девоне – раннем карбоне и в раннем триасе, резко различающимися как своим масштабом, так и формационной принадлежностью магматитов. Первое событие отмечается проявлением в районе кимберлитового магматизма с формированием небольших обособленных магматических тел центрального типа и сопровождающих их даек и жил, сложенных породами кимберлитовой формации. Второе событие, инициировавшее формирование Великой Сибирской трапповой провинции, обусловило проявление в регионе обширного и весьма разнообразного основного магматизма трапповой формации, известного в интрузивной и эффузивной фациях.

Триасовый магматизм. В пределах площади листа Q-49 в этом возрастном интервале выделяется три интрузивных комплекса базальтоидов нормальной щелочности – *катангский*, *кузьмовский* и *олёнёк-велингнинский*. Возрастное положение комплексов установлено специалистами ВНИИ ГИ им. А.П. Карпинского по соотношению интрузий с вмещающими породами и на основании радиологических датировок [8].

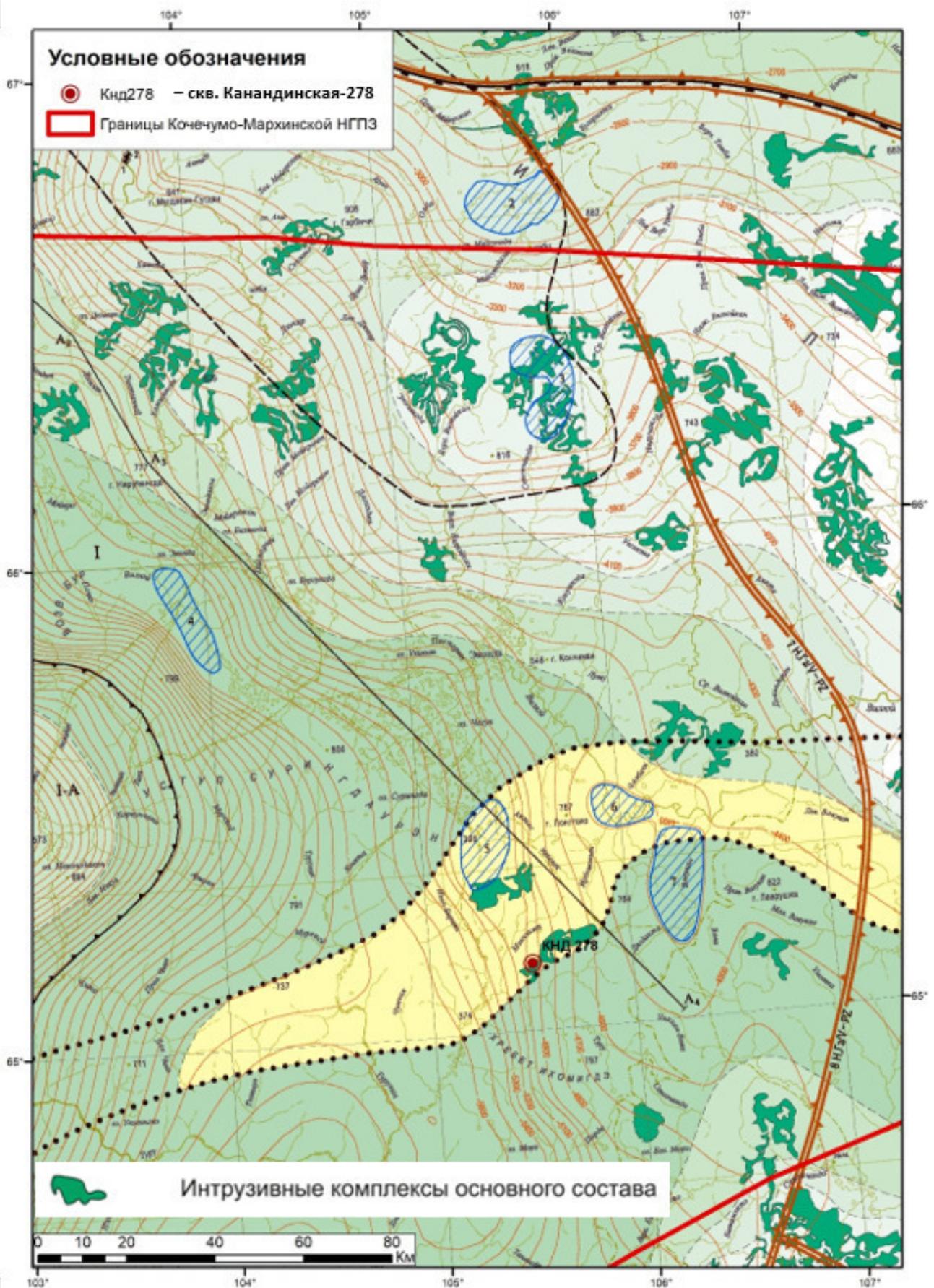
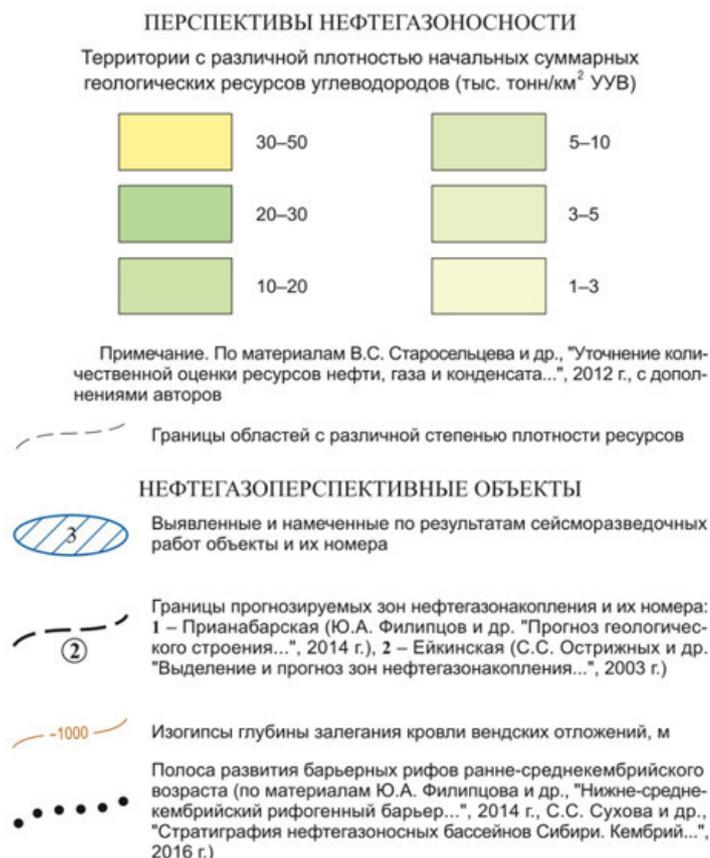


Рис. 11. Развитие интрузивного трапового магматизма (нижнетриасового возраста) в ареале изучаемой НППЗ (в границах листа ГГК-1000/3_Q-48) с указанием местоположения новой параметрической скв. Канандинская-278. Составлено по данным: [7]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	
I	Курейская синеклиза
I-A	Туринская впадина
I-A-1	Чурбуканская котловина
I-2	Муруктинский структурный залив
I-3	Ейкинский структурный мыс
II	Анабаро-Оленёкская антеклиз
II-A	Анабарский мегасвод
Границы:	
	надпорядковых структур
	структур первого порядка
	структур второго порядка
	Интрузивные комплексы
ОСНОВНОГО СОСТАВА	



Катангский комплекс долеритовый гипабиссальный и оленёк-велинггинский комплекс габродолеритов и такситовых долеритов гипабиссальный распространены во всех трех структурно-формационных зонах – Вилюйской, Алакит-Моркокинской и Мойеро-Оленёкской, кузьмовский комплекс ферро-габродолеритовый гипабиссальный – в Мойеро-Оленёкской [8].

Продукты взаимодействия трапповых интрузий с вмещающими породами – контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические образования

Интрузивные тела сопровождаются участками термальных и гидротермально-метасоматических преобразований окружающих пород. Такие участки в целом имеют ограниченное распространение, что отражает специфику условий формирования ранне-триасовых магматических тел на рассматриваемой территории [6, 7, 8].

Формирование экзоконтактовых зон термального метаморфизма наиболее выражено для интрузивных тел в пирокластических породах, где мощность таких зон достигает 20–30 м. Апотуфовые роговики имеют пироксен-плагиоклазовый состав. Роговики по терригенным породам, обладающим большей плотностью и меньшей проницаемостью и теплопроводностью (как кондуктивной, так и конвективной), встречаются значительно реже и образуют маломощные зоны (первые метры) санидин-тридимит-кордиеритового состава (например, на правом берегу р. Вилюй против устья р. Сред. Вилюйкан) в случае, когда они образуются по глинистым разностям, и породы типа бухитов, формирующиеся по песчаникам. Последние образуются в экзоконтактовых ореолах кварцитизации песчаников. На р. Вилюй, выше устья р. Онкоаикта, по глинисто-углистым породам карбона образуются альбит-тридимит-графитовые роговики мощностью 0,5–1 м с четкой линзовидно-полосчатой текстурой, обусловленной резкими изменениями минерального состава и, соответственно, чередованием графитовых и альбит-тридимит-диопсидовых полос. Сближенный (вследствие сходных термальных параметров формирования) состав и облик апотуфовых роговики и эндоконтактовых микродолеритов затрудняет их диагностику. Мощность переходных зон достигает 10 м (по данным бурения на правом берегу р. Ниж. Вилюйкан [8]). Одним из

критериев разделения является отсутствие в роговиках признаков избирательного укрупнения и регенерации минералов, а часто также их атакситовая текстура. Кроме того, для роговиков характерна более низкая магнитная восприимчивость (почти в 2 раза ниже, чем у микро-долеритов).

Лист ГГК-1000/3_Q-47. Для территории листа Q-47 наиболее важное значение имеют гидротермально-метасоматические процессы [6]. Метасоматиты и метасоматические образования района пространственно и генетически связаны с проявлением магматизма. Несмотря на широкое развитие интрузивных образований, метасоматиты развиты на локальных участках, имеют парагенетическую связь с дифференцированными интрузиями и характеризуют металлогеническую специализацию магматических процессов, участвующих при становлении интрузий. Контактные роговики образовались в результате термального воздействия магмы на вмещающие породы. Они образуются в экзоконтактах всех типов интрузий. Чаще всего ороговикование вмещающих пород затушевано постмагматическими процессами. Наиболее интенсивные преобразования пород связаны с дифференцированными интрузиями кузьмовского комплекса и умеренно щелочными породами тычанского. По минеральным ассоциациям роговики относятся к пироксен-роговиковой, реже амфиболовой фации контактового метаморфизма. Поля площадных метасоматитов чаще всего приурочены к апикальным частям крупных дифференцированных интрузий, а также локализуются в зонах повышенной трещиноватости, совпадающих в плане с трассами глубинных разломов. Площадные размеры полей и зон метасоматически измененных пород варьируют в широких пределах: от нескольких сотен метров квадратных до 2–3 и более км², мощность – от первых метров до 20–50 м.

Лист ГГК-1000/3_Q-48. Наиболее детально гидротермально-метасоматические экзоконтактные образования изучены для дифференцированных интрузий кузьмовского и оленёк-велингинского комплексов района рек Мойеро, Мойерокан, Ниж. Томба и др. Наиболее типичны проявления таких процессов, как карбонатизация, хлоритизация и цеолитизация как вмещающих, так и интрузивных пород. Однако нередко появляются полнопроявленные метасоматиты разнообразного состава. В контактах долеритов с глинистыми известняками и доломитами в последних развивается разнообразная минерализация, включающая главным образом эпидот, железистый гидрогранат, хлорит, актинолит, цеолиты, плагиоклаз; локально появляются клинопироксен, магнетит, цоизит, титанит, биотит, тальк, в единичном случае даже датолит (в составе кальцит-цоизит-датолитовой породы) [7]. Пироксен-гранатовые скарны развиваются лишь в маломощной (первые сантиметры) зоне экзоконтакта. Далее следуют зоны пироксен-гранат-карбонатных, гранат-карбонатных и пироксен-карбонатных скарнированных глинисто-карбонатных пород. По глинистым доломитам и мергелям образуются пироксен-гранат-хлоритовые или пироксен-хлоритовые ассоциации, иногда с пренимом и слюдами. В некоторых случаях (дайка на р. Мугамгу) карбонатно-глинистые породы девона преобразуются в альбит-эпидот-амфибол-карбонатные метасоматиты, содержащие обильные пластинчатые выделения гематита [7].

Метаморфизм экзоконтактных карбонатных пород обычно проявлен в их слабой мраморизации; в единичных случаях появляются пироксеновые роговики. ореол контактных изменений почти всегда незначительной мощности (до 0,5 м), лишь на редких участках отмечались большие значения. Мраморы, редко, – песчаники контактных зон интрузий Мойероканского ареала содержат рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, иногда со сфалеритом, галенитом [7].

В известняках экзоконтакта интрузий Велингна, Нинима, Хукочар и других развиты монтичеллитовые мраморы с гроссуляром и пироксен-монтичеллитовые метасоматиты [7]. Они также часто несут бедную сульфидную вкрапленность (пирит, халькопирит, пирротин), с интрузиями связаны также метасоматические проявления магнетита. В кровле некоторых интрузий с проявлением щелочного тренда дифференциации (Догнё, Ихэленгда) появляются

локальные зоны пироксен-кварц-плагиоклазовых пород, развитых по песчаникам как экзоконтактовых зон, так и ксенолитов.

В экзоконтактах долеритовых интрузий оленёк-велингинского и катангского комплексов в бассейне р. Мойеро широко развиты скарны флогопит-клиногумит-карбонатного, хонжродит-серпентин-кальцитового и т. п. состава, отличительным признаком которых является постоянное развитие хондродита, реже клиногумита. Выделяются магнезиально-известковистые скарны, изученные в экзоконтактах интрузивных тел на реках Бугарикта, Кочокан, Агиды и других, и железистые скарны, связанные с интрузией Бугарикта. Это – мелкозернистые гетеробластовые (чаще всего гранобластовые с участками гломеропорфино-бластовой структуры) породы. Первые сложены преимущественно кальцитом (порядка 50 %, иногда до 80 %) и серпентином (до 40 %) с пойкилобластами серпентинизированного хондродита или клиногумита (5–15 %), а также граната. Нередко развиты агрегаты хлорита (до 8 %), скаполит, адуляр, эпидот. В подчиненных количествах присутствуют флогопит, моноклинный амфибол (группы купферита-куммингтонита или актинолит). Рудные минералы представлены преимущественно гематитом (до 2 %), образующим сноповидные агрегаты; обычен также титаномагнетит в сростках с сульфидами.

Лист ГГК-1000/3_Q-49. Контактные термально-метасоматические изменения пород обусловлены воздействием базитовой магмы на вмещающие породы. Это воздействие выражается в механических нарушениях, захвате ксенолитов, их перемещении с частичным плавлением, а также в перекристаллизации вмещающих пород, сопровождающейся привнесением и выносом вещества горячими флюидами. Изменчивость метаморфизма и масштаб его проявления зависит от размера магматического тела, его формы, а в общем случае от запасов механической энергии, тепла и флюида. Поэтому, мощности экзоконтактовых изменений измеряются от сантиметров и десятков сантиметров до единиц метров и десятков метров. *Наименьшие мощности изменений вмещающих пород фиксируются в нижних пологозалегающих, а наибольшие, – в верхних крутонаклонных контактах интрузивных тел.*

Среди измененных пород выделяются: а) низкотемпературные изменения в контактах тел базальтов эффузивных фаций (рис. 12.); б) высокотемпературные пироксеновые роговики крупных интрузий; в) роговики по породам песчаникового состава; г) роговики по породам глинистого и алевролитового состава; д) скарноиды и скарны по карбонатным породам; е) низкотемпературные метасоматиты; ж) гидротермальные образования [8].

Низкотемпературные изменения в контактах тел базальтов были отмечены исследователями [8] с перекрывшими их (почти сразу после излияния) туфами, когда туфы и лавы находились, вероятно, в разогретом состоянии, но не настолько, чтобы образовались контактовые термальные роговики, поскольку температура для этого была недостаточна. Контактные изменения здесь выражаются в уплотнении и спекании туфов на глубину обычно 10–20 см, их карбонатизации и цеолитизации. В шлифах видно, что в непосредственном экзоконтакте пирокласты туфов цементируются вулканическим стеклом, заливообразно проникающим из тела базальта. В эндоконтакте консолидация тела базальта сопровождается формированием зональности («зона закалки») и не очень интенсивной минерализацией миндалекаменной зоны (рис. 12.). В шлифах зональность выражена в постепенном переходе от базальта с гиалиновой и гиалопилитовой структурами к более раскристаллизованной породе с пилотакситовой и далее в глубь породы – до офитовой структур. В обнажениях в контактовой зоне базальтов обычно отчетливо видна «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами.

Высокотемпературные пироксеновые роговики крупных интрузий, вероятно, обогащенных щелочами и летучими компонентами [Лурье, 1962]. Вмещающими породами для них чаще всего оказываются туфы базальтов, сами базальты и более ранние интрузии долеритов, реже – осадочные породы.



Рис. 12. Скальное обнажение в русле у правого берега р. Вилюй:
с. ш. $64^{\circ}04,038'$; в. д. $109^{\circ}13,932'$ [8]

Непосредственный контакт поверхности покрова базальтов с перекрывшими их (почти сразу после излияния) псефитовыми туфами. В базальтах отчетливо видна «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами.

Эндоконтактовые изменения тел долеритов сопровождаются уменьшением степени раскристаллизованности до микродолеритов (образование «зоны закалки»); экзоконтактовые – прокаливанием туфов в зоне, прилегающей к контактовой поверхности микродолеритов, что выражается в спекании обломков с образованием афанитовых апотуфовых роговиков, в которых об исходной породе напоминает лишь унаследованная ими темневая, реликтовая обломочная текстура туфов, часто просматривающаяся на выветрелой поверхности сколов. Еще одним консервативным признаком туфов в роговиках является слоистость, обычно субпараллельная и пологонаклонная. Согласно неоднородностям состава слоев туфов, развиваются неоднородности в составе и структуре роговиков. Таким образом, параллельно поверхностям напластования в туфах формируются плоскости плитчатой отдельности, обычной в роговиках. Процесс ороговикования сопровождается также изменением окраски туфов от темной зеленовато-серой до светло-серой с голубоватым или фиолетовым и сиреневым оттенками. Видимая мощность роговиков – от долей метра, но чаще от 4–5 до 10 м и более. На аэрофотоснимках зоны контактовых изменений обычно выделяются светлым фототонном. Такие роговики по слоистым туфам видны на рис. 13. Под микроскопом ороговикование туфов обычно отмечается замещением тонкозернистой основной массы исходной породы и образованием каемок микрогранобластового агрегата мельчайшими полигональными кристаллами бесцветного клинопироксена (размер от 0,005 до 0,01–0,02 мм) и мельчайшими лейстами плагиоклаза размером $0,001 \times 0,01$ мм вокруг литокластов и фено-кристаллокластов, подчеркивая их реликтовую текстуру. Кристаллы первичного клинопироксена породы часто бывают полностью перекристаллизованы и замещены микрогранобластовым агрегатом «роговикового» пироксена, зерна оливина сохраняются. Общее

содержание новообразованного клинопироксена в роговиках обычно варьирует в интервале от 20 до 30 %, в зависимости от первичного состава породы.

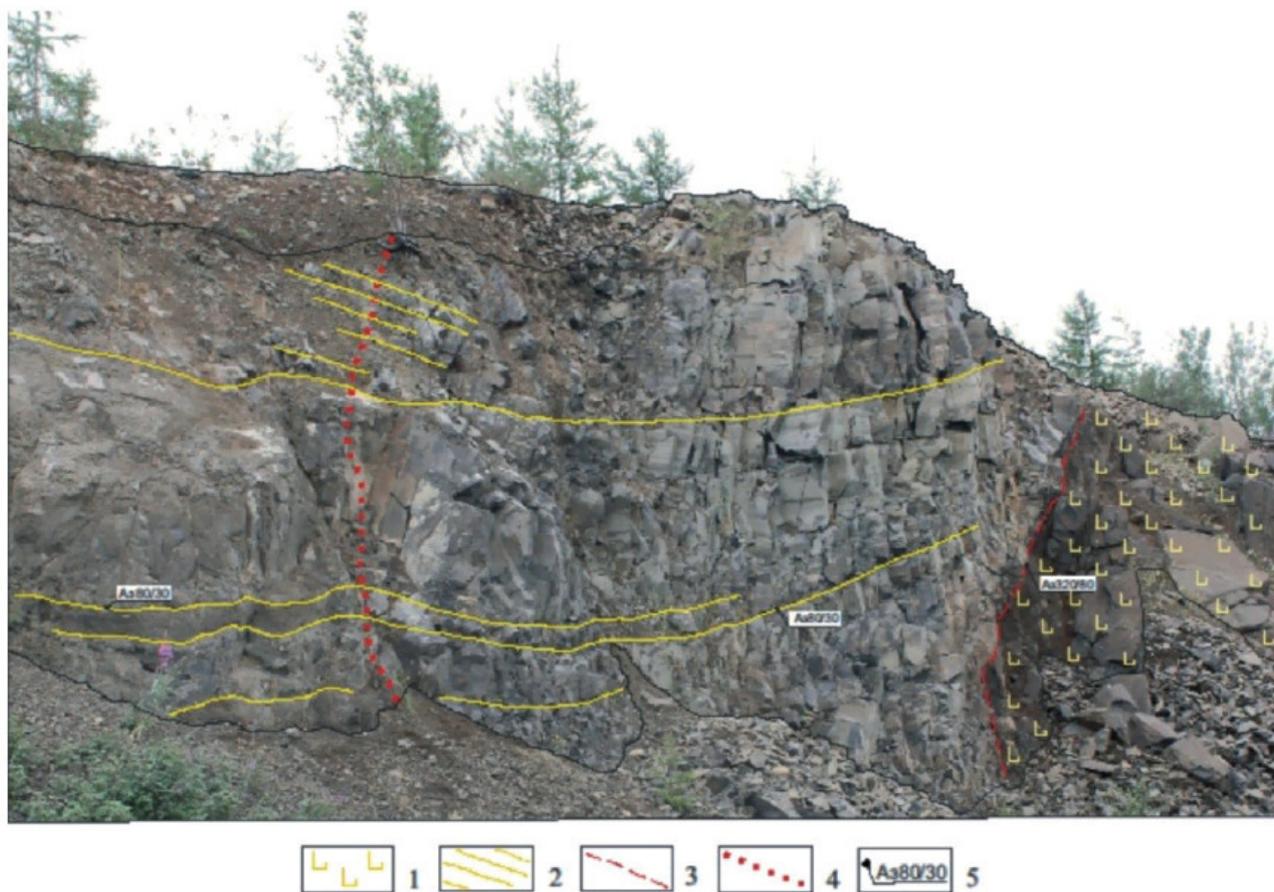


Рис. 13. Северный борт карьера трубки Айхал: с. ш. 65°55,550'; в. д. 111°30,396'. [8].

Ороговикованная пачка слоистых туфов в контакте крупного интрузивного тела долеритов

1 – долериты, 2 – слоистость в псаммитовых туфах базальтов, 3 – поверхность контакта долеритов с туфами, 4 – внешняя граница распространения ороговикования в туфах, 5 – замеры падения плоскостей.

Редко встречаются непосредственные контакты интрузий долеритов, принадлежащих к разным фазам или магматическим комплексам. Контакты здесь обычно резкие, «сваренные» в монолитную породу. По одну сторону контакта долериты «свежие» не ороговикованные, обычно с уменьшением зернистости к контакту («зона закалки»), по другую – плотные, очень крепкие, обычно «белесые» на выветрелой поверхности с голубоватым оттенком. В шлифах ороговикование долеритов выражается в появлении мелких полигональных зерен пироксена размером 0,05 – 0,1 мм и мельчайших лейст плагиоклаза, приуроченных к интерстициям породообразующих минералов. В первую очередь, замещаются участки вулканического стекла и зерна породообразующего пироксена, сохраняются зерна оливина, а также крупные зерна клинопироксена и плагиоклаза. Реликтовые минералы приобретают пятнистую (микрокавернозную) поверхность за счет наличия мельчайших (точечных) вростков моноклинного пироксена. По мере приближения к контакту количество новообразованного «роговикового» пироксена в долерите увеличивается. Как правило, только по роговикам под микроскопом можно бывает установить относительный возраст контактирующих интрузивных тел.

Породообразующие клинопироксены долеритов, клинопироксены роговиков и кристаллиты клинопироксенов, приуроченные к участкам разложившегося вулканического

стекла, были изучены на сканирующем электронном микроскопе высокого разрешения MIRA LM с катодом Шоттки в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Чувствительность обнаружения химических элементов составляла: для марганца, железа и натрия – 0,014 мас. %, для магния, алюминия, кремния, титана, кальция и калия – 0,01 мас. %. Получены качественные изображения зерен и агрегатов клинопироксенов при большом увеличении, изучены особенности их срастаний и соотношений в агрегатах, получены данные о химическом составе и кристаллохимических свойствах минералов, характере распределения в них компонентов-примесей. Химические анализы клинопироксенов пересчитаны на кристаллохимическую формулу по кислородному методу [Булах, 1967], а также рассчитано и отображено на диаграмме соотношение в них минералов CaSiO_3 (Wo), MgSiO_3 (En) и FeSiO_3 (Fs). В результате установлено, что по химическому составу и кристаллохимическим характеристикам клинопироксены пироксен-роговиковой фации отчетливо отличаются от порообразующих клинопироксенов долеритов и кристаллитов клинопироксенов на участках разложенного вулканического стекла [8].

Судя по геологической обстановке и минеральным парагенезисам роговиков по долеритам, базальтам и туфам, процесс контактового метаморфизма был связан с магматическими телами основного состава и протекал в условиях пироксен-роговиковой фации, температуры которой на небольших глубинах оцениваются в пределах 800–700 °С, а давления – до 300–200 атм. [Ревердатто, 1970; Фации..., 1970; Jaeger, 1959]. Ореолы ороговикования повсеместно сопровождаются ореолами цеолитизации и карбонатизации.

Роговики по породам песчаникового состава распространены широко, но мощности их обычно измеряются десятками сантиметров, редко до 1 м. Песчаники на контакте с долеритами частично сплавляются и окварцовываются. Непосредственно в зоне контакта часто можно наблюдать появление частично расплавленных песчаников типа бухитов. Цемент их спекается в стекловатую однородную массу с примесью рудной пыли, местами появляются новообразования цеолитов, эпидота, гидрослюд, карбоната. Обломочный материал подвергается сосюритизации, цеолитизации (плагиоклазы), пелитизации (калишпат), хлоритизации и эпидотизации (обломки основных пород), коррозированию краев (кварц), наиболее крупные обломки изменяются слабее. Внешне такие породы (бухиты) выделяются более крепкой цементацией и светлой окраской. Далее в глубь породы в песчаниках отмечается лишь перекристаллизация цемента, в результате которой они уплотняются. Окраска породы становится темно-серой, с зеленоватым и буроватым оттенками. Песчаники в этой зоне состоят из кварц-полевошпатовой псаммитовой массы, базальный цемент которой замещен микроигльчато-волокнистым агрегатом цеолит-халцедонового состава с образованием микроблочных псевдоморфоз плагиоклаза по зернам полевого шпата, чешуек биотита и серицита.

Роговики по породам глинистого и алевролитового состава встречаются редко, как и сами породы. Отмеченные мощности их, как и роговиков по песчаникам, не превышают 1 м. Глинистые породы (алевролиты и аргиллиты) непосредственно в зоне контакта с долеритами частично плавятся (превращаются в бухиты), приобретают афанитовый облик, становятся очень плотными, массивными с раковистым изломом, приобретают темно-серую почти до черной окраску, при этом частично сохраняют тонкую полосчатость – реликт первичной седиментационной слоистости. В шлифах просматривается роговиковая, аллотриоморфно-зернистая структура, отмечается появление микроигльчато-волокнистого агрегата цеолит-халцедонового состава и мелких чешуек слюды в тонкозернистой алевролитовой или пелитовой массе.

Скарноиды и скарны по карбонатным породам развиты незначительно, за исключением мест, где геологическая обстановка была благоприятна для циркуляции гидротермальных растворов. Скарноиды обычны на контактах пологозалегающих интрузий долеритов с карбонатными породами, где процесс термальной контактовой перекристаллизации (мраморизации) происходил с незначительным привнесением-выносом вещества в глубь породы не более 10 см. Внешне это плотные светлые желтоватые или

зеленоватые породы, состоящие из тонко-мелкозернистого агрегата кальцита и доломита с примесью сидерита при участии редких минералов скарнового комплекса – граната, скаполита, пренита и др. Фиксируется редкая вкрапленность псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту. В местах циркуляции гидротермальных растворов (зоны трещиноватости, контакты терригенных и карбонатных пород и т. д.) в экзоконтактах крупных интрузий долеритов (обычно в их лежащем боку) образовывались различные скарны: цеолит-гранатовые, кальцит-гранатовые, кальцит-магнетит-гранатовые, пироксен-гранатовые, эпидот-хлорит-серпентиновые с гроссуляром и др. Макроскопически это светлые, зеленовато- или голубовато-серые породы от мелко- до крупнозернистых. Гранат в них часто является преобладающим минералом (до 80–90 % всей массы породы), как правило, хорошо виден невооруженным глазом. Размеры кристаллов чаще всего 0,5–2,0 мм, но бывают и до 1 см. Зерна граната обычно имеют правильную кристаллографическую форму (ромбододекаэдры). По составу относятся к гроссуляру, гидрогроссуляру (ахтарандиту) или виллоиту. Кроме граната постоянно отмечаются цеолиты, кальцит, сидерит, халцедон, магнетит, пироксен, серпентин, эпидот, пренит и хлорит.

Низкотемпературные метасоматиты проявляются в незначительных масштабах в роговиках и иногда в самих интрузивных телах долеритов образованием зерен цеолитов и выделений бесцветного кальцита. Зерна цеолитов удлиненно-неправильной, пластинчатой формы размером в десятые доли миллиметра, обладающие низким рельефом и низкой (светло-серой) интерференционной окраской. Совместно с мелкими обломками они цементируют туфы, выполняют миндалины, изменяя при этом их конфигурацию, часто объединяя вместе несколько миндалин извилистыми проводничками. Кальцит бесцветный, прозрачный, иногда буроватый в проходящем свете, играет роль цемента – цементирует кристалло- и литокласты, вдавливается в них по микротрещинкам, выполняет миндалины. Характер соотношений цеолитов и «роговикового» клинопироксена свидетельствует о том, что процесс цеолитизации развивался позже процесса ороговикования, а выделение кальцита завершило этот процесс. Вероятно, цеолитизация и карбонатизация происходили на низкотемпературной стадии процесса ороговикования.

Гидротермальные образования распространены ограниченно. По морфологическим признакам и характеру минералогических ассоциаций можно выделить:

– выполнение миндалин палагонитом, кальцитом, хлоритом, цеолитами, реже кварцем. Комплекс минералов свидетельствует о длительном процессе, охватывающем значительный температурный интервал. Начало его относится к высокотемпературной стадии, когда из затвердевающего магматического расплава обособляются минералы группы палагонита. К конечной, низкотемпературной, постмагматической стадии относится заполнение миндалин кальцитом и кварцем;

– карбонатные и цеолитовые прожилки и гнезда, связанные с минерализованными зонами трещиноватости. Трещины сколовые, прямолинейные, крутопадающие, часто северо-восточного простирания залечены кальцитом и цеолитами, иногда с анальцимом. Мощность жил и прожилков обычно до 1 см, редко до 5 см. На отдельных участках встречаются линзовидные прожилки длиной до 10 см и мощностью до 3 см в трещинах отрыва, выполненных слабозамутненным, прозрачным исландским шпатом, а также гнезда, линзы и прожилки цеолитов мощностью до 5 см. Цеолиты часто в радиально-лучистых агрегатах, белого или грязно-белого цвета с низким 0,004–0,006, редко, высоким 0,012 двупреломлением. Наблюдаются нарастания монокристаллов кальцита на радиально-лучистые образования цеолитов;

– кварцевые жилы, выполненные молочно-белым кварцем обычно с друзами горного хрусталя. Размеры жил по протяженности – 1–2 м, мощность – до 10 см, редко до 20–30 см. По периферии трещин обычно развит мелкокристаллический кварц серовато-белого цвета, к центру трещины наблюдаются слабонаклонные короткопризматические полупрозрачные кристаллы кварца, слегка окрашенные в фиолетовый цвет (аметист) [Побережский, 1964]. Встречаются редко.

Методика выделения и трассирования пластовых трапповых интрузий (силлов), а также оценка влияния названных интрузий на фильтрационно-емкостные и экранирующие свойства вмещающих пород, подробно изложены в работах ВНИГНИ [11 и 12]. Кроме того, названная методика, (в уточнённой и дополненной версии), явилась результатом дополнительных исследований специалистов сектора обработки и интерпретации данных ГИС отдела комплексной интерпретации геолого-геофизических данных ВНИГНИ, выполненных по ходу написания этой работы. В 2023 году на территории Кочечумско-Мархинской НГПЗ был завершён первый этап строительства Канандинской-278 параметрической скважины, – бурение до глубины 3700 м. В названной скважине были вскрыты мощные толщи интрузивных тел, что на фоне максимально представительного комплекса ГИС и значительного отбора керна, (с последующими петрофизическими исследованиями), делает её весьма привлекательным объектом для изучения влияния траппового магматизма.

Интрузивные тела могут быть выделены на фоне вмещающих пород по комплексу геофизических исследований скважин. Надёжнее всего они выделяются по методу магнитной восприимчивости (выше 1800 М/Н) и удельному электрическому сопротивлению (УЭС больше 10000 Омм) (таблица 1), (см. также рис. 14.). Также, интрузивы на территории изучаемой НГПЗ обладают очень низкой радиоактивностью (ниже 3,5 Мкр/ч), пониженными значениями интервального времени пробега продольной волны (около 165 мкс/м) и повышенной плотностью (более 2,8 г/см³). Таким образом, в терригенном разрезе интрузивные тела выделяются уверенно, даже в условиях ограниченного комплекса ГИС. В карбонатном разрезе, при отсутствии каротажа магнитной восприимчивости, интрузивы выделяются по комплексу методов.

Таблица 1. Петрофизическая характеристика интрузивных тел на фоне вмещающих пород [А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова, 2024]

Петрофизические параметр	Критерии выделения интрузивных тел на фоне карбонатных вмещающих пород	Критерии выделения интрузивных тел на фоне терригенных вмещающих пород
УЭС, Омм	> 10 000	> 30
ГК, мкр/ч	< 3,8	< 3,8
Плотность, г/см ³	> 2,8 г/см ³	> 2,3 г/см ³
ДТ, мкс/м	165	165
Магнитная восприимчивость, М/Н	> 1800	> 1000

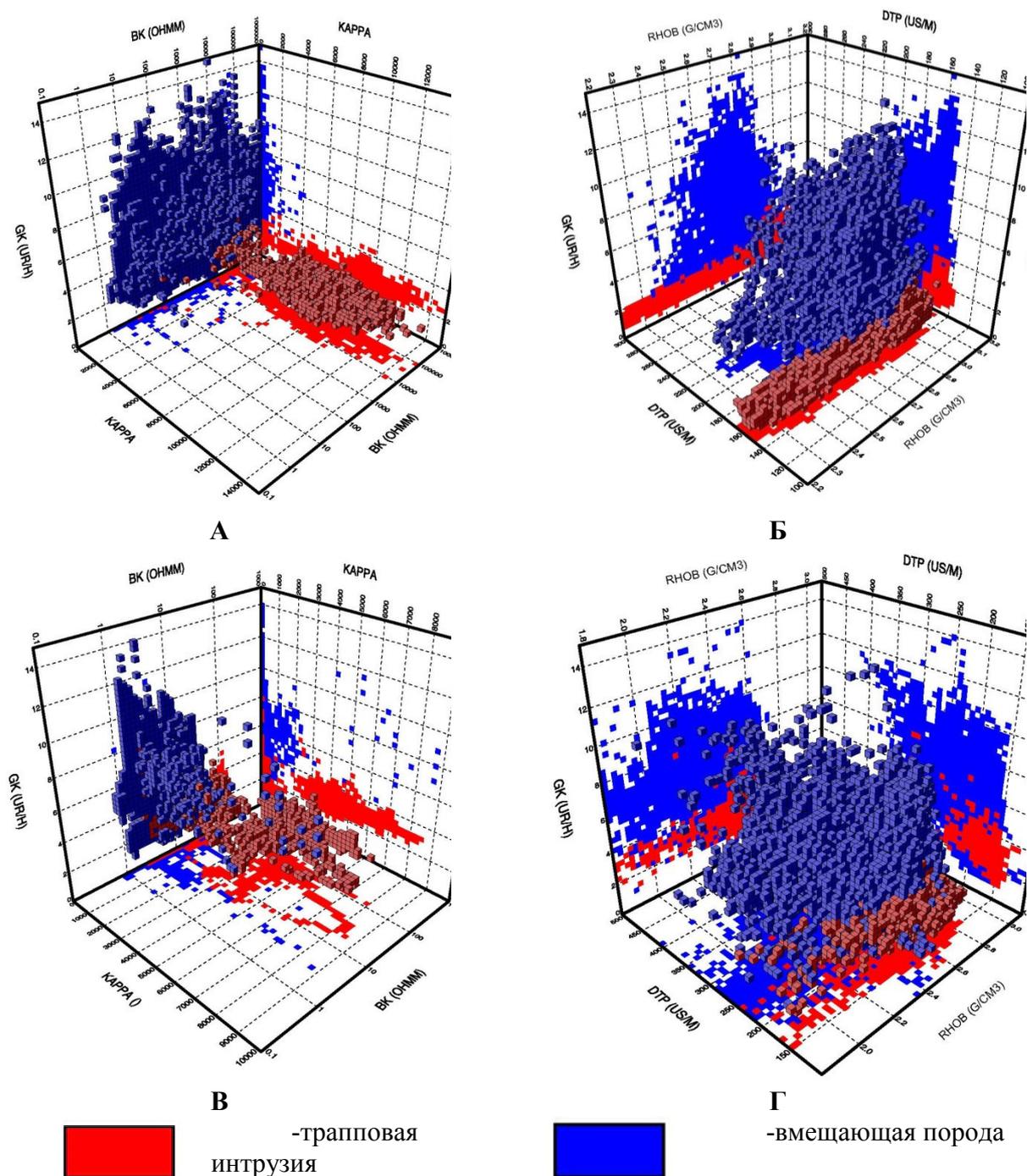


Рис.14. Выделение трапповых тел в поле ГК-БК-КМ в терригенном (а) и карбонатном (в) разрезах, и в поле ГК-АК-ГГК-п в терригенном (б) и карбонатном (г) разрезах, [А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова, 2024].

Наиболее показательным является распределение интрузивных тел в отложениях кембрия по скважинам Кочечумско-Мархинской НППЗ (таблица 2). Анализ данных ГИС показал, что в нижнем кембрии трапповые тела вскрыты в скважине Унга-Хахсукская-2980 (280 м), в среднем кембрии трапповые тела вскрыты в скважине Танхайская-708 (157 м) и Сохсолохская-706 (102 м). В скважине Канандинская-278 траппы встречены в верхне- и среднекембрийских отложениях, (более 518 м); нижнекембрийский разрез на первом этапе строительства скважины не вскрыт, (рис. 15). Таким образом, из результатов выполненного (по данным ГИС) анализа следует, что пластовые трапповые интрузии внедрялись в разновозрастные отложения по всей площади исследования, без какой-либо видимой закономерности, (рис. 16). Отсутствие названных интрузий в стратиграфическом интервале

ордовика нельзя считать установленной (доказанной) закономерностью, ввиду сходства литотипов вышележающих стратонев силура, карбона и перми, (см. рис. 16).

Таблица 2. Мощность интрузивных тел в отложениях кембрия по скважинам Кочечумо-Мархинской НГПЗ [А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова, 2024]

Скважина	Мощность интрузии, м	Возраст вмещающей толщи трапов
Унга-Хахсукская-2980	119,0	нижний кембрий
Унга-Хахсукская-2980	47,0	нижний кембрий
Унга-Хахсукская-2980	114,7	нижний кембрий
Танхайская-708	157,7	средний кембрий
Сохсолохская-707	102,0	средний кембрий
Канандинская-278	518,7	средний кембрий

Как уже было отмечено выше, наиболее мощное интрузивное тело вскрыто в скважине Канандинская-278. Вскрытый подинтрузивный разрез кембрия (мархинская и малыкайская свиты) является примером мраморизации карбонатных пород за счет процессов перекристаллизации. Сами отложения представлены комплексом пестроцветных, слабо осолоненных терригенно-карбонатных отложений (известняков, мергелей, аргиллитов в разной степени алевритистых, доломитизированных, сульфатосодержащих) с характерным для разрезов Мархино-Вилуйской стратиграфической области мелким ритмичным переслаиванием. Отбор кернa выполнялся в подинтрузивном интервале, в Малыкайской свите (3360 – 3700 м). Исследования пористости показали, что диапазон изменения Кп по керну – от 0,04 % до 6,86 %, при среднем значении пористости – 1,16 %. Абсолютная проницаемость Кпр имеет низкое среднее значение по всей выборке – 0,82 мД, при диапазоне изменения 0,001 – 65,4 мД. Также низкие ФЕС подтверждаются фотографиями шлифов, (рис. 17.).

Перекристаллизация является наложенным постседиментационным процессом, который является результатом дизъюнктивных тектонических проявлений, магматизма, гидротермального и теплового воздействия. Перекристаллизация отрицательно влияет на формирование пустотного пространства; происходит снижение изначальной пористости. В названном процессе происходит увеличение размеров перекристаллизуемых зёрен без изменения минерального состава вмещающих пород. Механизм перекристаллизации проходит через частичное растворение, перераспределение и осаждение вещества.

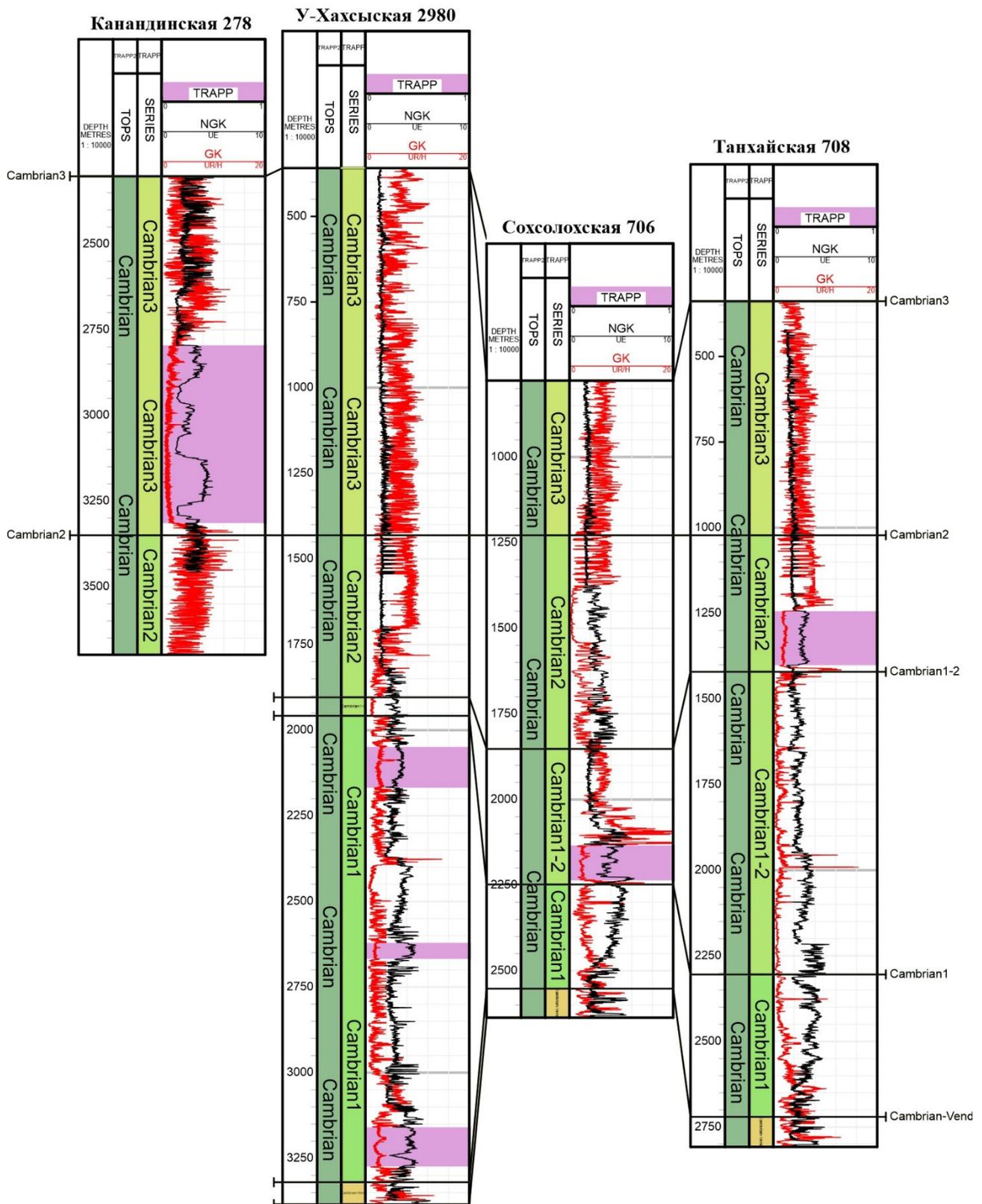


Рис. 15. Схема сопоставления трапповых тел в интервал отложений кембрия по скважинам глубокого бурения по скважинам Кочучумо-Мархинской зоны (КЧМЗ), [12]

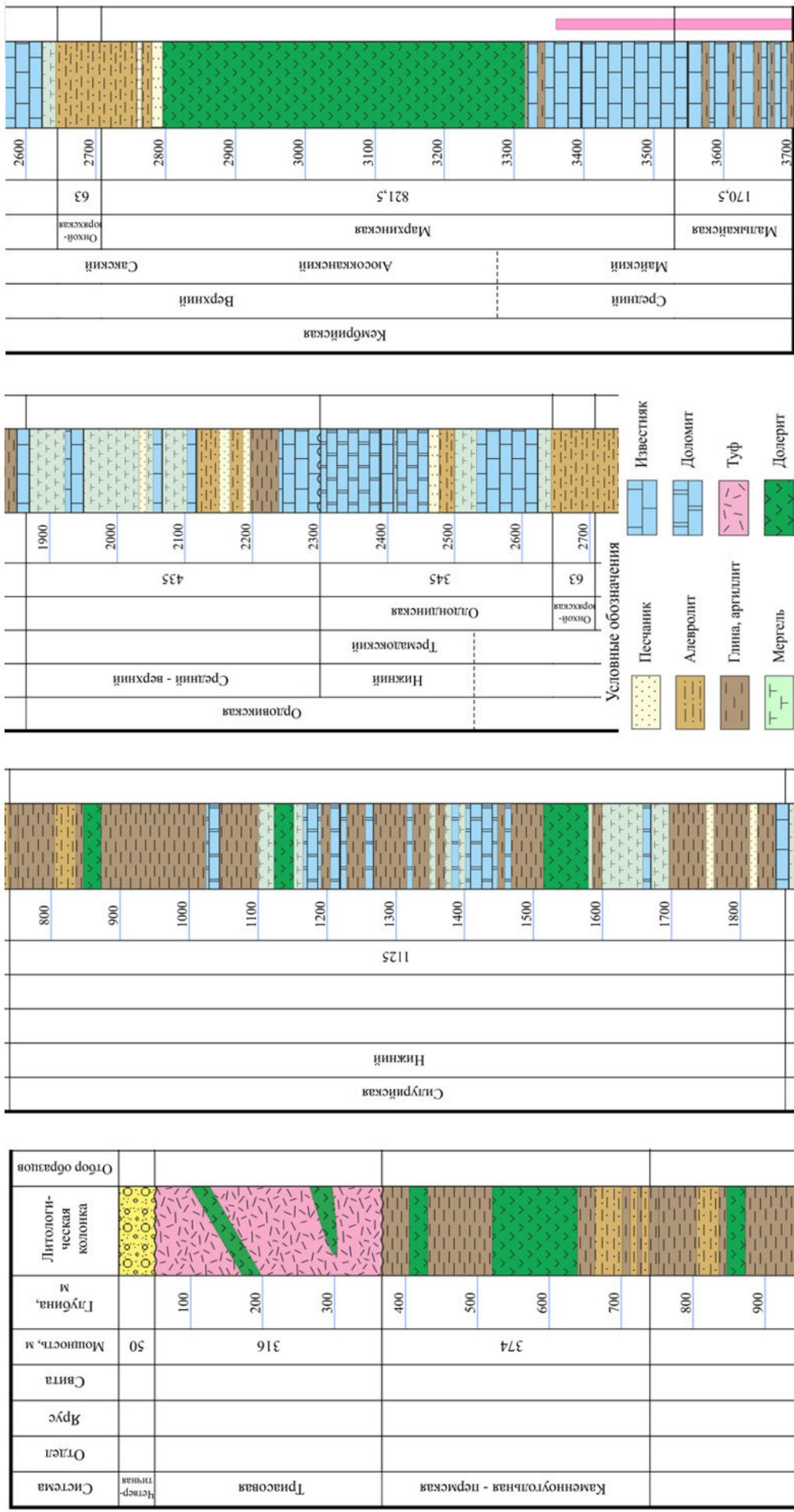


Рис. 16. Результаты визуального анализа разреза скважины Канандинская-278, на предмет установления возможной закономерностей распределения пластовых трапозов интрузий, (а также, – их толщин), от стратиграфической принадлежности вмещающих пород (Несмотря на отсутствие названных интрузий в стратоне ордовика, видимых закономерностей (по данным ГИС), – не установлено). Составлено по данным: [12].

На перекристаллизацию влияют примеси в изначальных породах (особенно, – примеси глинистого и органического вещества, – они замедляют прекристаллизацию), структурно-текстурные особенности пород, агрессивность подземных вод к вмещающим породам, температура и давление. Следует отметить, что рост давления и температуры способствуют развитию процесса перекристаллизации.

Таким образом, можно наблюдать отрицательное влияние интрузивных образований на коллекторские свойства подстилающих отложений кембрия, (что подтверждается и результатами испытаний, – отсутствием притока пластового флюида, см. рис. 18).

В свою очередь, отложения венда на территории Кочечумско-Мархинской НППЗ практически не осложнены внедрением интрузивных тел, что свидетельствует о весьма незначительном влиянии интрузивного траппового магматизма на УВ-потенциал вендских нефтегазоперспективных отложений в пределах названной зоны.

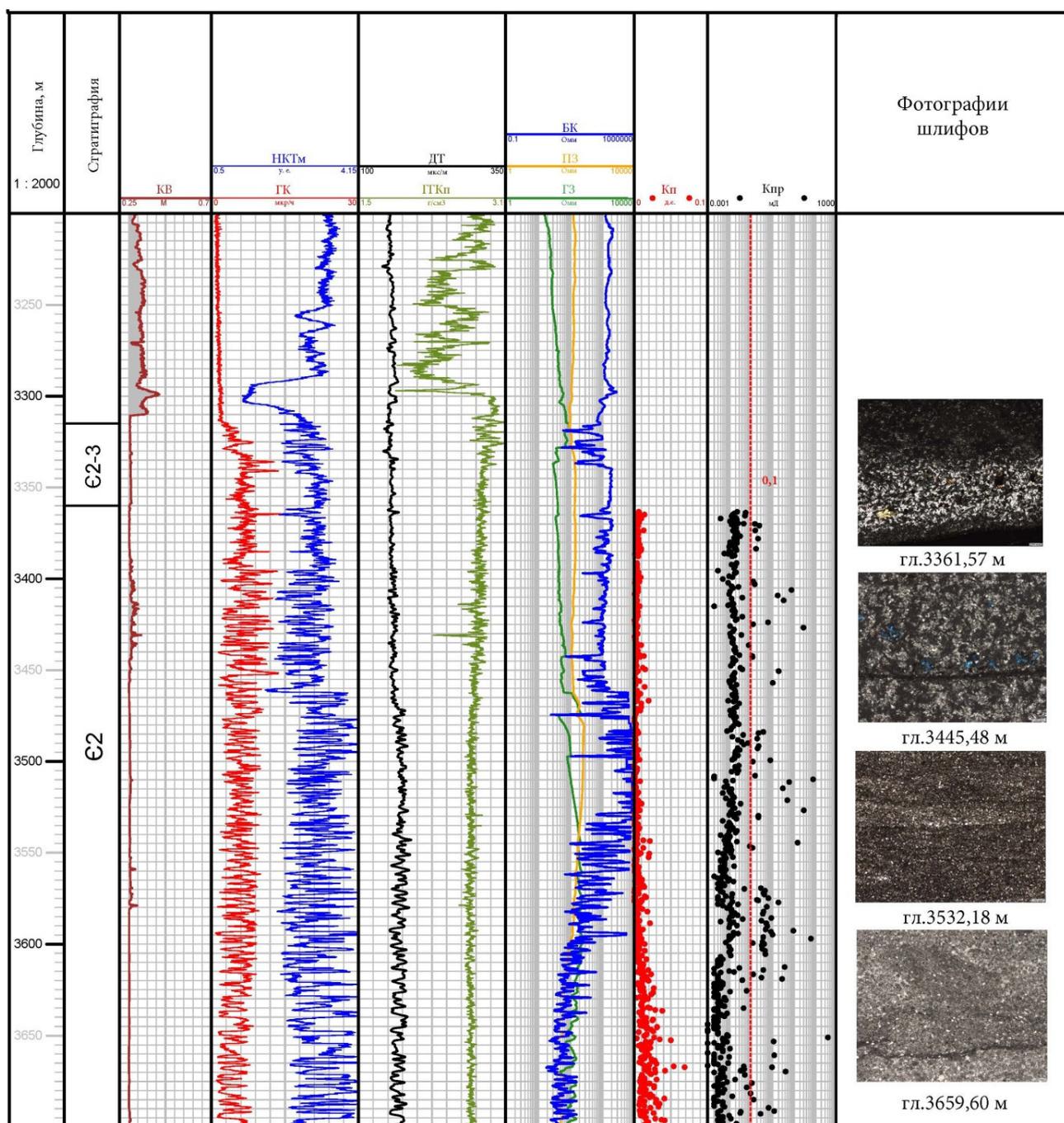


Рис.17. Геолого-геофизический разреза скважины Канандинская 278 в интервале кембрийского траппового магматизма и зоны подстилающей метаморфизации, [12]

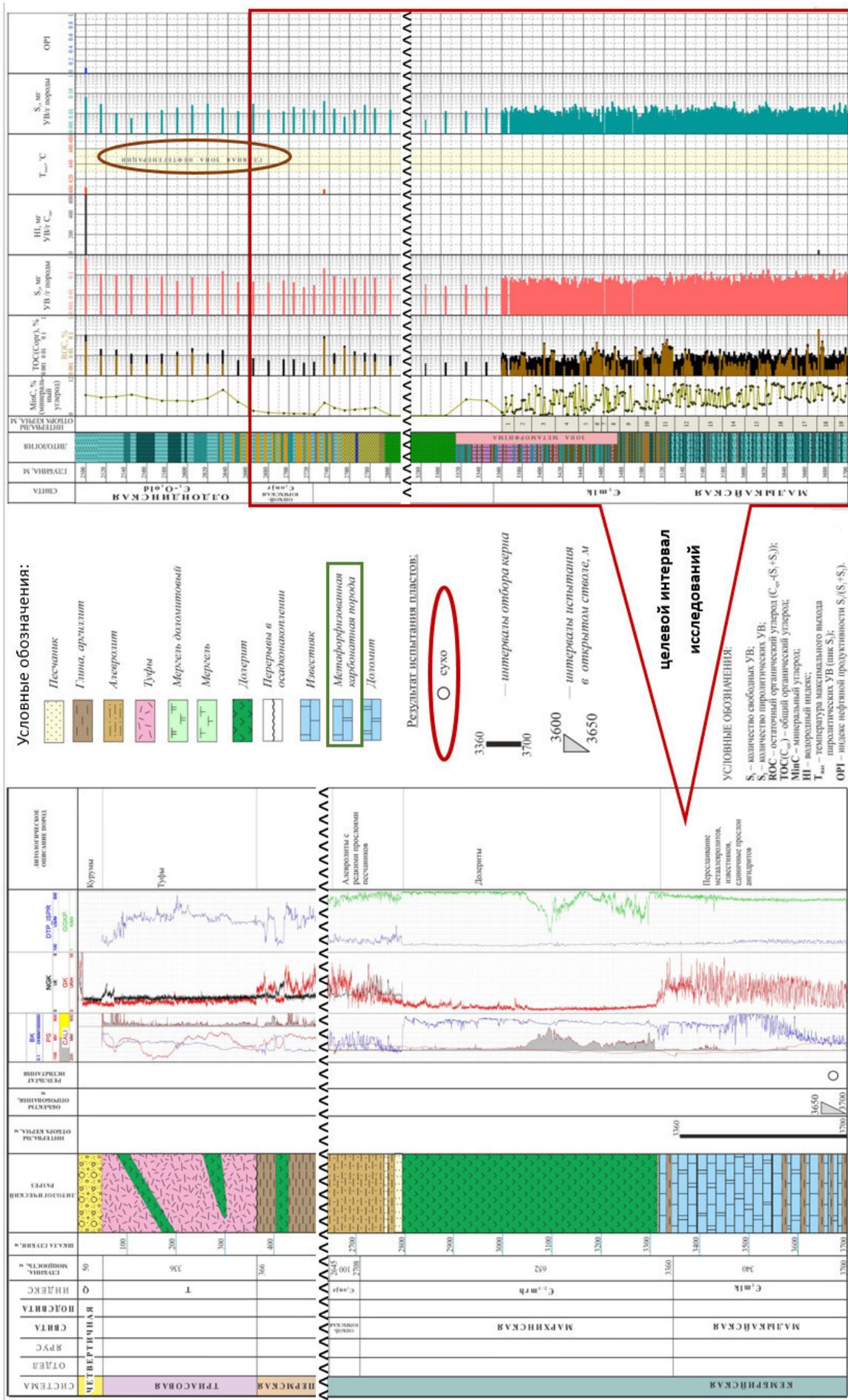


Рис. 18. Фрагменты геолого-геофизического разреза скв. Канандинская-278 в целевом интервале исследований. Оценка влияния пластовой трапповой интрузии на коллекторские свойства вмещающих пород, (в зоне контактного метаморфизма и ниже по разрезу), по данным ГИС и результатам испытаний. Составлено по данным: [11].

Суммируя вышеизложенное, можно сделать следующие предварительные **ВЫВОДЫ**, (которые формулируются, ввиду их «промежуточного» значения, не в виде окончательных тезисов, а в форме неких умозаключений в «свободном» изложении):

Влияние пластовых интрузий на ФЕС вмещающих пород – потенциальных коллекторов

Перекристаллизация является наложенным постседиментационным процессом, который является результатом дизъюнктивных тектонических проявлений, траппового магматизма и, как следствие, гидротермального и теплового воздействия. Перекристаллизация отрицательно влияет на формирование пустотного пространства: происходит значительное постседиментационное снижение конседиментационной (изначальной) пористости. В процессе перекристаллизации происходит увеличение размеров перекристаллизуемых зерен без изменения минерального состава вмещающих пород. Процесс перекристаллизации проходит через частичное растворение, перераспределение и осаждение исходного вещества. На перекристаллизацию влияют примеси в изначальных породах, (особенно, – примеси глинистого и органического вещества, – они замедляют перекристаллизацию), структурно-текстурные особенности пород, агрессивность подземных вод к вмещающим породам, температура и давление. Стоит отметить, что рост названных параметров способствуют развитию перекристаллизации. Таким образом, можно отметить отрицательное влияние интрузивных образований на вмещающие породы – потенциальные коллекторы.

Влияние интрузий на экранирующие свойства вмещающих пород – возможных покрышек для прогнозируемых залежей УВ. Один из базовых, незыблемых постулатов нефтегазовой геологии гласит о том, что существование кондиционной залежи УВ (залежь УВ = ловушка УВ + пластовый флюид) возможно только при триедином наличии следующих компонентов, формирующих (в своей совокупности) ловушку УВ: ловушка = пласт-коллектор + экранирующая покрышка + вмещающая форма для коллектора – структурная (антиклиналь) -//- либо неструктурная (литологическая или стратиграфическая ловушка, эрозионный врез в фундамент либо в подстилающие отложения и др., см. [13, 14, 15, 16]).

В работе [17], посвященной перспективам нефтегазоносности (НГН) северо-запада Сибирской платформы (СП) было отмечено, что «Положительную роль в длительной сохранности скоплений нефти и газа в венд-палеозойском осадочном комплексе севера Тунгусской синеклизы могли сыграть не только широко развитые здесь пласты девонских солей, но и сами базальтовые покровы, суммарная мощность которых превышает 1–2 км». В рамках развития этой перспективной гипотезы авторы данной работы полагают, что потенциальными флюидоупорами могут являться не только сами пластовые интрузии, но и постседиментационные ассоциации литотипов, – продуктов интрузивного траппового магматизма, сформировавшиеся в области нижнего экзоконтакта интрузивного тела и подстилающей карбонатной толщи.

Предварительная гипотеза относительно аномальной мощности нижней пластовой интрузии в разрезе скважины Канандинская-278. Аномальная толщина нижней пластовой интрузии, (осложняющей отложения мархинской свиты среднего кембрия, табл. 2, рис. 18), явно выходит за пределы закономерностей зонального тренда, (см. [4, 5, 6], а также рис. 9, 10 и 15.). Прочие (вышезалегающие) синхронные (Т1) пластовые интрузии, – в названные закономерности вполне «укладываются». Принимая во внимание вышеизложенный факт, можно предположить, что в процессе бурения скважины Канандинская-278, после вскрытия пластовой интрузии (силла) была «подсечена» и подводящая дайка – секущая интрузия.

Список литературы

1. Мельников Н.В. Нефтегазоносные комплексы Лено-Тунгусской провинции. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 196–205.
2. Ефимов А.С., Герт А.А., Смирнов М.Ю. и др. Нефтегазовый потенциал России: состояние и перспективы. // АТР глазами экспертов (международная экспертиза 2005-2019 г.г.). Коллективная

- монография, (Отв. редактор Рубан Л.С.). М.: ИСПИ РАН, МГИМО МИД РФ, КНУ, Цинхуа, Изд-во Academia, 2019. 350 с.
3. Каспаров О.С., Ерофеева Н.Л., Шиманский С.В., Мельников П.Н., Скворцов М.Б. Приоритетные направления региональных геологоразведочных работ на углеводородное сырьё. // Официальная презентация ФА по недропользованию РОСНЕДРА. М.: РОСНЕДРА, 2021.
 4. Варламов А.И., Афанасенков А.П., Мельников П.Н., Пороскун В.И., Скворцов М.Б. и др. Состояние и пути наращивания сырьевой базы углеводородов в Российской Федерации. М.: Геология нефти и газа, № 3, 2018. С. 5–25.
 5. Мельников П.Н. и др. Основные направления регионального изучения недр Российской Федерации в 2020 – 2025 г.г. // Официальная презентация ФГБУ ВНИГНИ. М.: ВНИГНИ, 2021.
 6. Гусев Н.И., Строев Т.С., Шарипов А.Г., Назаров Д.В., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Q-47 – Тура. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. 328 с.
 7. Липенков Г.В., Наумов М.В., Кириченко В.Т., Максимов А.В., Петров В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Виллюйская. Лист Q-48 – Эконда. Объяснительная записка. // Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 384 с.
 8. Сметанникова Л.И., Тихоненко В.И., Лобанов А.Б., Мишенин С.Г., Туркин А.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Виллюйская. Лист Q-49 – Удачный. Объяснительная записка. // Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «СНИИГГиМС». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 338 с.
 9. Забиров Ю.А., Чеха В.П., Шевцов А.П. Результаты поисков бокситов в юго-западном Прианабарье. Отчет Бокситовой партии по объекту «Рекогносцировочные поиски бокситов в юго-западном Прианабарье в 1975–1977 гг.». ФБУ «ТГФИ по СФО», № 20097, 1977.
 10. Сухов С.С., Фомин А.М., Моисеев С.А. Палеогеография как инструмент реконструкции кембрийского рифообразования на востоке Северо-Тунгусской нефтегазоносной области: от истории исследований к перспективам. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т. 13, №3, 2018.
 11. Мячев С.Б., Кучеря М.С., Кирсанов А.М. и др. Комплексная интерпретация ретроспективных сейсмических материалов по перспективным на поиск скоплений УВ участкам недр с целью повышения эффективности воспроизводства минерально-сырьевой базы углеводородного сырья и подготовки участков недр для лицензирования. // Отчёт по Государственному контракту № ОК-03-34/01 в 3-х книгах. – М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2014.
 12. Скворцов М.Б., Воробьев С.В., Кирсанов А.М., Асташкин Д.А., Владимиров А.В. и др. Бурение глубокой параметрической скважины Канандинская-278 глубиной 5400 м (первый этап бурения до глубины 3700 м). // Отчёт по Государственному заданию Федерального Агентства по недропользованию № 049-00014-22-02 от 01.04.2022. Красноярский край, Илимпейский район, Q-48-XXVII. М.: ВНИГНИ, 2022. 449 с. (2 книги).
 13. Нестеров И.И. Типы залежей нефти и газа. // Геология СССР. Т. 44, ч. II. М.: Недра, 1964. С. 39–42.
 14. Нестеров И.И. Проблемы геологии нефти и газа второй половины XX века. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 608 с.
 15. Нестеров И.И., Шпильман В.И. Теория нефтегазонакопления. М.: Недра, 1989. 232 с.
 16. Нестеров И.И. Фундаментальные основы формирования залежей нефти и природных газов, их поисков, разведки и разработки. // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 4. С. 425–433.
 17. Старосельцев В.С. Осадочный комплекс под базальтами Тунгусской синеклизы – перспективный объект поиска УВ. М.: Геология нефти и газа № 1, 1990.

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ БУРЕНИЯ И ПРОДУКТИВНОСТЬ БАССЕЙНА ДУАЛА / КРИБИ/ КАМПО

В. Пеквалек

Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ);

e-mail : st116237@student.spbu.ru , valerypekwaleke@gmail.com

Бассейн Дуала/Криби-Кампо (Douala/Kribi/Campo Basin) находится в Камеруне на побережье Атлантического океана и делится на два суббассейна: суббассейн Дуала на севере и суббассейн Криби-Кампо на юге.

Глубоким бурением в бассейне Дуала/Криби-Кампо изучены только отложения мезозойско-кайнозойского возраста, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Согласно современным представлениям геологов условия осадконакопления данных терригенных отложений были континентальным. Песчаники накапливались в условиях мелководных прибрежных равнин. В разрезе песчаных отложений также встречаются прослой илестых озерных отложений. В основании разреза выделяются базальные слои конгломератов и галечных песчаников. Продуктивные пласты находятся на глубине около 3500 м, значения общая пористости в них варьируют в интервале от 15,77 до 4,66%, а эффективная проницаемости от 2,76 до 546,54 мД.

С целью повышения нефтеотдачи пластов бассейна Дуала/Криби-Кампо был рассмотрен вариант применения метода проведения горизонтального бурения скважин. Новые вызовы требуют инноваций как в технологии бурения, так и в технических решениях. В качестве применения современных решений можно рассмотреть горизонтальное многоствольное бурение с использованием роторной управляемой системы для интенсивного набора угла (РУС PowerDrive Archer), которая способна бурить с большим набором угла боковые стволы от основного, для увеличения площади нефтесбора.

Также с целью выработки неосвоенных запасов и в связи с невозможностью строительства скважин с зарезкой боковых стволов (ЗБС) по стандартной технологии (рис. 1) внедрена технология заканчивания скважин комбинированной колонной хвостовика Ø 127/114 мм при реконструкции методом ЗБС, предусматривающая спуск малой установки электропроводного центробежного насоса (УЭЦН) на меньший период времени после строительства скважины.

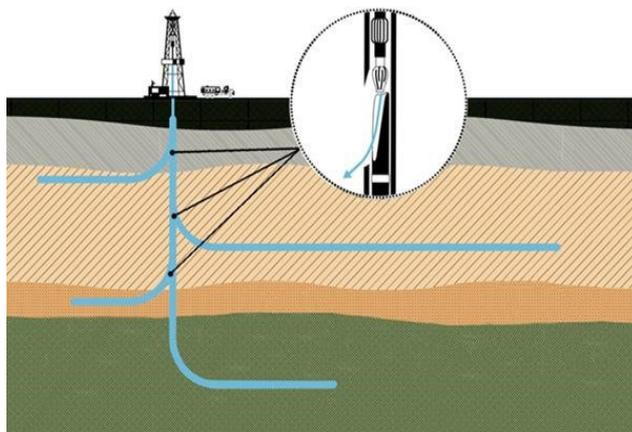


Рис. 1. Технология зарезки боковых стволов [2]

В связи с более сложными условиями бурения наклонно-направленных и горизонтальных скважин применение новых реагентов позволило проводить и заканчивать бурение без осложнений. Применение новых технологий цементирования позволило сократить цикл строительства скважин за счет сокращения времени использования опорно-направляющих колец (ОНК).

С 2016 года в рамках опытно-промышленных работ (ОПР) реализован комплекс решений, направленных на снижение интенсивности поглощений за счет регулирования давления на забое скважины при бурении с использованием технологии бурения с контролируемым давлением (БДР) и азота. Для достижения минимальной электрической центробежный насос (ЭЦП), наряду с применением БДР, необходимо было оптимизировать и другие составляющие процесса бурения. Внедрение этого комплекса решений позволило значительно снизить потери бурового раствора за счет из-за поглощений.

С целью повышения эффективности бурения и продуктивности разработки бассейна, мною рекомендуется провести более тщательное изучение строения продуктивных пластов при помощи геофизических и гидродинамических исследований в совокупности с применением технологии Пено цементирования технической колонны, что позволило сократить сроки строительства скважин примерно на сутки, а также снизить риски успешного цементирования технологической колонны и увеличение начальной производительности скважин.

Список литературы

1. Бурение нефтяных и газовых скважин: учебное пособие / Леушева Е.Л., Турицына М.В., Страупник И.А. – СПб: «ЛЕМА», 2015. 42 с.
2. <http://www.inbur.ru/articles/188-tekhnologii-zarezki-bokovykh-stvolov>
3. SNH Synthese sur le Bassin du Rio Del Rey et sur le bassin de Douala/KribiCampo. Rapport Interne, 2005. 14 p.

ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ МОНЦОНИТОВОГО И ГРАНИТОВОГО МАГМАТИЗМА БАЛБУКСКОГО АРЕАЛА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИИ

И.Р. Рахимов¹, А.А. Самигуллин¹, В.В. Холоднов², Е.С. Шагалов²

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

²*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*
e-mail: rigel92@mail.ru

Балбукский комплекс был выделен в 1960-е гг. исследовательской группой П.Ф. Сопко как совокупность нескольких десятков интрузий монцонит-сиенит-гранитного состава площадью от 300–500 м² до 15–20 км². Они локализованы в зоне северного замыкания Магнитогорской мегазоны, сложенной продуктами надсубдукционного магматизма и осадочными породами мелководной и глубоководной фаций, и среди серпентинитового меланжа Главного Уральского разлома (ГУР). С тех пор на геологических картах (Жданов и др., 2003ф) был определён ареал развития комплекса, выделены две самостоятельные фазы – 1) монцонит-сиенитовая и 2) гранит-лейкогранитовая. Предпринимались попытки датировать балбукский комплекс и определить его место в истории геологического развития Магнитогорской мегазоны [Жданов и др., 2003ф; 6]. Но петрографическое разнообразие, большой разброс изотопных датировок и геохимических характеристик не позволяли обосновать ни геотектоническую позицию, ни источники магмогенерации, о чём свидетельствуют размытые формулировки о происхождении балбукского комплекса в опубликованной литературе. В отчёте [Анисимов и др., 1983ф] приведены следующие датировки: для пород Балбукского массива Pb-Pb методом по двум пробам – 279±20 и 298±20 млн лет; для пород Аушкульского массива K-Ar методом по пяти пробам от 250±5 до 285 млн лет. В автореферате кандидатской диссертации В.М. Горожанина [2] опубликован Rb-Sr изохронный возраст Балбукского массива (317±32 млн лет) и Rb-Sr эррохронный возраст Аушкульского массива (305±86 млн лет). В отчёте [Жданов и др., 2003ф] приведены U-Pb датировки по циркону: 363±21 и 346,7±7,1 млн лет для сиенитов; 330±2 млн лет для кварцевых монцонит-порфиоров. При этом не указаны названия датированных массивов. В этой же работе авторы предположили, что пермские датировки пород связаны с наложенными магматическими и метаморфическими процессами. К примеру, пермский возраст (266±11, Rb-Sr) получен для околорудных метасоматитов из месторождения Малый Каран, связанного с сиенитами балбукского комплекса [3].

В данной работе представлены результаты Rb-Sr геохронологического изучения одного из мелких монцонит-порфировых массивов Шариповской группы и массива Каматал, отнесённых на государственных геологических картах к балбукскому комплексу. Измерения изотопных отношений Rb и Sr выполнены на термоионизационном масс-спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan, США) в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). Для контроля инструментальной стабильности и краткосрочной воспроизводимости использовали изотопный стандарт стронция NIST SRM 987 с результирующим значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr на период измерений 0,710250 ± 11 (1SD, N = 6). Содержания Sr и Rb в пробе холостого опыта составили 0,3 и 0,05 нг соответственно. Изотопные отношения были нормализованы по отношению ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8,3752. Для контроля измерения изотопные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd определялись в стандартном образце BCR-2 (все отношения нормализованы к ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219).

Для Rb-Sr изохронного датирования пробы 701/2012 (массив Шариповской группы, расположенный в 2,5 км северо-западнее с. Шарипово) использовались монофракции минералов (фенокристаллы калишпата, плагиоклаза и амфибола) и матрица породы (табл. 1). Датирование массива Каматал производилось по валовым пробам (U₁₈-83, 84 и 85) (табл. 2), отобранным вдоль обнажённого разреза на южном склоне г. Бол. Каматал, поскольку

тонкозернистое строение гранитов со сложным сростанием составляющих фаз не позволяет собрать мономинеральные фракции. На диаграмме $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. а) показана эррохрона, построенная для пяти измеренных проб из обр. 701/2012 с возрастом $350 \pm 39,6$ млн лет (СКВО=460) и две параллельные изохроны: на первую ложатся точки матрицы породы и фенокристаллов изменённого плагиоклаза ($354,5 \pm 2,2$ млн лет, СКВО=1), на вторую – валовой пробы, фенокристаллов амфибола и калишпата ($354,2 \pm 1,4$ млн лет, СКВО=0,0062). Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ двух изохрон 0,703582 и 0,703809 свидетельствуют о незначительном привносе радиогенного стронция при метасоматическом изменении. Таким образом, возраст монцонит-порфира определяется величиной $354,2 \pm 1,4$ млн лет. Для трёх валовых проб гранитов массива Каматал получена изохрона, определяющая возраст 304 ± 29 млн лет с отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70500$, СКВО=1,2 (рис. б). Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{304} = 0,70739$ в пробе U₁₈-86 (изменённый гранит с наложенной Ti-Fe-S минерализацией) резко отличают её от остальных проб, поэтому она не попадает на изохрону, но рассчитанная эррохронная зависимость с возрастом 199 ± 10 млн лет (СКВО=190) вероятно даёт информацию о времени наложения метасоматических процессов с сильным привносом радиогенного стронция.

Таблица 1. Rb-Sr изотопные данные для монцонит-порфира (обр. 701/2012) интрузии Шариповской группы Балбукского ареала

Проба	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(354)}$
WR	65	487	0,38338	0,000061	0,70548	0,000011	0,70355
Pl	106	378	0,80820	0,000104	0,70782	0,000007	0,70375
Kfs	163	469	1,00491	0,000353	0,70857	0,000005	0,70351
Amp	6	110	0,15740	0,000079	0,70436	0,000006	0,70357
MR	36	497	0,21074	0,000044	0,70486	0,000006	0,70380

Примечание: WR – вал породы, Pl – фенокристаллы изменённого плагиоклаза, Kfs – фенокристаллы калиевого полевого шпата, Amp – фенокристаллы амфибола, MR – основная масса без порфировых вкрапленников.

Таблица 2. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для гранитов массива Каматал Балбукского ареала

Проба	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(304)}$
U ₁₈ -83	95	122	2,25731	0,03386	0,71401	0,000012	0,70424
U ₁₈ -84	96	123	2,26611	0,03399	0,71427	0,000012	0,70447
U ₁₈ -85	97	82	3,42715	0,05141	0,71907	0,000008	0,70424
U ₁₈ -86	55	116	1,36650	0,02050	0,71330	0,000012	0,70739

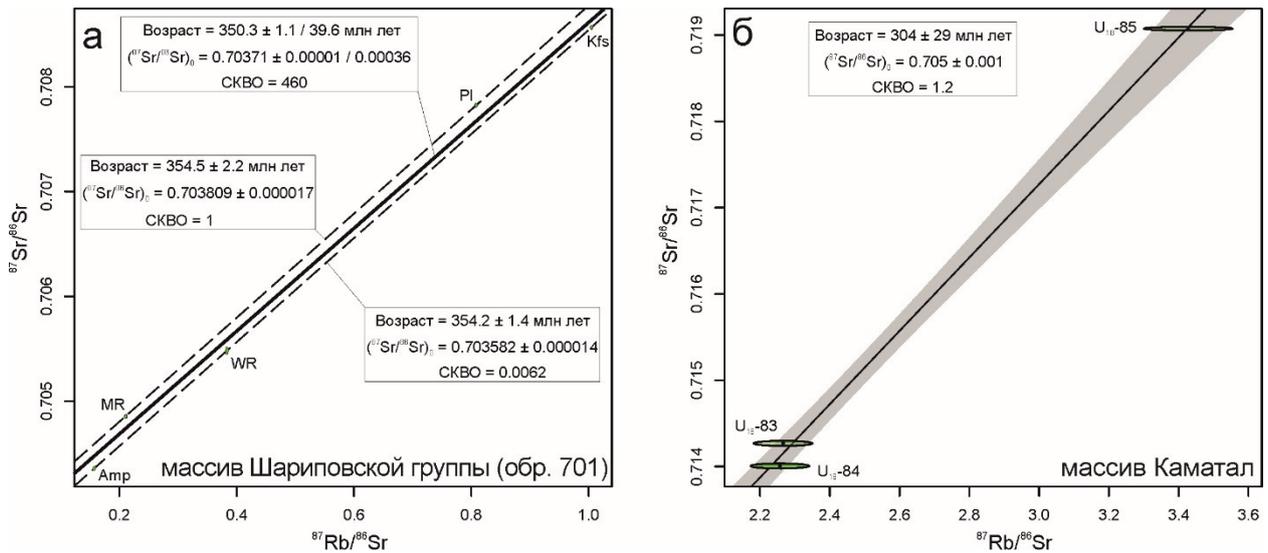


Рис. Rb-Sr изохроны для монцонит-порфиров (а) и гранитов (б) Балбукского ареала

WR – вал породы (обр. 701/2012), Pl – фенокристаллы изменённого плагиоклаза, Kfs – фенокристаллы калиевого полевого шпата, Amp – фенокристаллы амфибола, MR – основная масса без порфировых вкрапленников; U₁₈-83, 84, 85 – валовые пробы.

Полученные нами новые Rb-Sr датировки показали, что монцонит-порфиры одного из малых массивов Шариповской группы (обр. 701, рис. б) по возрасту ($354,2 \pm 1,4$ млн лет) в пределах ошибки совпадают с гранодиоритами петропавловского комплекса ($347,4 \pm 7,8$ млн лет, Rb-Sr) Ахуново-Петропавловского ареала (Жданов и др., 2003ф). Относительно близкий Rb-Sr изохронный возраст имеет дифференцированная от габбро до сиенитов серия пород Верхнеуральского массива – 362 ± 9 млн лет, а также гранодиориты Заматохинского (Полосинского) массива – 346 ± 1 млн лет Верхнеуральско-Кассельского ареала [5]. Гранит-порфиры массива Каматал (304 ± 29 млн лет) по возрасту совпадают с гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала ($294,1 \pm 1$, $306,5 \pm 1$ млн лет, U-Pb; $304 \pm 4,8$, $306,4 \pm 1,4$, $306,5 \pm 1,7$, $306,8 \pm 1,8$ млн лет, Rb-Sr) [Жданов и др., 2003ф]. Rb-Sr возраст 317 ± 32 млн лет Балбукского массива оказывается промежуточным между указанными монцонитоидами и гранитоидами. Учитывая большую ошибку, верхний предел возраста (349 млн лет) перекрывается с гранодиоритами петропавловского комплекса и Заматохинского (Полосинского) массива. Отметим, что в диапазоне около 340 – 325 млн лет, полученном по разнообразным изотопным датировкам, на Южном Урале сформировалась Магнитогорская габбро-гранитная серия, распространённая южнее – в основном в пределах Магнитогорско-Богдановской рифтогенной структуры [6, 7]. Иногда к этой серии относят и массивы Сыростанско-Тургоякского гранитоидного ареала, соответствующего по U-Pb возрастным датировкам 334 – 327 млн лет и находящегося севернее Балбукского ареала. Однако в вещественном плане породы Балбукского массива наиболее близки именно к высококалийным щелочным и субщелочным породам Верхнеуральско-Кассельского и Ахуново-Петропавловского ареалов, в том числе по K_2O/Na_2O отношению (≥ 1) и величине I_{Sr} ($0,70422$ в массиве Балбук, $0,70411$ в Заматохинском и $0,70450$ в Верхнеуральском массивах по данным [1]. В гранитоидах Магнитогорской серии K_2O/Na_2O как правило $\ll 1$, а $I_{Sr} < 0,704$ [1, 6, 7]. Таким образом, этапы проявления габбро-диорит-монцонит-сиенитового и гранит-лейкогранитового магматизма северной части Магнитогорской мегазоны (и сопредельной зоне ГУР), включая Верхнеуральский, Ахуново-Петропавловский и Балбукский ареалы, отвечают, соответственно, диапазонам 363 – 346 и 307 – 294 млн лет соответственно. Столь значительный временной разрыв с большой вероятностью свидетельствует о разных геотектонических условиях проявления монцонитового и гранитного магматизма. Соответственно, их отнесение к единому балбукскому комплексу противоречит критериям

единого магматического комплекса [4], т.е. не правомерно. Также важно отметить, что судя по имеющимся данным, породы Магнитогорской серии (около 340–325 млн лет) в северной части мегазоны имеют ограниченное распространение.

В раннем карбоне начинают формироваться так называемые центры длительного мантийно-корового взаимодействия – Ахуново-Петропавловский, Верхнеуральско-Кассельский и Балбукский ареалы [8, 9]. Первыми возникли габбро-монцонит-сиенитовые ассоциации пород, их структурное положение свидетельствует об образовании после аккреции Магнитогорского островодужного террейна к окраине палеоконтинента Лавруссия. Возможно, появление монцонитоидов фиксирует начальную стадию деструкции позднедевонско-раннекаменноугольного аккреционно-коллизийного орогена. В позднем карбоне начинается основной этап формирования Уральского орогена. Косая коллизия привела к возникновению локальных сдвиго-раздвиговых магмопроницаемых структур. В это время проявляется субщелочной и щелочной мантийно-коровый гранитоидный магматизм и анатексис, в частности, формируются гранитные массивы Балбукского и Ахуново-Петропавловского ареалов.

Список литературы

1. Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала / Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.
2. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
3. Знаменский С.Е., Холоднов В.В., Даниленко С.А. Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал) // Геологический сборник №11, 2014. С. 202–205.
4. Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
5. Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
6. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 392 с.
7. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 2013, 368 с.
8. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Шардакова Г.Ю., Салихов Д.Н., Коновалова Е.В. Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантийно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых источников // Геология и геофизика, № 6, Т. 62, 2021. С. 800–820.
9. Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизийного орогена // Геодинамика и тектонофизика, № 2, Т.12, 2021. С. 225–245.

ПЕРВАЯ КОНОДОНТОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЭРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА МАКСЮТОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.В. Рыскулова

Уфимский университет науки и технологий, Уфа

e-mail: a.ryskulova262@gmail.com

Южный Урал в ордовикское и силурийское время представлял собой раскрывающийся палеоокеан, от которого до нашего времени сохранились отложения континентального типа (медногорская, кураганская, набиуллинская свиты, сухолядская, сакмарская, михалкинская толщи) и океанического типа (поляковская, дергаишская свиты) [1, 2, 3]. Разрезы ордовика и силура в большинстве случаев не позволяют установить четкие границы местных стратиграфических подразделений, в результате часть геологических тел этого возрастного интервала из свит были переведены в ранг толщ [4].

В области пассивной окраины континента осадконакопление на западном склоне Южного Урала представлено разрезами набиуллинской свиты O₂-S₁. Эта свита подробно описана во многих работах (Краузе, Маслов 1961; Якупов и др., 2002; Мавринская, Якупов, 2016).

Возраст самых ранних силурийских отложений определен по органическим остаткам (граптолиты, конодонты), которые относились к теличскому ярусу позднего лландовери, исключение составляли находки граптолитов *Rivagraptus cf. belludus* (Tomq.), *Pristiograptus ex gr. regularis* (Tomq.), *Campograptus* sp. indet, *Pribylograptus* sp. indet аэронского яруса и раннелландоверийских конодонтов *Drepanodus aff. robustus* (Hadding), *Carniodus* sp. у д.Новосубхангулово [5].

Наиболее перспективным пунктом поиска нижнесилурийских отложений является разрез Максютово на правом берегу широтного течения р.Белая (рис. 1) в подпоре юмагузинского водохранилища. В скальных обнажениях с запада на восток обнажаются мощные терригенные отложения басинской толщи ашинской свиты венда, на них залегают кварцевые песчаники тирляно-кагинской толщи с мелкогалечными конгломератами небольшой мощности в основании. Мощность пачки ордовика до 18 м. На них согласно залегают серые массивные доломиты мощностью 11 м. В работе Краузе Маслова (1961) доломитовая пачка отнесена к лландоверийскому отделу, на основании находок позднелландоверийских граптолитов в перекрывающих тонкоплитчатых алевролитах [6].

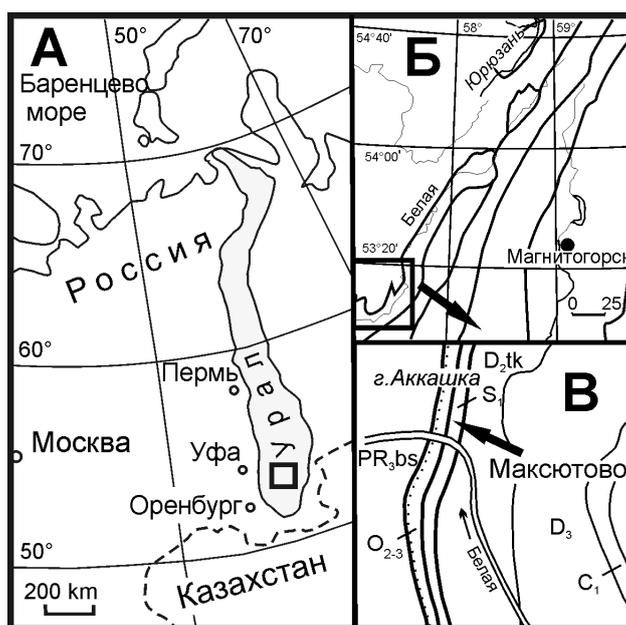


Рис. 1. Местоположение разреза Максютово

Отбор образцов на конодонты проводился в скальном обнажении доломитов (аз пад. 78° угол 40°) высотой 11 м через каждые 0,5 м. Конодонты получены из образцов 11005 – 11009 (рис. 2). Сохранность конодонтов хорошая и удовлетворительная.

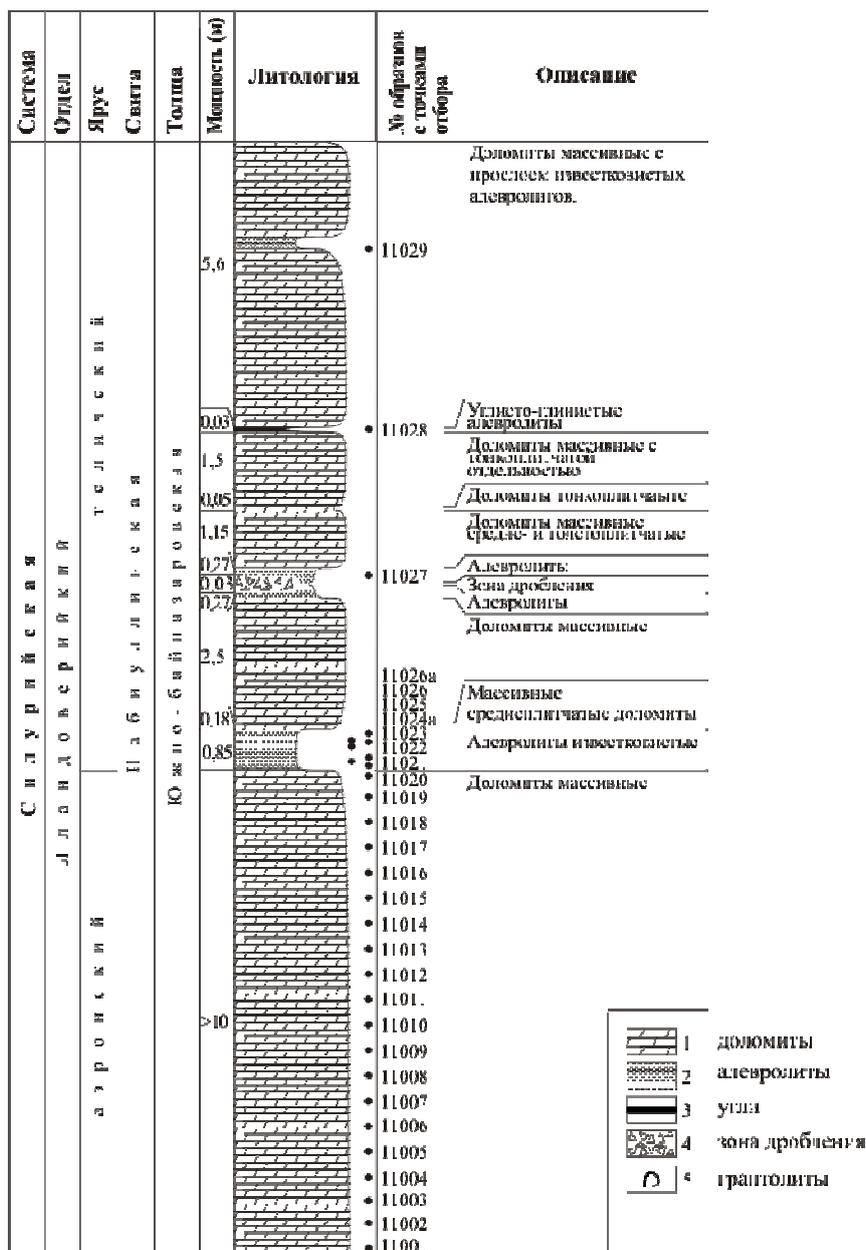


Рис.2. Разрез Максютово (по материалам Якупова Р.Р.)

Перекрывается пачка доломитов с конодонтами темно-серыми тонкоплитчатыми алевролитами (элементы залегания те же). В них собраны многочисленные силурийские граптолиты хорошей сохранности **Обр. 11026** *Spirograptus guerichi* Loydell, Storch et Melchin, *Streptograptus pseudoruncinatus* (Bjerreskov), *Stimulograptus halli* (Barrande), *Parapetalolithus* sp.. В 13 см выше совместно с граптолитами в **Обр. 11026А** *Spirograptus guerichi* Loydell, Storch et Melchin, *Streptograptus pseudoruncinatus* (Bjerreskov), *Stimulograptus halli* (Barrande). Комплекс граптолитов характерен для зоны *Spirograptus guerichi* основания теличского яруса лландоверийского отдела силура (определения А.А.Суярковой). (рис. 2)

В нижней толще светло-серых песчанистых доломитов с биокластовыми прослоями определены комплексы конодонтов, представленных элементами видов *Distomodus staurogathoides* (Walliser), *Distomodus* sp., *Distomodus* cf. *kentuckyensis* (Branson and Branson),

Oulodus panuarensis Bischoff. *Oulodus* cf. *jeannae* Schönlaub и единичный платформенный элемент *Ozarkona* cf. *clavula* Uyeno (обр. 11007), имеющими распространение в верхнем аэроне в нижней части конодонтовой зоны *D. staurognathoides* (определения Т.М.Мавринской).

В результате анализа элементного состава конодонтов в аэронских отложениях разреза Максютово в образцах подсчитано поэлементное и родовое распределение конодонтов представленных родами: *Coryssognathus*, *Distomodus*, *Icriodella*, *Oulodus*, *Ozarkodina*, *Pseudolonchodina* (табл. 1, 2).

Таблица 1. Родовая характеристика конодонтов

Название рода	11005	11006	11007	11009
<i>Coryssognathus</i>	+			
<i>Distomodus</i>	+			
<i>Icriodella</i>			+	+
<i>Oulodus</i>	+	+	+	
<i>Ozarkodina</i>			+	
<i>Pseudolonchodina</i>			+	

Таблица 2. Количественная характеристика элементов Ра Рb

Элементы	11005	11006	11007	11009
Ра	5	6	3?	4
Рb	0	0	1	0

Список литературы

1. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. Формирование земной коры Урала – Москва: «Наука», 1986. 248 с.
2. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника №5, 2008. С. 49–78
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
4. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Екатеринбург, 2002. 158 с
5. Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозоям // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 333–352
6. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. – 96 с.

АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ АККАРГИНСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ УРАЛА)

Д.Е. Савельев

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: sav171@mail.ru

Ультрамафитовый массив Аккарга расположен в юго-восточной части Южного Урала, непосредственно вблизи границы России и Казахстана. Он входит в состав Буруктаальско-Аккаргинского офиолитового комплекса и представляет собой его северную часть. Ультрамафиты офиолитовой ассоциации окаймляют со всех сторон дифференцированный магматический комплекс, включающий ряд пород от гранитов до габбро, а также вмещающие осадочные породы. Ультраосновные породы района ранее изучались многими исследователями, в том числе М.И. Алёшиным, Ю.Г. Полуренко, И.И. Эдельштейном, А.С. Лисовым, А.С. Варлаковым, К.К. Никитиным [1], которыми составлены карты района и найдены все месторождения хромититов. Все изученные месторождения относятся к подиформным телам, типичным для офиолитовых комплексов. Акцессорные хромшпинелиды ультрамафитов относятся к средне- и высокохромистым (>42% Cr₂O₃).

Основные месторождения массива сосредоточены в Центральной рудной зоне, наряду с которой разными авторами выделяются от двух до четырех параллельных ей зон. Из последних нами изучены лишь небольшие залежи, протягивающиеся восточнее Центральной (далее – Восточная рудная зона). Тела хромититов располагаются преимущественно в виде цепочек и представляют собой линзы или столбообразные тела массивного строения с подчиненным распространением нодулярных и вкрапленных руд. По данным работы [2] ресурсы месторождений оцениваются в 89 тыс. тонн руды со средним содержанием 50% Cr₂O₃, в 1930-е гг. извлечено из недр около 80 тыс. тонн хромититов.

Главными минералами руд являются высокохромистые шпинелиды в Центральной зоне (Cr# = Cr/(Cr+Al)=0,81–0,83) и несколько менее хромистые — в Восточной (Cr#=0,67–0,80), а также серпентин и хлорит, замещающие первичный оливин. Хромшпинелиды содержат минеральные включения, которые распределены весьма неравномерно. Наиболее распространенные минералы включений – оливин (серпентин) и амфибол, реже встречаются пироксены и сульфиды основных металлов (Fe, Ni, Cu). Оливин из включений в хромите обладает весьма магнезиальным составом (Fo94–98) и аномально высокими концентрациями никеля (до 1,5 мас.% NiO). Закрывание обменных реакций между оливином и хромитом происходило в интервале температур 600–850 С и фугитивности кислорода -0.9 ... +2,8 ΔFMQ.

Изучено содержание в хромититах элементов платиновой группы. Определение содержания пяти элементов платиновой группы (Ru, Ir, Rh, Pt, Pd) проводилось в 6 образцах. Суммарные содержания платиноидов (без Os) в пробах варьируют от 249 до 486 ppb. Наиболее высокие абсолютные концентрации характерны для Ru (82–227) и Ir (79–166), далее следует Pd (23–79), минимальные содержания характерны для Pt (2,4–10,4), Rh (3–14). Обращает на себя внимание тот факт, что во всех пробах установлены относительно высокие концентрации Pd, хотя минеральные формы нахождения данного элемента не были выявлены.

Для составления хондрит-нормированных графиков нами был проведен расчет валовых содержаний Os путем экстраполяции минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) с учетом содержаний других тугоплавких ЭПГ в изученных образцах. В результате построения графиков для всех исследованных проб получились практически идентичные кривые, характеризующиеся значительным преобладанием в хромититах элементов тугоплавкой триады с минимальными содержаниями платины и родия и умеренным содержанием палладия по отношению к хондриту. Полученные данные сопоставимы с ранее

исследованными подформными хромитами деплетированных мантийных разрезов офиолитов Урала (Кемпирсай, Рай-Из и др.) [3, 4].

В хромитах найдено несколько десятков мономинеральных и полиминеральных выделений минералов платиновой группы (МПГ). Мономинеральные выделения идиоморфных субизометричных очертаний во внутренних частях зерен хромита преимущественно представлены дисульфидами Ru и Os, а неоднородные выделения, часто неправильной формы, обычно характеризуются преобладанием иридия. Среди последних распространены самородные фазы, сульфиды и сульфоарсениды. Одной из важных особенностей локализации выделений МПГ является их частое нахождение совместно с гидроксил-содержащими силикатами – амфиболом, реже хлоритом. Из редких находок в хромитах отмечены циркон, бадделеит, апатит, барит, а в хромитах восточной рудной зоны встречены редкоземельные фосфаты — монацит, ксенотим, гидроксил-содержащие фазы REE.

Включения МПГ, заключенные во внутренних частях зерен хромита, вероятнее всего были сформированы в субсолидусных условиях за счет атомов тугоплавких ЭПГ, изоморфно входивших в решетку хромшпинелида при высоких температурах мантии, и сегрегировавших вблизи дефектов и/или включений в результате охлаждения, пластической деформации и рекристаллизации минерала-хозяина. Последующая гидротермальная проработка мантийных ультрамафитов и локализованных в них подформных залежей, связанная с надсубдукционной геодинамической обстановкой, привела к образованию более разнообразной акцессорной минерализации в интерстициальном пространстве хромита, включая сульфиды Fe и Ni, никелин, сульфоарсениды тугоплавких ЭПГ, редкоземельные фосфаты, циркон, барит, бадделеит.

Список литературы

1. Варлаков А.С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала. Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 63–82.
2. Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И., Орфаницкий В.Л., Андреев М.И., Сначев В.И., Даниленко С.А., Черкасов В.Л., Ченцов А.М., Жарикова Л.Н., Клочко А.А. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
3. Distler, V., Kryachko, V., Yudovskaya, M. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineral. Petrol.*, V. 92, 2008, P. 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>
4. Xiong, F., Zoheir, B., Robinson, P., Yang, J., Xu, X., Meng, F. Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes. *Lithos*, 2020. P. 374–375, 105699.

ТЕМПЕСТИТОВЫЕ ПРИЗНАКИ В ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛГАНСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

Н.С. Сагдеева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: sag-nyrija@mail.ru

Стратиграфическое положение колганской свиты, согласно палеонтологическим определениям, соответствует верхнефранскому-нижнефаменскому интервалу девонской системы [6]. Впервые колганская стратиграфическая единица была выделена в 1972 г. в ранге толщи С.П. Макаровой. В результате многолетних, практически непрерывных биостратиграфических и литологических исследований, в результате которых накопился значительный объем материала, в 2016 г., решением коллектива исследователей под руководством Н.К. Фортунатовой, колганская толща была переведена в ранг свиты [4]. В целом, она представляет собой серию мощных (до 100 м) пачек терригенных пород внутри карбонатного массива [1, 3]. Свита имеет преимущественно глинисто-алевро-псефито-псаммитовый состав. Колганская свита считается результатом размыва суши в пределах Соль-Илецкого свода. Отложения заполняют предполагаемый Колганско-Борисовский прогиб, который прилегает с севера к Оренбургской вали – субширотной структуре в северной части Соль-Илецкого свода [2].

Восточно-Оренбургское сводовое поднятие (ВОСП) – это локальная положительная тектоническая структура IV порядка в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Граничит со структурой II порядка – Предуральским краевым прогибом. Структура вытянута в субмеридиональном направлении и пересечена сетью разрывных нарушений [1].

Темпеститы – это осадочные отложения, образовавшиеся в результате штормовой деятельности [5]. Механизм образования темпеститов примерно таков: высокоэнергетические штормы порождают волны и течения, которые воздействуют на морское дно, глубиной вплоть до нескольких десятков метров. Штормы, направленные на сушу, приводят к накоплению водных масс, а когда шторм стихает, к образованию обратных потоков, направленных в сторону моря, вызывающих донные течения, которые переносят осадочные отложения ниже базиса действия штормовых волн в низкоэнергетическую среду осаждения, образуя отложения темпеститов.

Штормовые отложения имеют широкие вариации мощности, внутренних структурно-текстурных особенностей в зависимости от близости и интенсивности шторма. Выделяются проксимальные и дистальные темпеститы.

Проксимальные темпеститы имеют большую мощность, крупнозернистый состав, они включают в свой состав множество слоев, содержащих смешанный состав биоты. Основание слоев имеет резкий контакт с подстилающими отложениями.

Дистальные темпеститы, как правило, имеют небольшую мощность, хорошую степень сохранности первичных признаков осадконакопления и тонкие прослои, содержащих биокластику.

В результате комплекса литологических исследований кернового материала четырех скважин в пределах юго-западной части ВОСП, стратиграфически относящихся к колганской свите верхнефранского подъяруса (согласно палеонтологическим определениям выполненных Артюшковой О.В. (конодонты) и Горячевой А.А. (палинологический комплекс)), был выделен комплекс темпеститовых признаков, указывающих на превалирующую роль штормовой деятельности в процессе осадконакопления колганских отложений исследуемого участка. Стоит отметить, что исследуемый литологический состав колганской свиты существенно отличается от «типичного» состава свиты. Вскрытые отложения представлены чередованием терригенно-карбонатных, глинисто-карбонатных и

карбонатных отложений. Разрезы скважин охарактеризованы фаунистически: отмечаются крупные реликты раковин брахиопод, строматопор, кораллов, криноидеи, известковые водоросли. Развита интенсивная биотурбация.

Макроописание и петрографические исследования керн позволили выделить пять основных литотипов свиты, объединенных в 3 пачки смешанного, карбонатно-терригенного или терригенно-карбонатного состава.

Пачка 1. Известняк нодулярно-брекчиевидного облика (карбонатные автобрекчии) с терригенной примесью, биотурбированный, среди которых наблюдаются прослой биогермного известняка с реликтами кораллов и строматопор. Преобладание отложений карбонатного состава и вышеописанного облика являются отличительной особенностью колганской свиты юго-западной части ВОСП

Пачка 2. Переслаивание известняка песчанистого с известковым цементом, слоистой текстуры и алевролита кварцевого мелкозернистого. Отмечается следы илоедов плохой степени сохранности.

Пачка 3. Песчаник средне-мелкозернистый с карбонатным цементом, биотурбированный. Песчаник содержит остатки раковин брахиопод и фрагменты кораллов, строматопор. Отмечается прослой хорошо сортированного кварцевого песчаника и прослой алевритистого песчаника с карбонатной матрицей. Контакт с вышележащим алевролитом резкий, эрозионный.

В разрезе выделяется 3 пачки и отмечается резкий переход от карбонатных автобрекчий с глинисто-алевритистым матриксом, с прослоями известняка биогермного генезиса и их продуктов разрушения первой пачки к глинисто-алевритистым породам, алевролитам второй пачки к песчаникам кварцевым, известковистым, грубо- и среднезернистым, биотурбированным.

Темпеститовые признаки проявлены по всему исследованному разрезу – это горизонтальная слоистость отложений (характерна для всех выделенных пачек); массовые скопления (сгужения) отсортированных целых раковин хорошей степени сохранности и измельченных обломков (пачки 1, 2); случайная ориентация биокластики; матрикс пород, состоящий из пакстоуна и крупнокристаллических разностей между раковинами (пачка 2); резкий эрозионный контакт с подстилающими отложениями (признак характерный для всех выделенных пачек); Распространенные следы биотурбации (биотурбация проявлена во всех выделенных пачках). Латеральное замещение известняков алевролитами и песчаниками вероятно связано с увеличением глубины бассейна осадконакопления, препятствующей размыву донных илов [5].

Отложения колганской свиты юго-западной части ВОСП образовались в условиях переходной зоны между верхней и нижней сублиторалью. То есть в интервале глубин между нормальным базисом действия нормальных волн и штормовых. Штормовая активность предопределила широкое площадное распространение. В этих обстановках особенности осадков определяются чередованием продолжительной седиментации в спокойных условиях и редких кратковременных эрозионных штормовых процессов.

Таким образом, колганская свита верхнефранского возраста юго-западной части ВОСП характеризуются нетипичным для неё преобладанием карбонатной составляющей в литологическом составе отложений и преобладанием структурно-текстурных темпеститовых признаков. Что в свою очередь, указывает на превалирующее влияние штормовой деятельности в процессе диагенеза.

Список литературы

1. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области – Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997. 272 с.
2. Горожанина Е.Н., Побережский С.М., Горожанин В.М., Ефимов А.Г. Тектоническая модель седиментации верхнедевонской колганской толщи западной периклинали Оренбургского вала (по

данным бурения) // Актуальные вопросы литологии: материалы литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 82–84.

3. Космынин В.А., Кузьмин Д.А. Литофациальный анализ и оценка перспектив нефтегазоносности отложений колганской толщи юга Оренбургской области // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 31–39.
4. Стратиграфическая схема верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2016. С. 43.
5. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and applications, Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 2010. - 984 pp.
6. Ovnatanova N. S., Kononova L. I. Frasnian Conodonts from the Eastern Russian Platform // Paleontological Journal, 2008, Vol. 42, No. 10, pp. 997–1166.

ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАТАВСКОЙ СВИТЫ (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЮРЮЗАНЬ)

Р.Ю. Сальманова, И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Н.П. Парфирьев

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

E-mail: vrushana@mail.ru

Для многих докембрийских осадочных толщ отсутствуют геохронологические данные из-за отсутствия подходящего материала для радиометрического датирования. В этом случае для выявления периодичности в стратиграфической записи оказалась неоценимой циклостратиграфия. Калибровка био-, хемо-, магнитостратиграфических шкал во времени с использованием циклостратиграфического метода является важным инструментом в разработке международной шкалы геологического времени [12]. Метод основан на распознавании астрономически вынужденных периодических климатических изменений в осадочных толщах. Эти астрономические циклы (циклы Миланковича) являются вариациями параметров орбиты Земли (большой и малый эксцентриситеты, LE и SE) и оси ее вращения (нутаия и прецессия, O и P соответственно). Они влияют на уровень инсоляции Земли и порождают климатические, океанографические и биологические флуктуации, которые могут сохраняться в геологической летописи [4]. Спектральный анализ целого ряда характеристик осадочных отложений позволяет идентифицировать орбитальные циклы [4, 5, 9]. Длительность циклов инсоляции составляет от ~ 20 тыс. лет до ~ 405 тыс. лет. Теоретическая погрешность определения скорости аккумуляции древних осадочных толщ составляет половину длительности цикла прецессии земной оси (10–12 тыс. лет). В ряде работ показана устойчивость астрономических циклов и приводятся методики расчета отношений периодов циклов Миланковича в прошлом [1, 14]. Есть несколько исследований, в которых циклостратиграфия была применена к докембрийским толщам [3, 6, 10, 11]. Метод циклостратиграфической калибровки магнитостратиграфической шкалы имеет достаточно хорошо разработанную методическую базу [5]. В палеомагнетизме орбитальные циклы можно выделить из вариаций магнитной восприимчивости (МВ), как в наземных, так и в морских отложениях. В природном сигнале изменений магнитной восприимчивости выявляются периодические вариации, и оценивается их достоверность по отношению к шуму. Выделенные в результате спектрального анализа изменений магнитной восприимчивости отчетливые пики на периодограмме сопоставляются с орбитальными циклами. На основе выделенных циклов Миланковича можно оценить длительность накопления изученной толщи.

В предположении о синхронности намагниченности известняков катавской свиты времени ее образования сделана попытка оценить длительность накопления изученной толщи на примере нижней части разреза Юрюзань, расположенного по правому борту долины р. Юрюзань вдоль ж.д. Юрюзань – Вязовая. Отложения катавской свиты здесь не затронуты процессами метаморфизма, моноклинально залегающие слои не имеют признаков тектонических нарушений и достаточно полно отражают информацию об условиях формирования осадочного палеобассейна в период всего катавского временного интервала. Разрез был опробован для измерений магнитной восприимчивости параллельно с палеомагнитным опробованием. Всего по верхней части разреза опробовано примерно 74 м и 63 м в нижней части разреза. Средняя часть обнажения недоступна, поэтому между верхней и нижней частями отбора проб имеется пробел ~46 м. Ранее была выполнена предварительная оценка средней скорости осадконакопления в верхней части разреза [2]. В полевой сезон 2023 года коллекция образцов была существенно пополнена, что позволило рассмотреть и нижнюю часть разреза.

Методика исследований заключается в следующем. Важными условиями при спектральном анализе являются равномерность временных интервалов между точками данных и отсутствие значимых пропусков. Разрез был опробован для измерений магнитной

восприимчивости через каждые 0,2 м. По отобранным образцам измерена величина магнитной восприимчивости, нормированная на массу. Измерения магнитной восприимчивости выполнялись на Каппабридже KLY-2 (Чехия) в лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН (Уфа). Таким образом была получена кривая изменений магнитной восприимчивости по разрезу.

Для выделения отдельных циклов необходимо, чтобы на длине участка, соответствующего данному циклу было не меньше двух точек данных. При интервале отбора 0,2 м удалось выявить только циклы, которые предположительно можно было интерпретировать как циклы большого и малого эксцентриситетов. Так же, как это было сделано для верхней части разреза [2], для более надежной интерпретации с целью выявления влияния циклов малого эксцентриситета, нутации и прецессии в этой же части разреза дополнительно был опробован участок мощностью более 10 м через каждые 0,05 м. Используемый нами комбинированный подход к опробованию разреза позволил выделить предполагаемое влияние всех четырех циклов Миланковича, обычно используемых при интерпретации.

Спектральный анализ данных был выполнен с использованием программного обеспечения Acycle (<https://github.com/mingsongli/acycle>) [7]. Перед спектральным анализом данные магнитной восприимчивости усреднялись с помощью 3-точечного скользящего окна для устранения экстремальных выбросов. Для удаления возможного влияния изменений с длинами волн, сравнимых с длиной разреза, использовалась процедура детрендинга методом LOESS с окном длиной в 2/3 изучаемой последовательности. Для ряда данных с удаленным трендом выполнен спектральный анализ методом МТМ (multitaper method) [12]. Оценка достоверности выявленных пиков выполнена по отношению к надежным моделям красного шума с доверительной вероятностью 95% [8].

Обычно циклостратиграфические оценки следует проверять с помощью независимых методов, таких как геохронологический, магнитостратиграфический, биостратиграфический и/или путем корректировки магнитной циклостратиграфии горных пород к теоретическим вариациям инсоляции для эксцентриситета, наклона и прецессии. Однако для докембрия эти методы либо неприменимы, либо данные отсутствуют. Поэтому интерпретация периодов астрономически вынужденных климатических циклов требует альтернативного подхода. При отсутствии точных сведений об абсолютном времени свидетельством астрономически вынужденных климатических циклов может служить соотношение периодов для циклов, выявляемых спектральным анализом. Этот подход дает приблизительные оценки астрономически вынужденных циклов в отсутствие надежной геохронологии и позволяет оценить среднюю скорость осадконакопления [5].

Выполненный ранее [2] спектральный анализ серии МВ верхней части разреза Юрюзань позволил идентифицировать предполагаемые циклы Миланковича и оценить продолжительность седиментации в пределах изученной части разреза. По нашим оценкам, 65,6 м разреза накопились за ~3,2 млн лет, что дает среднюю скорость седиментации ~20,6 м/млн лет.

В нижней части разреза средняя скорость осадконакопления оценивается примерно в 13,8 м/млн лет, откуда следует, что изученные 62,6 м накопились примерно за 4,5 млн лет.

С помощью процедуры FFT (fast Fourier transform) выполнена оценка переменных скоростей седиментации вдоль нижней части разреза с использованием скользящего стратиграфического окна. Циклы со схожей, но немного отличающейся периодичностью являются результатом разных скоростей седиментации (со значениями в диапазоне от ~10 до ~14 м/млн лет). Этот результат не противоречит современным представлениям о скорости осадконакопления в мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима и может быть использован для оценки продолжительности отдельных магнитозон и переходных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-27-00018.

Список литературы

1. Berger A., Loutre M.F. Astronomical forcing through geological time // In: DeBoer, P.L., Smith, D.C. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1994. P. 15–24.
2. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // *Geoscience Frontiers*, V. 14, № 4, 2023. Art. 101558.
3. Gong Z., Kodama K.P., Li Y.-X. Paleomagnetism and rock magnetic cyclostratigraphy of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: constraints on the remagnetization mechanism // *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 528, 2019. P. 232–246.
4. Hinnov L.A. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the Earth and Planetary Sciences // *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 2013. P. 1703–1734.
5. Kodama K.P., Hinnov L.A. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy* // Blackwell Wiley Publishers, 2015. p. 165.
6. Levashova N.M., Golovanova I.V., Rudko I.V., Danukalov K.N., Rudko S.V., Yu S.R., Meer J.G. Late Ediacaran magnetic field hyperactivity: Quantifying the reversal frequency in the Zigan Fm, southern Urals, Russia // *Gondwana Research* 94, 2021. P. 133–142.
7. Li M., Hinnov L., Kump L. Acycle: Time Series analysis software for paleoclimate research and education // *Comput. Geosci.* 127, 2019. P. 12–22.
8. Mann M.E., Lees J.M. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series // *Clim. Change* 33, 1996. P. 409–445.
9. Meyers S.R. Cyclostratigraphy and the problem of astrochronologic testing // *Earth Sci. Rev.* 190, 2019. P. 190–223.
10. Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W. Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchronicity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley region, CA. *Precamb. Res.* 266, 2015. P. 395–408.
11. Sui Y., Huang C., Zhang R., Wang Z., Ogg J. Astronomical time scale for the middle-upper Doushantuo Formation of Ediacaran in South China: implications for the duration of the Shuram/Wonoka negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion 532, 109273. *Paleogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology* 532. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2019.109273>. 2018.
12. *The Geologic Time Scale 2012* / F. Gradstein, J. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg (eds.) // Elsevier, 2012. 1176 p.
13. Thomson D.J. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, 70, 1982. P. 1055–1096.
14. Waltham D. Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy. *J. Sediment. Res.* 85, 2015. P. 990–998.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В СУЭЦКОМ ЗАЛИВЕ, ЕГИПЕТ

А. А. А. М. Седдик^{1,2}

¹*РГУ Нефти И Газа (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва*

²*Университет Сохаг, Египет*

e-mail: a_elmostashar87@science.sohag.edu.eg

Аннотация. Позднемиоценовые, эоценовые и миоценовые карбонатные формации Египта содержат нефтематеринские. С этими отложениями связаны гигантские запасы углеводородов. Разнообразие фациальных типов отложений обусловлено трансформацией рельефа дна морского бассейна, связанного с тектоническими процессами, сопровождавшими формирование рифтовой зоны Суэцкого залива. Карбонатные породы-коллекторы характеризует высокая степень изменчивости фильтрационно-емкостных свойств.

Введение. Карбонатные породы составляют примерно половину углеводородных коллекторов во всем мире [1]. Рифтогенный бассейн Суэцкого залива – наиболее перспективная и продуктивная нефтяная провинция Египта. Он представляет собой межконтинентальный рифт, простирающийся на север от города Хургада примерно на 325 км. Карбонатные породы подвержены диагенезу, который вызывает заметные изменения в размере и форме пор, что приводит либо к снижению, либо к повышению качества нефтяного коллектора (например, [2, 3]).

К потенциальным домиоценовым карбонатным породам в бассейне Суэцкого залива относятся позднеэоценовые коричневые известняки и эоценовая формация Фивы. Однако карбонатные коллекторы в Суэцком заливе можно разделить на дорифтовые, такие как трещиноватый известняк эоценовой формации Фивы, и синрифтовые, такие как миоценовые карбонаты формации Нухул, формации Рудис, формации Карим, формации Белаим и формации Рас Гариб, которые обычно перекрыты миоценовыми эвапоритами [4]. Эти миоценовые карбонаты также образуют некоторые доказанные стратиграфические ловушки в районе Суэцкого залива, например, на месторождении Рас Эль Бахар [4].

1. Коричневый известняк. Формация коричневого известняка относится к позднему Сенонскому периоду и была отложена во время Тетианской трансгрессии на северо-востоке Африки [4]. Она также известна как формация Дуви. Она представляет собой основную и самую богатую исходную породу в центральной и северной частях Суэцкого залива [5, 6]. Карбонаты этой формации имеют среднее ТОС 3,5% и демонстрируют высокий водородный индекс (НИ) при низких значениях кислородного индекса (ОИ) керогена типов I и II. Нефть из формации коричневого известняка образовалась в сильных восстановительных морских условиях и характеризуется низкой плотностью по API и высоким содержанием серы, как, например, на месторождениях Октябрь, Рас-Будран, Абу-Рудейс, Белаим-Марин и Белаим-Лэнд [4]. По данным [7], формация коричневого известняка рассматривается в качестве коллектора на нефтяном месторождении Гейсум. Значение водонасыщенности колеблется от 15 до 45 %, а значение эффективной пористости - от 11 до 15 % для выбранных потенциальных интервалов в коричневом известняке из-за высокоструктурной обстановки [7].

2. Формация Фивы. В целом, эоценовые отложения содержат как нефтематеринские породы, так и породы-коллекторы. [9]. Карбонаты Фивской свиты сформировались в течение Тетианской трансгрессии на северо-востоке Африки, так же как и коричневый известняк. Последние представляют собой потенциальную нефтематеринскую породу с содержанием ТОС в 3,2 % с керогеном типа I/II но образующиеся углеводороды имеют низкие значения API, высокое содержание серы, высокие значения НИ и низкие значения ОИ [4].

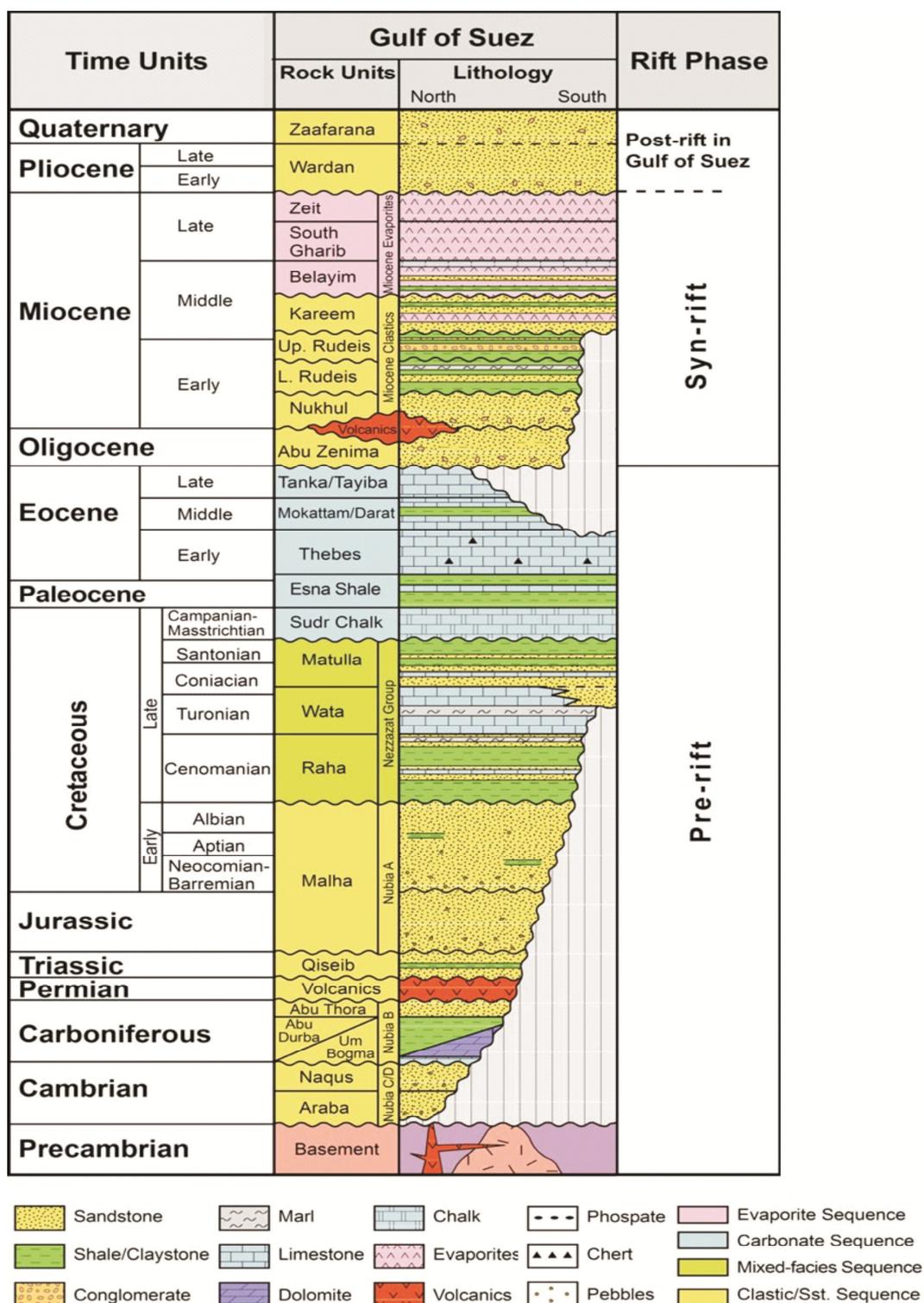


Рис. 1 Стратиграфические разрезы Суэцкого залива после [8]

Трещиноватые известняки формации Фивы со средней пористостью 13 % обеспечивают около 1,1 % добычи нефти в Суэцком заливе и чистой толщиной продуктивного горизонта 15–17 м. Нефть добывается на многих месторождениях, таких как Асал, Судр, Рас Матарма, Карим, Бакр, Западный Бакр, Иссаран, Шоаб Али и Рахми [4].

Мощный эоценовый карбонат формации Фивы на месторождении Октябрь в районе Суэцкого залива (недавно названный формацией Радваны) относится к нетрадиционным. [10]. Система пор в этих карбонатах варьирует между мезопорами и макропорами, которые

включают межчастичную, внутривчастичную и молдическую пористость, а так же трещины [10].

3. Формация Нухул. Рифовый известняк формации Нухул дает нефть на нескольких месторождениях в Суэцком заливе (например, Карим, Аль-Аюн и Зейт-Бей), однако на месторождении Фелефель он дает нефть и газ. Пористость этого известняка равна 16 %, а толщина продуктивного горизонта колеблется от 20 до 60 м [4].

4. Формация Рудейс. Формация Рудейс сформировалась в мелководных и относительно глубоководных морских условиях в раннемиоценовом возрасте в Суэцком заливе [5]. Она конформно перекрывает раннемиоценовую формацию Нухул и подстилает среднемиоценовую формацию Карим [11]. Включенные в состав формации Рудейс фораминиферы подтверждают её бурдигальский возраст. Породы формации представляют собой отложения литоральных лагун, барьерных отмелей рифового комплекса [12]. Она содержит значительные запасы нефти и газа, что делает ее одним из наиболее продуктивных резервуаров углеводородов в бассейне Суэцкого залива [13].

Карбонаты формации Рудейс представлены кораллово-водорослевыми доломитами и биогенными известняками. Диагенетические процессы, включая цементацию, уплотнение, микрокритизацию и ангидритизацию, снижают качество коллектора, в то время как стилолитизация, растворение и микротрещиноватость повышают потенциал добычи [13]. В среднем их пористость составляет около 16%. Эти карбонатные пласты также являются продуктивными на месторождениях Бахр, Зейт-Бей, Асл, Судр и Матарма [4].

5. Формация Карим. Карбонаты формации Карим демонстрируют хорошую вторичную пористость и представляют собой потенциальный газовый резервуар на нескольких месторождениях в бассейне Суэцкого залива, таких как месторождение Фелефель [4].

6. Формация Белаим. Известняки Белаим более перспективны, чем песчаники Белаим, в бассейне Суэцкого залива. Эти карбонаты образуют биогермные постройки на контролируемых разломами высоких участках палеобассейна и демонстрируют пористость, колеблющуюся между 10 и 19 %. Чистая продуктивная толщина этих известняковых слоев составляет около 9–12 м. Эти карбонаты дают нефть и газ на месторождении Эш-эль-Меллаха и на месторождении Рас-Фанар. Однако на месторождениях Харид и Фелефель добывается только газ [4].

7. Формация Рас-Гариб. Известняки и прослои доломитовых известняков в эвапоритовых толщах формации Рас-Гариб дают нефть на различных месторождениях в Суэцком заливе [4].

Список литературы

1. Harbaugh, J.W., Carbonate oil reservoir rocks, in *Developments in sedimentology*. 1967, Elsevier. p. 349–398.
2. Afife, M.M., E.S. Sallam, and M. Faris, Integrated petrophysical and sedimentological study of the Middle Miocene Nullipore Formation (Ras Fanar Field, Gulf of Suez, Egypt): An approach to volumetric analysis of reservoirs. *Journal of African Earth Sciences*, 2017. **134**: p. 526–548.
3. Watney, W., et al., *Memoir 71, Chapter 6: Petrofacies Analysis--A Petrophysical Tool for Geologic/Engineering Reservoir Characterization*. 1999.
4. Alsharhan, A., Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt. *AAPG bulletin*, 2003. **87**(1): p. 143–180.
5. Alsharhan, A. and M. Salah, Geology and hydrocarbon habitat in a rift setting: southern Gulf of Suez, Egypt. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1994. **42**(3): p. 312-331.
6. Rohrback, B. Crude oil geochemistry of the Gulf of Suez: 6th Egyptian General Petroleum Corporation. in *Petroleum exploration and production conference*. 1982.
7. Osman, M., M. Sadoun, and M. Fathy, A static modeling approach to the Brown Limestone carbonate reservoir, Geisum Oilfield, Gulf of Suez, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 2022. **15**(20): p. 1588.
8. Moustafa, A.R. and S.M. Khalil, Structural setting and tectonic evolution of the Gulf of Suez, NW Red Sea and Gulf of Aqaba rift systems. *The geology of Egypt*, 2020: p. 295–342.

9. Radwan, A.E., A.A. Kassem, and A. Kassem, Radwany Formation: A new formation name for the Early-Middle Eocene carbonate sediments of the offshore October oil field, Gulf of Suez: Contribution to the Eocene sediments in Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 2020. **116**: p. 104304.
10. Radwan, A.E., et al., Multi-scale characterization of unconventional tight carbonate reservoir: Insights from October oil field, Gulf of Suez rift basin, Egypt. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2021. **197**: p. 107968.
11. Takasu, Y., A. Ganoub, and M. Hirano, Exploration history and geology of west Bakr fields, Eastern Desert, Egypt. 1982: Epedeco.
12. Sallam, E.S., et al., Depositional cycles of the Lower Miocene Rudeis Formation (southwestern offshore margin of the Gulf of Suez, Egypt): Implications for reservoir evaluation. *Marine Geology*, 2019. **415**: p. 105964.
13. Sallam, E.S., et al., Sedimentary facies and diagenesis of the Lower Miocene Rudeis Formation (southwestern offshore margin of the Gulf of Suez, Egypt) and implications for its reservoir quality. *Marine Geology*, 2019. **413**: p. 48–70.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ОСТРАКОД *PARAPARCHITES COMPLANATUS* GUSSEVA, 1986 В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ШИХАНА КУШТАУ

Р.Е. Семенов

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: semikromik97@yandex.ru

Вид *Paraparchites complanatus* Gusseva, 1986 впервые описан из отложений тастубского горизонта сакмарского яруса приуральского отдела пермской системы. Голотип хранится под № 3/12069 в ЦНИГР музее им. академика Ф.Н. Чернышева в г. Санкт-Петербург [2, табл. 63, фиг. 2]. Вид был найден в органогенных слоистых известняках тастубского горизонта на скале Сабакай, расположенной в 3,5 км от окраины дер. Ташаулово, ниже по течению и на правом берегу р. Юрюзань в Дуванском районе республики Башкортостан. Видовое название «complanatus» переводится как «сплюснутый», что характеризует форму раковины, которая отличается меньшей шириной по сравнению с другими представителями рода *Paraparchites*.

Новая находка этого вида была сделана в тубифитовом (водорослево-бактериальном) известняке шиханского горизонта (ассельский ярус нижней перми) г. Куштау в Ишимбайском районе республики Башкортостан (автор участвовал в отборе керна скважин совместно с отрядом ИГ УФИЦ РАН в 2022 году). Гора (шихан) Куштау представляет собой карбонатный массив, протянувшийся на 3,2 км в субмеридиональном направлении и примерно на 1,2 км в широтном [1]. Она находится на правом борту долины р. Белой, в 4 км к востоку от северной окраины г. Стерлитамака, и сложена известняками ассельского, сакмарского и артинского возраста с остатками фораминифер, брахиопод, аммоноидей, кораллов, редких трилобитов. Гора Куштау расположена на расстоянии ок. 220 км к юго-западу от скалы Сабакай.

Раковина *Paraparchites complanatus* была обнаружена в образце с глубины 40 м из скв. 34, пробуренной ОАО «Башкиргеология» для АО «Сырцевая компания» в 2017 г. на северо-восточном склоне горы. Вместе с ней в этом образце также были найдены раковины остракод *Carbonita abundans* Kotschetkova, 1972; *Elpezoë orbiculata* Kotschetkova, 1972; *Entomozoe tumefacta* Gusseva, 1986; *Cypridella nasuta* Glebowskaja, 1939; *Polycopse perminuta* (Kellett, 1933) и *Polycopse paula* Kotschetkova, 1972, описанные из отложений горы Торатау [2, 3, 4]. Первые четыре вида представляют ассельский комплекс, в то время как *Paraparchites complanatus* из скалы Сабакай отнесен к сакмарскому комплексу [2], однако нахождение этого вида среди характерных для ассельского комплекса остракод позволяет расширить его геологический возраст шиханским горизонтом. В образце также найдены брахиоподы, криноидеи и мшанки.

Встреченная раковина найдена в одном экземпляре хорошей сохранности, но со сколом в задней части. Она имеет эллипсоидальную форму. Спинной край спрямлен, брюшной край округлен и плавно переходит в концы. Замок расположен в желобообразном углублении в центральной части раковины. Замочный край прямой. Заднеспинной и переднеспинной края симметрично спрямлены относительно срединной линии, заднебрюшной и переднебрюшной края широко закруглены. Брюшной край приподнят к переднему концу. Максимальная высота и ширина в задней трети раковины. Спереди створки образуют заостренный угол. Поверхность мелкопористая. Длина, высота и ширина (в мм): Д – 1,275; В – 0,845; Ш – 0,745. Сравнение с голотипом показывает, что экземпляр из горы Куштау имеет более круто поднимающийся переднебрюшной край, поэтому брюшной край кажется более выпуклым. Длина и высота раковины совпадают с таковыми у голотипа (1,3 и 0,85 мм соответственно), но ширина больше на 0,17 мм (у голотипа – 0,575 мм). Сужение на заднем конце неясное из-за повреждений.

Ранее в отложениях г. Торатау [3, 4] был определен другой вид этого рода – *Paraparchites schweyeri* Glebowskaja, 1939. Он имеет меньшие размеры, чем *Paraparchites complanatus*, а также иную форму и очертания раковины. Электронные микрофотографии

этих видов, а также раковины *Paraparchites* sp. (из рабочей коллекции Н.М. Кочетковой) представлены на рис. 1.

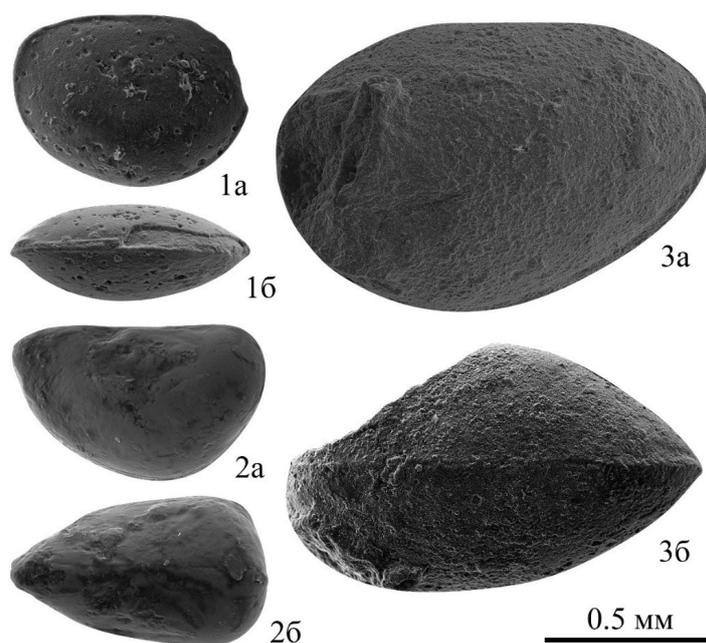


Рис. 1. Остракоды рода *Paraparchites* Ulrich & Bassler, 1906

Фиг. 1. *Paraparchites schweyeri* Glebowskaja, 1939 (ориг. №54-3, Торатау): 1а – левая створка, 1б – вид сверху; Фиг. 2. *Paraparchites* sp. (обр. 1043, Шахтау): 2а – левая створка, 2б – вид сверху; Фиг. 3. *Paraparchites complanatus* Gusseva, 1986 (экз. №54Б-14, Куштау): 3а – правая створка, 3б – вид сверху. Фотографии сделаны С.С. Ковалевым и Д.Е. Савельевым на СЭМ Teskan Vega Compact в ИГ УФИЦ РАН.

Как и другие представители рода *Paraparchites*, *P. schweyeri* и *P. complanatus* вели планктонный образ жизни, благодаря чему могли перемещаться на большие расстояния вместе с течениями, что обусловило обнаружение *P. complanatus* в двух географически удаленных местонахождениях.

Таким образом, таксономическое разнообразие остракод из нижнепермских отложений Стерлитамакских гор-одиночек дополняется еще одним видом. Вполне вероятно, что этот вид также будет обнаружен и в ассельско-сакмарских отложениях гор Торатау и Юрактау [5].

Список литературы

1. Горожанин В. М., Горожанина Е. Н. Тектоническое строение и история геологического развития территории Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник, № 3, 2023. С. 98–129. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-9.
2. Гусева Е.А. Остракоды морские / В кн.: Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы / Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ). Ленинград: Недра, 1986. С. 15–26.
3. Кочеткова Н.М. Остракоды стратотипического разреза шиханского горизонта ассельского яруса (Башкирское Приуралье) / В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 102–115.
4. Кочеткова Н.М., Гусева Е.А. Раннепермские остракоды Южного и Среднего Приуралья. М.: Наука, 1972. 180 с.
5. Семенов Р. Е. Первая находка остракод *Carbonita abundans* Kotschetkova, 1972 в нижнепермских отложениях шихана Юрактау // Геологический вестник, № 2, 2023. С. 159–166. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-9.

АРШИНИЙ – ЧЕТВЁРТОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ РИФЕЯ УРАЛЬСКОЙ ШКАЛЫ

Н.Д. Сергеева¹, В.Н. Пучков², С.А. Дьякова¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: riphey@ufaras.ru

В Общей стратиграфической шкале докембрия России в рифее выделены три хроностратиграфических подразделения: нижний (бурзяний), средний (юрматиний) и верхний (каратавий) рифей эталонного разреза Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) [16]. Новый стратон – **аршиний**, завершающий рифейскую зонотему на Южном Урале, выделен в Тирлянской синклинали на восточном крыле Башкирского мегантиклинория (рис. 1) в возрастном интервале 650 – 750 млн лет на основании U-Pb изотопных SHRIMP-датировок: 709,9±7,3 млн лет 707,0±2,3 млн лет и 732,1±1,7 млн лет, цирконов из аршинских вулканитов [6, 12, 8]. Первоначально аршинские образования [3] в ранге свиты сопоставлялись с ашинской серией венда западного склона Южного Урала, что нашло отражение в Стратиграфических схемах Урала 1993 года [15].

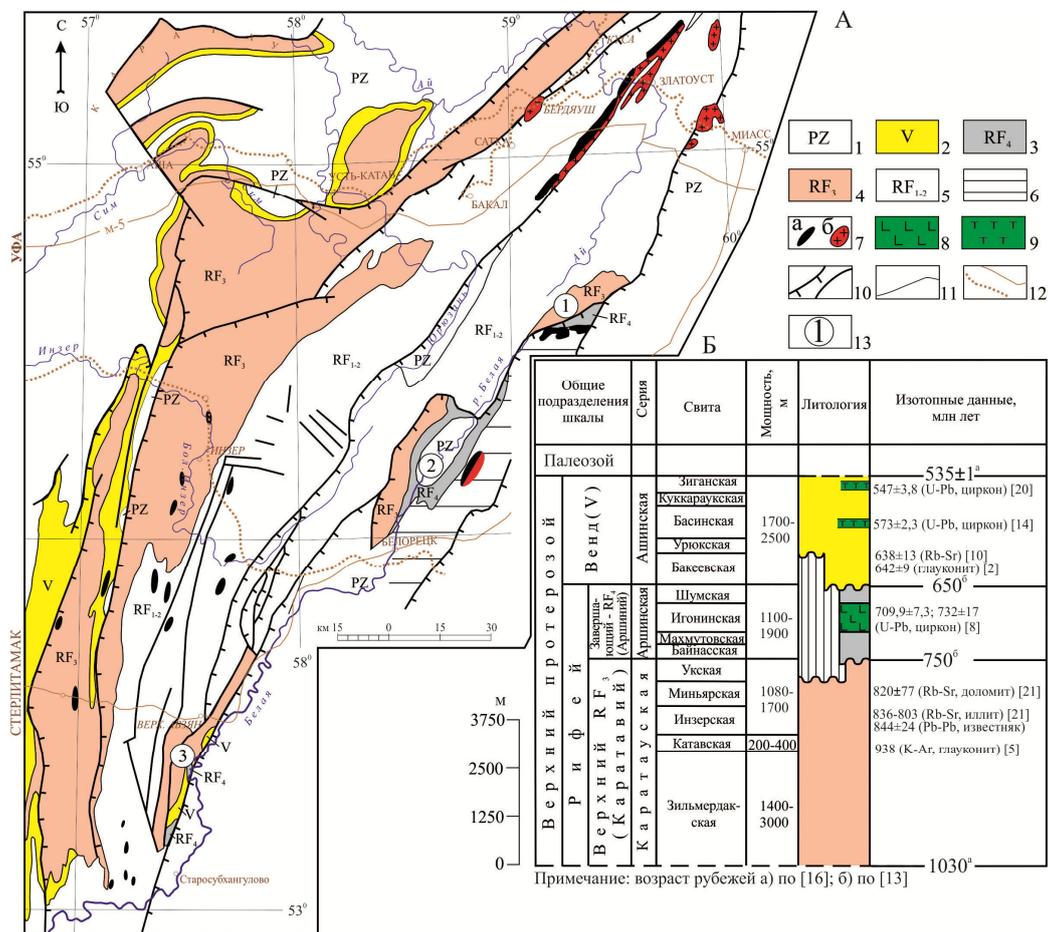


Рис.1. Фрагменты схематической геологической карты (А) и сводной литолого-стратиграфической колонки рифея и венда (Б) восточного крыла Башкирского мегантиклинория Южного Урала

1– 5 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя, 2 – венда, 3 – 5 рифея (3 – завершающего – аршиния; 4 – верхнего, 5 – среднего и нижнего); 6 – метаморфические образования Уфалейского и Уралтауского антиклинориев; 7 – магматические образования: габбро-долериты (а), граниты (б); 8 – базальты; 9 – туфы; 10 – основные разрывные нарушения; 11 – геологические границы; 12 – дороги; 13 – районы распространения отложений аршиния: 1 – Кирябинский, 2 – Тирлянский, 3 – Криволюкский.

Полученные SHRIMP-датировки по циркону из аршинских вулканитов противоречили представлениям о вендском возрасте аршинской свиты. Нижняя граница венда не может быть древнее 650 млн лет, исходя из имеющихся геохронологических данных: 600 ± 10 млн лет [16], 642 ± 9 млн лет Rb-Sr метод по Al-глаукониту [2] из пород бакеевской свиты основания ашинской серии венда и 635 млн лет – основания эдиакария [19], сопоставляемого с основанием венда. В структурном отношении рассматриваемые образования приурочены к зоне сочленения Башкирского мегантиклинория, Уралтауского антиклинория и Зилаирского синклинория и распространены на территории Тирлянского, Криволукского и Кирябинского районов (см. рис. 1).

В **Тирлянской синклинали** (страторегионе) аршинские отложения в центре структуры перекрыты с угловым несогласием фаунистически охарактеризованными песчаниками тирлянской свиты среднего – верхнего ордовика. На восточном крыле синклинали породы аршинской серии с размывом залегают на метаморфических образованиях мазаринской и арвякской свит верхнего рифея Уралтауского антиклинория, последние прорваны габбро и гранитами Барангуловского комплекса с возрастом 725 ± 5 млн лет [7], а на западном крыле – на укской свите верхнего рифея [4]. Новый стратон: **аршиний (RF_{4ar})** в ранге **серии**, занимает вполне определенное стратиграфическое положение (рис. 2).

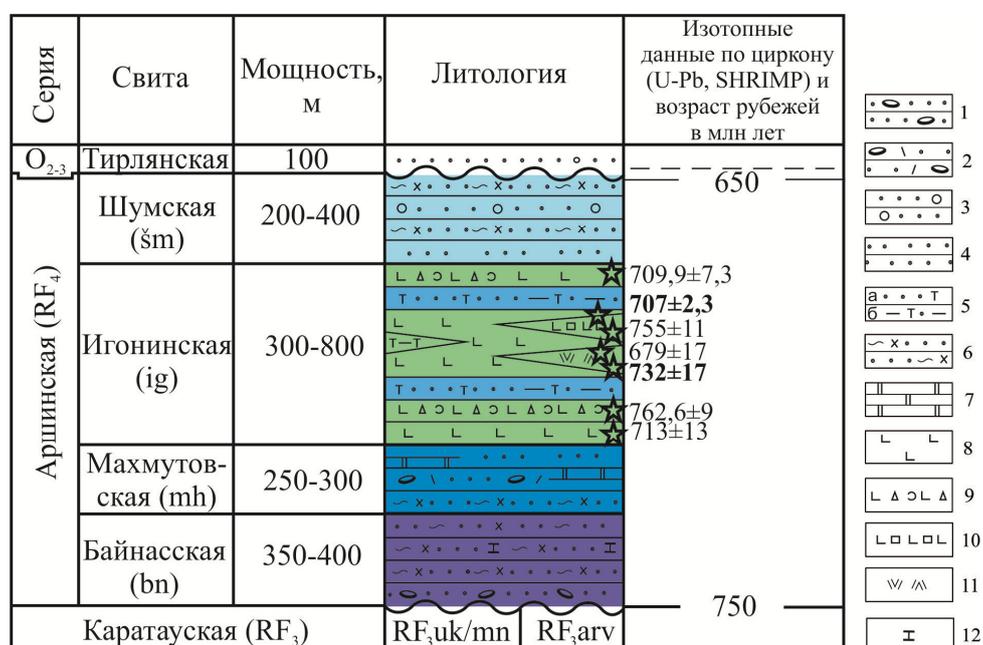


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка отложений аршинской серии Тирлянской синклинали [8]

1 – конгломераты; 2 – тиллиты; 3 – гравелиты и песчаники гравийные, 4 – кварциты и кварцито-песчаники, 5 – вулканомиктовые песчаники (а) и алевролиты (б); 6 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 7 – доломиты, 8 – метабазальты, 9 – туфолавы, 10 – метабазальтовые порфириды, 11 – метадацитовые порфиры, 12 – кальцитизация. Стратиграфические подразделения: O₂₋₃ – средний–верхний ордовик; укская (RF_{3uk}), миньярская (RF_{3mn}) и арвякская (RF_{3arv}) свиты верхнего рифея.

Слагающие аршинскую серию хорошо стратифицируемые литологические толщи обособлены в самостоятельные свиты (снизу): байнасскую, махмутовскую, игонинскую и шумскую [6] *Байнасская свита* (RF_{4bn}) сложена сланцами переменного серицит-хлорит-кварцевого состава, часто известковистыми, с прослоями карбонатно-кварцевых разностей; в основании свиты отмечаются разногалечниковые конгломераты и кварцевые песчаники. Отложения байнасской свиты залегают с размывом на подстилающей арвякской свите. Мощность 350 – 400 м. *Махмутовская свита* (RF_{4mh}) представлена кварцевыми и

полевошпат-кварцевыми песчаниками, тиллитами, серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами.

В матриксе тиллитов рассеяны гравий, галька и валуны преимущественно карбонатного состава. Для обломков характерны трещины сдвиговых деформаций, залеченные вторичным карбонатом (рис. 3). Подобный характер строения тиллитовой толщи сохраняется на всей площади распространения махмутовской свиты, а мощность тиллитов колеблется от 30 м по руч. Городскому (Махмутовскому) до 150 м по р. Тирлян. На подстилающей байнасской махмутовская свита залегает согласно. Мощность 250 – 300 м.



Рис. 3. Характер обломков в тиллитах махмутовской свиты.
Фото Горожанина В.М. и Сергеевой Н.Д.

Игонинская свита (RF_{4ig}) представлена метабазами, их туфами и туфобрекчиями, с прослоями вулканогенно-осадочных и осадочных пород. С подстилающей махмутовской игонинская свита связана постепенным переходом. Мощность свиты меняется от 300 до 800 м. *Шумская свита* (RF_{4sm}) сложена кварцито-песчаниками и сланцами серицит-хлорит-кварцевыми. Контакт кварцито-песчаников шумской свиты с вулканитами подстилающей игонинской свиты согласный, четкий. Мощность свиты 200 – 400 м. Суммарная мощность отложений аршинской серии изменяется от 1100 до 1900 м

Тиллиты махмутовской свиты, образование которых связано с климатическими событиями, могут быть отнесены по [17] к гляциопериоду Рэпитен в возрастном интервале 710-730 млн лет.

Метабазальты, слагающие игонинскую свиту аршинской серии, свидетельствуют о проявлении наиболее позднего (707-732 млн лет) эпизода базальтоидного вулканизма в рифее. Формирование игонинского магматического комплекса, включающего игонинские базальты, Мазаринские и Барангуловские гранитные массивы, связано с мантийным плюмом и контролируется континентальной рифтовой обстановкой [11]. Магматические образования (707-732 млн лет), отвечающие игонинскому комплексу, известны на различных континентах (рис. 4) и представляют собой события субглобального масштаба, которые могут быть использованы в рамках событийной стратиграфии для подтверждения глобальных стратиграфических корреляций.

В **Криволукской синклинали**, южнее страторегии аршинской серии, осадочный цикл каратауской серии верхнего рифея завершает криволукская свита, впервые выделенная М.И. Гаранем [1]. Свита, мощностью 100-250 м, сложена кварцитовидными песчаниками и

алевролитами с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев [15], залегает стратиграфически выше укских известняков и перекрывается с размывом отложениями, содержащими пачку тиллитов, кургашлинской свиты ашинской серии венда.

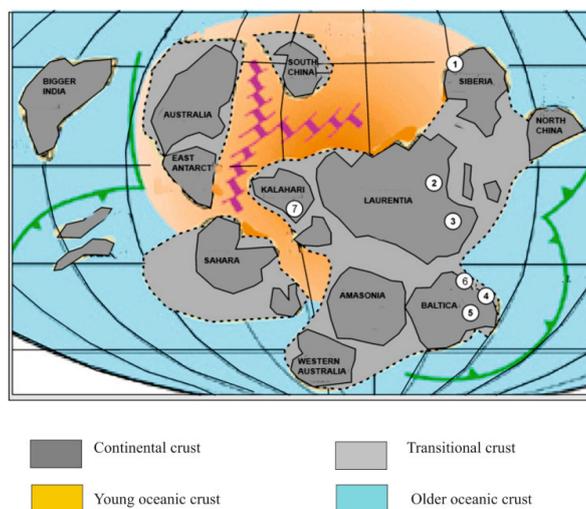


Рис. 4. Игонинский магматический комплекс и его аналоги, 710–730 млн лет на реконструкции суперконтинента Родиния 720 млн лет назад [18, 22]

Районы развития комплексов (номера в кружках): 1 – Иркутский; 2 – Франклинский; 3 – Туле; 4 – Южный и Средний Урал (Сарановский, Мисаелгинский комплексы, вулканиты Аршинской свиты, Барангуловско-Мазаринский интрузивный комплекс; 5 – вулканиты кипчакской свиты Волго-Уральского бассейна; 6 – Северный Тиман, комплекс Сопки Каменные; 7 – Комплекс Мутаре кратона Калахари

По своему положению криволукские отложения аналогичны аршинским образованиям Тирлянского района.

В **Кирыбинском районе**, севернее Тирлянского стратотипа, аршинские отложения обнажены слабо и представлены сланцами переменного мусковит-хлорит-кварцевого состава, метаморфизованными вулканитами, гравелитами, песчаниками, конгломератами с прослоями кварцитов и линзами известняков. Эти отложения с юга контактируют с Кирыбинским пироксенит-габбровым комплексом с датировкой $680 \pm 3,4$ млн лет [9], которая позволяет отнести отложения, вмещающие Кирыбинский комплекс, к аршинской серии завершающего рифея.

Таким образом, аршинская серия по особенностям вещественного состава и условий формирования отвечает определенному этапу тектонического развития региона. Образования серии занимают вполне определенное стратиграфическое положение в разрезе рифея и имеют надежную возрастную характеристику. Все это привело к пересмотру положения и статуса аршинской свиты и выделению нового стратиграфического подразделения (аршиния) завершающего рифея в возрастных границах 650 – 750 млн лет. Четвертое подразделение рифея Уральской шкалы – аршиний является важным реперным уровнем в стратиграфических построениях не только в Уральском регионе. Учитывая, что аналоги игонинского магматического комплекса в возрастных границах 707-732 млн лет известны на различных континентах, эти комплексы в рамках событийной стратиграфии могут быть использованы в глобальных геологических корреляциях, а аршиний – рассматриваться в качестве эталона Общей стратиграфической шкалы России.

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS-2022-0013).

Список литературы

1. Гарань М.И. Стратиграфия СССР: Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С.114-161.
2. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция, № 27 (5), 2019. С. 82–96.
3. Иванов А.И. Древние "немые" свиты Южного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы (тез. докл.). Л., 1956. С. 57-59.
4. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
5. Козлов В.И. Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья / БФАН СССР. Уфа, 1986. С. 6–15.
6. Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник, № 9, 2011. С. 52–56.
7. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Бурангуловского габбро-гранитного комплекса. Доклады Академии наук, Т. 416, № 2, 2007. С. 1–6.
8. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера, № 4, 2012. С. 127–140.
9. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Лепехина Е.Н. Цирконология пироксенитов Кирябинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал). ДАН, Т. 450, № 2, 2013. С. 1–5.
10. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2014, Т. 22, № 6. С. 3–25.
11. Пучков В.Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера, Т.18, №4, 2018. С. 483-499.
12. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник, №6, 2007. С. 3.
13. 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, 2021. 155–158 с.
14. 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) // ДАН. Науки о Земле, Т. 495, № 2, 2020. С. 3–8.
15. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. 151 схема.
16. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК России, ВСЕГЕИ).
17. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере / Отв. ред. М.А. Семихатов. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
18. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. The East Europaen Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research, V. 160, №1/2, 2008. P. 23–45.
19. Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz and Gabi M. Ogg. Geologic Time Scale // Published by Elsevier, 2020, V.1. 560 p.
20. Grazhdankin D.V. Patterns of Evolution of the Ediacaran Soft-Bodied Biota // Journal of Paleontology, 88(2), 2014. P. 269-283.
21. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Research, 2017, V. 298. P. 157–173.
22. Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research, № 361. 2021. P. 106–186.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ГИПЕРГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Е.Ю. Сидорова, Л.М. Ситдикова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

e-mail: lena353@list.ru

Кора выветривания по архей-нижнепротерозойским породам фундамента в пределах Волго-Уральской антеклизы периодически изучались рядом исследователей (Ситдиков Б.С., Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г., Попова Л.П., Гатиятуллин Н.С. и др.) [1, 2, 4, 8]. Несмотря на то, что коры выветривания вскрыты большинством поисковых, разведочных и глубоких скважин, пробуренных в ходе программы по изучению фундамента, исследованы они достаточно слабо и целенаправленных работ с 70-х годов прошлого столетия практически не проводилось.

Северо-Татарский свод в тектоническом плане приурочен к центральной части Волго-Уральской антеклизы, его характерными признаками являются отсутствие рифей-вендских отложений, приподнятое положение фундамента, длительный континентальный режим в истории развития и соответственно практически повсеместное распространение на границе фундамент-осадочный чехол древней коры выветривания. Значительная часть Северо-Татарского свода относится к территории Республики Татарстан, в строении свода выделяют систему гряд северо-восточного простирания, разделенных разломными зонами [5]. Скважины, изученные в данной работе, располагаются в купольной части свода (Шийская, Дигитлинская и др. гряды) и на юго-восточном склоне (Елабужская, Новоелховско-Бондюжская гряды). Магматические разности среди пород фундамента уступают по распространенности метаморфическим комплексам, чаще всего представлены габброидами и гранитоидами. Минеральный состав пород фундамента будет определять особенности формирования профиля выветривания и, соответственно, развитие различных ассоциаций глинистых минералов, являющихся основным гипергенным компонентом формации коры выветривания.

Примером развития коры выветривания по габброидам является скважина 47 Бондюжской площади, здесь в интервале 1701,2–1735,0 м вскрыты свежие и в различной степени измененные габбро-долериты. Профиль представлен площадным остаточным типом доживетской коры выветривания с видимой мощностью по керну 6,2 м, снизу-вверх включает зоны дезинтеграции и гидратации-выщелачивания. Основными минералами в составе исходной породы являются: плагиоклаз до 50% (андезин-лабрадор), моноклинный пироксен (авгит) 40–45%, титаномагнетит (5–10%), по диаграмме суммы щелочей-кремнезем TAS [6] породы четко попадают в область базальтов (габбро). При гипергенных изменениях плагиоклаз замещается каолинитом, по пироксенам развиваются глинисто-карбонатные псевдоморфозы и чешуйки хлорита, меняется также химический состав пород, что выражается в снижении содержания кремнезема, глинозема, оксида натрия и накоплении оксидов магния, железа, калия и кальция в зоне гидратации-выщелачивания по сравнению с зоной дезинтеграции. Характерным признаком развития ассоциаций глинистых минералов по габброидам является преобладание практически по всему профилю выветривания хлорита (10–25%, реже до 60%) и смешанослойной компоненты типа иллит-сметтит (30–80%) с различным содержанием смектитовых межслоев при уменьшении доли каолинита (10–30%).

Для профиля коры выветривания по гранитоидам характерна другая картина развития глинистых минералов, так уже в зоне дезинтеграции, то есть на начальных стадиях гипергенеза в составе глинистой компоненты преобладает каолинит, тогда как хлорит, иллит и смешанослойные образования находятся в подчиненном количестве. Например, в скважине 51 Привятской площади породы фундамента в интервале 1673,0–1679,1 м представлены свежими и измененными плагиогранитами с незначительными реликтами биотитовых кристаллических сланцев. Кора выветривания доживетского возраста

представлена также площадным остаточным типом, в профиле зона дезинтеграции выражена неясно, установлена зона гидратации-выщелачивания с переходом в зону окисления. Породообразующие минералы плагиогранитов представлены плагиоклазом (олигоклаз) до 45–55%, кварцем 30–35%, микроклином 10–15%, биотитом 5–10%, при этом их соотношение по разрезу скважины может немного меняться, среди акцессорных минералов встречен циркон. По геохимическим данным согласно диаграмме TAS [6] породы относятся к группе риолитов (гранитов). Преобладание в составе глинистой компоненты каолинита (до 95–98%) обуславливает его развитие по полевым шпатам. Иллит развивается в небольшом количестве по биотиту, может переходить в каолинит, хлорит не обнаружен. Кроме того, установлено, что каолинит в зависимости от состава исходных пород и зоны профиля будет обладать различными структурно-морфологическими параметрами [7]. Для формирования наиболее совершенных по кристаллической структуре каолинитов необходима среда минералообразования с отсутствием катионов железа и магния [3], которые формируются при разложении темноцветных минералов материнских магматических пород и могут приводить к изоморфным замещениям в структуре каолинита, а также блокировать рост его кристаллов.

Таким образом, выявлена взаимосвязь состава глинистых минералов коры выветривания и магматических пород фундамента. Значительное содержание фемических компонентов определяет формирование ассоциаций глинистых минералов с преобладанием хлорита и смешанослойной фазы иллит-сметтит, тогда как каолинит в этом случае может достигать значительного содержания только в верхних зонах профиля выветривания. Каолинит определен в качестве конечной компоненты эволюции глинистого вещества при выветривании, что подтверждает однотипную направленность процессов выветривания по различным группам пород фундамента.

Список литературы

1. Амельченко Н.Б., Масагутов Р.Х., Ахметзянов Р.В., Курбангалеева К.С. Зоны коры выветривания архей-нижнепротерозойского основания Южно-Татарского свода и особенности их площадного развития // *Георесурсы*, Т. 19. №3. Ч. 2, 2017. С. 264–271.
2. Гатиятуллин, Н.С., Баранов В.В. Оценка поисковых критериев коры выветривания Северо-Татарского свода // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, №2, 2013. С. 4–7.
3. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфолого-генетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья I. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*, №5, 2006. С. 18–24.
4. Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967. 174 с.
5. Ларочкина И.А. Новая модель тектонического строения структуры кристаллического фундамента Татарстана // *Георесурсы*, №4(27), 2008. С. 17–22.
6. Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова; отв. ред. Л.В. Шарпенюк. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
7. Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М., Хасанова Н.М. Гипергенный каолинит Южно-Татарского свода: структурно-морфологическая характеристика и генетические особенности // *Глины и глинистые минералы – 2023. VI Российское Собрание по глинам и глинистым минералам «ГЛИНЫ-2023»*. Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН, 2023. С. 160–162.
8. Ситдинов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во КГУ, 1968. 436 с.

ЗОНЫ РАЗУПЛОТНЕНИЯ ГАББРО-ДИАБАЗОВ ЗОНЫ КАМСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

Л.М. Ситдикова, В.Г. Изотов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

e-mail: Sitdikova8432@mail.ru

Аннотация. В данной статье охарактеризованы зоны разуплотнения – потенциальные коллекторские зоны пород габбро-диабазов по материалам скв. 279 (Первомайская). Показана роль деструкционных и гидротермально-метасоматических процессов, формирующих пустотное пространство пород. Тела габбро-диабазов рассматриваются как силлоподобные пластовые интрузии.

Важнейшим элементом объективной оценки перспектив глубоких горизонтов земной коры на углеводородное сырье является получение объективной информации о структурном строении этих горизонтов, их вещественном составе и о процессах, ведущих к формированию особенностей структуры пустотного пространства разуплотненных зон, которые могут являться потенциальными коллекторскими зонами углеводородов. Учитывая тот факт, что потенциальные коллекторы больших глубин локализованы в принципиально отличных от типичных осадочных формаций толщах, формирование которых обусловлено целым комплексом эндогенных процессов, необходимо привлекать для их характеристики специфичный комплекс методических подходов. Это, в первую очередь, детальный геолого-петрографический анализ толщ, изучение процессов механической деструкции пород, изучение широкого комплекса гидротермальных процессов с восстановлением физико-химических характеристик флюидного режима.

С целью выявления и характеристики потенциально коллекторских зон глубоких горизонтов земной коры на территории Республики Татарстан пробурено около тридцати глубоких скважин, прошедших по кристаллическому фундаменту различные глубины от 500,0 м до 3000,0 м. Кристаллическое основание Южно-Татарского свода с целом сложено метаморфическими породами, а типичные магматические породы представлены широким комплексом даек диабазов, которые трассируют зоны глубинных разломов и отдельные нарушения пород в пределах конкретных участков фундамента [1]. В целом, в количественном отношении относительно к метаморфическому субстрату их роль резко подчиненная. Платформенный период развития региона характеризовался развитием разломов более молодого возраста [1, 2]. Наиболее активная перестройка структур фундамента и образование блоков произошло в рифейское время, соответствующее проявлению рифейского магматизма в виде даек основного состава и локальных образований – пород габбро-диабазового ряда [2].

К ряду таких объектов с развитием габбро-диабазов можно отнести породы кристаллического основания фундамента скв. 279 Первомайской. Скважина пробурена в северной части контура Первомайского месторождения и, вскрыла интенсивно-трещиноватый разрез пород кристаллического основания, с которыми связано формирование разуплотненных проницаемых зон [3, 4]. Детальный петрографический анализ кернового материала по разрезу данной скважины показал развитие пород магматического генезиса, а именно габбро-диабазов в интервале глубин 1700,0–2160,0 м. По данным изучения скважинного и кернового материалов были выделены интервалы разуплотненных пород, из которых по данным скважинных испытаний были получены притоки флюидов.

Необходимо отметить, что в мировой практике достаточно хорошо известно, что зоны разуплотненных пород могут быть прекрасными коллекторами углеводородов трещинного типа. По данным Бескровного Н.С. имеется ряд известных месторождений, локализованных в покровных залежах эффузивных пород в Австралии, Индии, Сев. Америке. Особенностью этих месторождений, локализованных в эффузивных толщах, является пластовая (или субпластовая) форма залежей, приуроченность к антиклинальным перегибам тел эффузивов, наличие высокочемкого и проницаемого трещинного коллектора [5].

В мире известно более 60 нефтегазоносных бассейнов (НГБ), которые содержат залежи нефти и газа в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах. В Австралии основными бассейнами такого рода являются Восточно-Калимантанский, Северо-Яванский, Таранакский, Южно-Суматринский и др. Наибольшее количество подобных бассейнов сосредоточено в Азии (Акитский, Ванский, Исикари-Сахалинский, Курильский, Ниигатский и др. НГБ), а также Западно-Сибирская, Тимано-Печорская, Хатангско-Виллюйская и Лено-Тунгусская провинции России [5].

В пределах Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна основная часть запасов УВ связана с традиционными осадочными толщами, однако еще Тимергазиным Р.К. отмечалось наличие в осадочном чехле вулканитов базальтоидного типа. К сожалению, такие вулканиты описывались как дайки, т.е. как плоские близкие к вертикальным тела, которые вряд ли могут быть перспективными как породы-резервуары УВ.

Нами были изучены габбро-диабазы по разрезу скв. 279 Первомайской с детальным описанием зон разуплотнения, подвергнутых гидротермально-метасоматическим процессам, формирующих пустотное пространство кристаллических пород. Полученные данные позволяют дать оценку вскрытых толщ пород на предмет их возможностей нести коллекторские зоны. Согласно результатам петрографических исследований в пределах вскрытой части разреза скв. 279 можно выделить следующие подразделения:

I горизонт. Глубина 1700,0–1765,0 м. Породы интервала сложены пироксен роговообманковыми габбро-диабазами, серыми и темно-серыми массивной текстуры. Породы мезо- и меланократовые. Содержание плагиоклаза колеблется от 50 до 20 %. Фемический комплекс минералов представлен пироксеном состава пижонит – диопсид и зеленой роговой обманкой. В качестве аксессуарных минералов распространен титаномагнетит, формирующий каплевидные выделения, деформированные монокристаллы и субграфические-скелетные сростки с пироксеном. Породы выделенного горизонта подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям. Характерной особенностью породы является развитие тонкодисперсной рудной вкрапленности, содержание которой участками достигает до 5 % и представлена титаномагнетитом в участках слабо проявленных наложенных процессов.

II горизонт. Выделяется по петрографическим и скважинно-геофизическим данным в интервале 1765,0–1825,0 м. Породы этого горизонта представлены в основном мезократовыми габбро-диабазами, характеризующимися массивной текстурой, умеренной трещиноватостью. В зависимости от изменчивости соотношений калийных и фемических минералов порода меняет облик от умеренно лейкократового до меланократового. Минеральный состав породы несколько меняется по глубине, но в целом комплекс породообразующих минералов – постоянен.

Породы выделенного горизонта относительно других горизонтов интенсивно проработаны комплексом наложенных процессов. Особенно проявлены процессы амфиболизации по пироксенам, выраженные в формировании келифитовых оболочек (каемок). Низкотемпературные гидротермальные изменения проявлены в интенсивной хлоритизации фемических минералов, участками до их полного изменения, при этом по амфиболу развивается высокожелезистый хлорит, а по пироксену избирательно более магнезиальный. Так же, как и в первом горизонте, в породах представлены небольшие участки сложенные лизардитом. Плагиоклазы сосюритизированы и интенсивно аргиллизированы с выделениями пластинок маргарита. С процессами гидротермальных изменений также связана пиритизация отдельных породообразующих минералов. Пирит ассоциирует с хлоритом, развивающимся по пироксену и амфиболу, представлен в виде небольших (до 1,5 мм) выделений и пиритовой сыпью – мелкими (около 0,1 мм) кристалликами.

III горизонт. 1825,0– 2025,0 м. Породы, слагающие горизонт представлены монотонной толщей меланократовых габбро – диабазов, переходящих в диабазы с низким содержанием плагиоклаза (лабрадор) 25– 40 % и повышенным содержанием фемических минералов.

Структура породы, как правило, равномернозернистая, наиболее развита габбровая структура, переходящая в габбро-диабазовую и далее в офитовую. Вторичные изменения выражены слабо. Пироксены подвергнуты процессам хлоритизации, в результате которых образуются коррозионные каемки вокруг зерен. По плагиоклазам развиты процессы аргиллизации и точечные выделения пластинок маргарита.

IV горизонт. Выделяется в интервале глубин 2025,0–2120,0 м. По данным петрографических исследований горизонт характеризуется резкой контрастностью в строении и составе. Породы, слагающие горизонт, могут быть определены как кварц содержащие диабазы, переходящие в конго-диабазы. Выделенный горизонт характеризуется широким развитием диабазов кварцсодержащих. Порода отличается мелкозернистой массой, имеющей типичную офитовую структуру. Процессы хлоритизации пироксенов сопровождаются обычно появлением пиритовой «сыпи» – как индикатора восстановительного режима гидротермальных флюидов.

V горизонт. Интервал глубин 2120,0–2160,0 м. В пределах горизонта породы представлены снова вариациями габбро-диабазов. Наблюдается увеличение размеров зерен породы до 1,5 – 2,0 мм, а также появление тонких трещинок, заполненных агрегатом хлорит - кальцита. Хлорит либо целиком слагает весь объем трещинок, либо локализован у стенок трещин в случае наличия кальцита. Среди рудных минералов преобладает титаномагнетит, формирующий скелетные сростания со сфеном в участках пироксеновой составляющей породы.

Основным фактором, определяющим наличие коллекторских свойств пород, является развитие в них пустотного пространства, которое в зависимости от генетического типа пород коллекторов представлено либо порами - поровый коллектор, либо трещинами - трещинный коллектор. В практике часто встречаются случаи коллекторов, характеризующихся смешанным типом пустотного пространства.

Изученный разрез скв. 279 Первомайской представлен сложным комплексом магматических пород основного типа, обычно лишенных межзерновой пористости. Единственным фактором, определяющим пустотное пространство такого типа пород, является трещиноватость, ее характер и распределение по глубине преобладающих типов трещиноватости. Визуальное изучение керна позволяет в разрезе магматического комплекса, вскрытого скважиной, выделить морфолого-генетические типы трещиноватости: открытые трещины с «зеркалами скольжения», закрытые, залеченные трещины. Поверхность открытых трещин инкрустирована комплексом глинистых минералов в ассоциации с карбонатными минералами, в частности, с кальцитом.

Степень трещиноватости пород также меняется в зависимости от глубины залегания пород по скважине. Наиболее трещиноватые породы приурочены к верхним интервалам пород на границе с осадочными. Другая зона сильно трещиноватых пород связана с более глубокими интервалами с интенсивным развитием вторичных минералов (хлорит, серицит) и низкотемпературных (кварц, альбит по основным плагиоклазам с образованием мирмекитовых структур). К зонам интенсивной трещиноватости пород приурочены выделения сульфидов, сформированных как по стенкам самих трещин в ассоциации с хлоритом, кальцитом, вторичным кварцем, так и по многочисленным трещинам габбро-диабазов, выполненных хлорит-серицитовой массой, вплоть до сильно преобразованных интервалов пород с высоким содержанием вторичных низкотемпературных минералов.

Важнейшим элементом трещинного каркаса кристаллических пород, вскрытых скважиной, является глинистое вещество или глинистая составляющая зон разуплотнения. Глинистое вещество пород, представленных разнозернистыми габбро-диабазами, переходящими в конго-диабазы, в разрезе скважины отличается спецификой, что связано, в первую очередь, с химизмом и минеральным составом пород, относящихся к основному ряду. При этом наблюдается определенная связь типа трещиноватости и особенностей глинистого вещества, заполняющего трещинные зоны.

Проведенные исследования позволяют также сделать вывод об индикаторной роли глинистых минералов и тонкодисперсного вещества в зонах трещиноватости скважины. В зонах деформаций сжатия, соответствующих развитию трещин скольжения с наклонным падением, развиваются упорядоченные и высоко упорядоченные смешанослойные минералы группы хлорит – монтмориллонит (корренситы). В зонах дробления при преобладании деформаций растяжения широкое развитие имеют железо-магнезиальные хлориты в ассоциации с кальцитом. В зонах интенсивного дробления и брекчирования развивается широкий комплекс тонкодисперсных минералов на основе хлорита, гидрохлорита, тонкодисперсного кварца, полевого шпата и кальцита. Важное значение имеет также изучение рудных минералов гидротермально-проработанных зон разуплотнения пород фундамента, как индикаторов физико-химических условий формирования, как этих зон, так и как индикатор физико-химического режима гидротермальных флюидов, мигрирующих в ходе формирования и последующей эволюции зон разуплотнения.

Выделение коллекторских зон в породах кристаллического фундамента – сложный процесс, так как они в отличие от пород осадочного чехла характеризуются высокой плотностью, неоднородностью распределения плотности по глубине, связанных как с их минеральным составом, так и с зонами трещиноватости, миграции флюидов, развития комплекса глинистых минералов.

Результаты минералого-петрографических исследований по разрезу скв.279 Первомайской были сопоставлены с данными ГИС. Полученные данные исследований позволили выделить интервалы разуплотненных зон габбро-диабазов и провести их типизацию: зоны, подтвержденные по данным ГИС и неподтвержденные (выделены только по результатам исследований керна). В разрезе скважины были выделены 2 типа таких зон, характеризующихся разной мощностью: первые от 5 до 10 м, вторые: 2–4 м. Отчетливо выделяются зоны разуплотнения как по данным ГИС, так и по петрографическим исследованиям, приуроченные к верхним и нижним интервалам разреза, формирование которых связано с условиями внедрения магматического расплава во вмещающие породы и его кристаллизации, с формированием специфической силлоподобной формой залегания тел габбро-диабазов.

Комплексные петрографические исследования и корреляция их с данными ГИС позволяют выделить зоны разуплотнения – потенциальные коллекторские зоны больших глубин кристаллических пород фундамента Южно-Татарского свода и могут быть использованы при интерпретации данных по другим скважинам и площадям.

Список литературы

1. Изотов В.Г. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Эволюция докембрийских породных комплексов востока Русской плиты. Под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Дента, 1996. С. 134–145.
2. Ситдилов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казанского университета, 1968. 435 с.
3. Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров // Георесурсы, №4, 2003. С. 17–22.
4. Ситдикова Л.М. Зоны деструкции кристаллического фундамента Татарского свода. Казань: Изд-во КГУ, 2005. 146 с.
5. Бескровный Н.С. Рациональные пути освоения традиционных и нетрадиционных ресурсов углеводородного сырья (на основе зарубежного опыта). Санкт-Петербург: РПМ РАН, 1993. 223 с.

ГЕОЛОГИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СУХАРЫШСКОЙ СИНКЛИНАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.В. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: SAVant@rambler.ru

Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов и часто являются рудовмещающими толщами в крупнейших месторождениях золота в мире, что делает их весьма перспективным объектом для изучения. В пределах Южного Урала углеродсодержащие сланцы присутствуют практически во всех структурно-формационных зонах, имеют широчайший возрастной интервал и различные палеогеографические условия формирования. Результатом многолетних стараний геологов, изучающих рассматриваемые породы стало открытие серии золотых объектов в каменноугольных отложениях Восточно-Уральской мегазоны имеющих промышленную значимость (Кумакское, Светлинское, Каменское, Тётечное и др.), что определило повышенный интерес исследователей к данным отложениям [1, 2, 3, 4, 5]. При проведении геолого-съёмочных [6] и тематических работ в пределах листа N-41-XIV (Троицк) автором были полученные материалы по углеродистым сланцам Сухарышской синклинали, которые и легли в основу данной публикации.

Изучаемая территория расположена в северной части Челябинско-Суондукского антиклинория (Копейско-Ушкотинская подзона Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны). С юга граничит с Кособродской антиклиналью, а с востока ограничена главным Алапаевско-Челябинским разломом. В осевой части Сухарышской синклинали развиты образования среднего (федоровская толща) и нижнего (верхневизейский–серпуховский ярусы) карбона (биргильдинская, тугундинская толщи). В крыльях структуры распространены вулканогенные породы турнейского–нижневизейского ярусов (березиновская толща) (рис. 1).

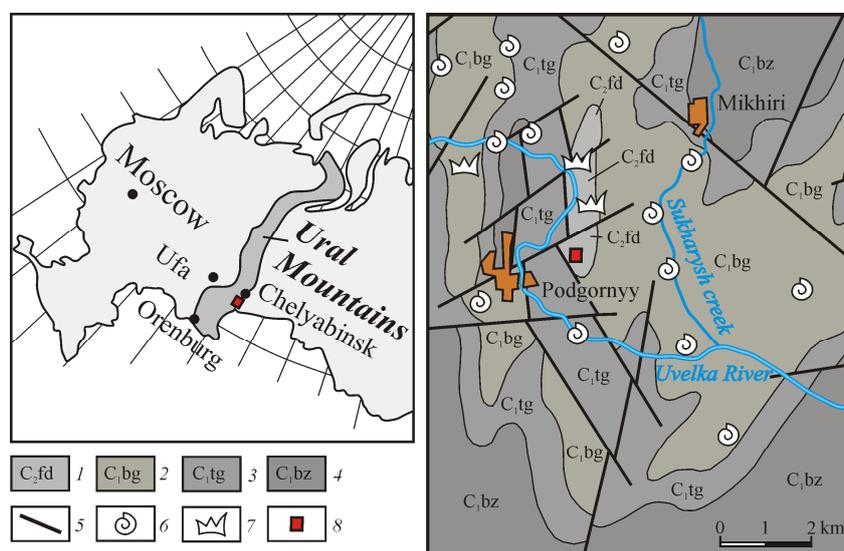


Рис. 1. Геологическая карта Сухарышской синклинали (по Б.А. Пужакову [6], упрощенная автором).

1 – федоровская толща (органогенно-обломочные пелитоморфные серые и темно-серые известняки, прослой углероисто-глинистых сланцев), 2 – биргильдинская толща (песчаники, гравелиты, углеродисто-глинистые сланцы, известняки), 3 – тугундинская толща (известняки, песчаники, алевролиты, часто углеродистые), 4 – березиновская толща (лавы, лавобрекчии, трахибазальтовые туфы с прослоями кремнистых туффитов, глинисто-углеродисто-кремнистые сланцы), 5 – разломы, 6 – находки фораминифер, 7 – находки брахиопод, 8 – расположение исследуемого разреза.

Березиновская толща (C_{1bz}) имеет несогласный контакт с нижележащими и вышележащими образованиями. Сложена преимущественно лавами, лавобрекчиями и туфами трахибазальтов, базальтов и андезитов, с прослоями кремнистых туффитов, глинисто-углеродисто-кремнистых сланцев. Общая мощность толщи 500-1500 м. Образования *тугундинской толщи (C_{1tg})* представлены известняками, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, часто углеродистыми, реже конгломератами, гравелитами. Несогласно залегает на подстилающих образованиях, контакт с перекрывающими – согласный. На изучаемой территории в составе толщи преобладают карбонатные породы (до 75%). Мощность толщи до 1800 м. На основании определения многочисленной фауны фораминифер возраст тугундинской толщи принят как ранний карбон, визейский век. Состав *биргильдинской толщи (C_{1bg})* представлен преимущественно известняками органогенными пелитоморфными, с прослоями углеродисто-глинистых, глинистых, известково-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников. Мощность толщи достигает 1000 м. На основании найденной фауны возраст биргильдинской толщи принят как ранний карбон, поздневизейское время – серпуховский век. Выходы на поверхность *федоровской толщи (C_{2fd})* наблюдаются в разрезах вдоль реки Увельки и единичных придорожных карьерах и залегают на биргильдинской толще несогласно. Данная толща представлена переслаиванием серых известняков органогенно-детритовых пелитоморфных и серых и темно-серых углеродисто-глинистых сланцев и аргиллитов. Слоистая текстура последних обусловлена наличием прослоев светлых пористых радиоляритов и углеродистого вещества бурого цвета развитого в виде рассеянной примеси и концентрируется в виде тончайших прожилков и слоев. Количество углеродистого вещества доходит местами до 20% по объему, что иногда делает породу совершенно непрозрачной. Термический анализ серых сланцев и алевролитов фёдоровской толщи показал, что для них преимущественно характерны низкие содержания органического углерода (до 0,5%). Однако, в разрезе отмечаются прослои мощностью до 0,5 м, имеющие темно-серый или черный цвет, в которых $S_{орг}$ поднимается до 2,8%. Это позволяет относить данные отложения к низкоуглеродистому типу, широко распространенному в пределах Южного Урала [7, 8]. Начало экзотермического эффекта углерода для рассматриваемых сланцев имеет достаточно низкие температуры, начинающиеся с 490°C (средние 550°C). Это свидетельствует о слабой степени его метаморфизма, соответствующей высшим керитам, подвергшимся катагенезу и начальной стадии фации зеленых сланцев [9, 10]. Мощность толщи колеблется от 900–1100 м. Возраст отложений принят как средний карбон, башкирский век на основании определения многочисленной фауны [6].

Для восстановления состава пород-источников обломочного материала и определения условий накопления углеродистых отложений в пределах Сухарышской синклинали было проанализировано 20 проб силикатным анализом (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), а также использованы материалы геолого-съёмочных работ прошлых лет [6]. Были рассмотрены петрохимические особенности углеродистых сланцев и алевролитов тугундинской (C_{1tg}), биргильдинской (C_{1bg}), федоровской (C_{2fd}) толщ на стандартных классификационных диаграммах (рис. 2).

Анализы вынесенные на диаграмму А–S–C [11] (рис. 2а), показывают, что фигуративные точки сланцев и алевролитов тугундинской толщи достаточно компактно попадают в поле терригенно-углеродистой формации, а отложения федоровской и биргильдинской толщ – в поле кремнисто-углеродистой формации. Увеличение параметра S свидетельствует об увеличении глубины осадконакопления или о существовании локальных изолированных впадин, где накапливались отложения фёдоровской толщи в среднекаменноугольное время.

Обратимся к диаграммам DF1–DF2 и F1–F2 [12, 13] (рис. 2б, с), на них точки составов углеродистых отложений Сухарышской синклинали попадают в поля характерных для коллизионной обстановки осадконакопления. Соотношение основных петрогенных окислов в породах-источниках обломочного материала соответствует размываемым нижележащим

породам основного и среднего состава березиновской толщи (C_1bz). На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [14] (рис. 2d), отражающей соотношение в породах кварца, полевых шпатов и глинистых минералов, подавляющее число фигуративных точек углеродистых сланцев тугундинской свиты сосредоточено в поле сланцев и железистых сланцев, что свидетельствует о минимальной зрелости и незначительном переносе осадочного материала. Точки составов отложений биргильдинской и фёдоровской толщ рассредоточены по остальным полям, что совместно с изменением индекса химического выветривания $\text{CIA}=100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [15] свидетельствует о последовательном увеличении во временном интервале степени зрелости осадка.

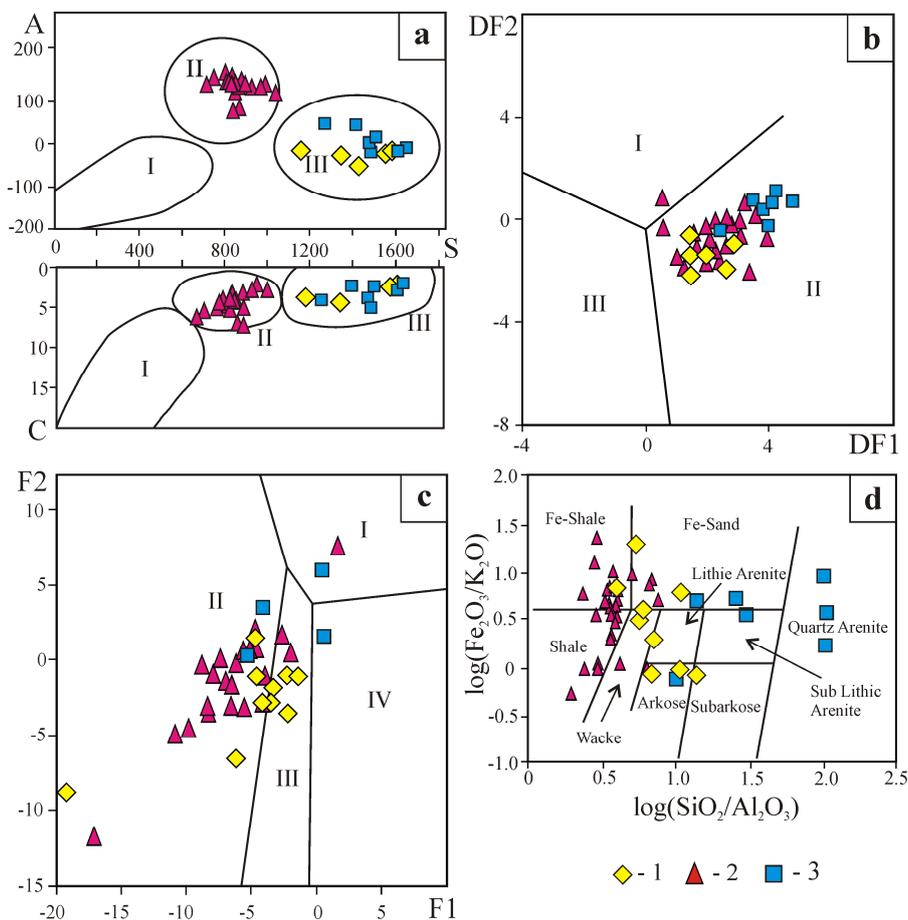


Рис. 2. Положение точек составов углистых сланцев Сухарышской синклинали на стандартных классификационных диаграммах.

Примечание: 1 – биргильдинская, 2 – тугундинская, 3 – фёдоровская толщи. а – классификационная диаграмма – A-S-C [11]. Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. б – DF1–DF2 [12], Поля обстановок осадконакопления: I – островодужная, II – коллизионная, III – рифтогенная. в – F1–F2 [13], Поля источников обломочного материала: I – богатые кварцем осадочные породы, II – магматические породы основного состава, III – магматические породы среднего состава, IV – магматические породы кислого состава. г – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ [14].

Таким образом, изучение петрохимических особенностей углеродистых сланцев и алевролитов тугундинской (C_1tg), биргильдинской (C_1bg), фёдоровской (C_2fd) толщ в пределах Сухарышской синклинали показало, что:

1. Данные отложения относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поля терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций.
2. Углеродистое вещество, развито в виде рассеянной примеси и концентрирующееся в тончайших прожилках и слоях, соответствует высшим керитам, подвергшимся катагенезу

и начальной стадии фации зеленых сланцев.

3. Осадконакопление происходило в локальных изолированных мелководных впадинах в коллизионной геодинамической обстановке. Терригенный материал претерпел незначительный перенос и формировался преимущественно за счет разрушения нижележащих пород основного и среднего состава березиновской толщи. Зрелость осадков последовательно увеличивается во времени от тугундинской к фёдоровской толще.

Автор благодарит Р.Р. Исламова и К.Р. Нуриеву за участие в полевых работах, а также Т.И. Черникову и С.А. Ягудину за аналитические исследования. Исследование выполнено в рамках государственного задания № FMRS-2022-0011.

Список литературы

1. Кисин А.Ю., Притчин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) и ее рудоконтролирующая роль // Вестник Пермского университета. Геология, № 3, 2015. С. 34–42. doi: 10.17072/psu.geol.28.34.
2. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Коломоец А.В. Углеродистые сланцы Каменского участка: геология и рудоносность (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 2. С. 24–29. DOI: 10.17580/gzh.2020.02.02
3. Vikent'eva O, Prokofiev V, Borovikov A, Kryazhev S, Groznova E, Pritchyn M, Vikentyev I and Bortnikov N 2019 Contrasting fluids in the Svetlinsk gold-telluride hydrothermal system, South Urals Minerals, vol 10, no 37, pp 1–26. doi: 10.3390/min10010037.
4. Пантелеева А.В., Сначёв А.В., Панкратьев П.В., Тюрин А.М., Рассомахин М.А., Пантелеев В.С., Кисиль Р.С. Черные сланцы Кумакского рудного поля (геология, петрохимия, рудоносность). – Оренбург: Агентство Пресса. 2023. 112 с. DOI: 10.31084/978-5-6051011-2-3_Kumak_2023
5. Snachev A V, Kolomoets A V, Rassomakhin M A and Snachev V I 2021 Geology and gold mineralization in Baikal carbonaceous schist in the South Urals Eurasian mining. no. 1, pp. 8–13. doi: 10.17580/em.2021.01.02.
6. Пужаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е., Шулькин Е.П., Тарелкина Е.А., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А., Иванов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южноуральская. Лист N-41-XIV (Троицк). Объяснительная записка. М.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 238 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М. – Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. Doi: 10.23681/428042
8. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2012. 208 с.
9. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавкина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
10. Силаев В.И., Меньшикова Е.А., Ковалева О.В., Петровский В.А., Сухарев А.Е. Термическая устойчивость природных углеродистых веществ и их синтетических аналогов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы научных чтений памяти П.Н. Чирвинского. – Пермь: Издательство ПГУ, 2009. № 12. С. 3–21.
11. Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука. 1985. С. 46–57.
12. Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. V. 355. P. 117–133. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014.
13. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119–139. doi: 10.1016/0009-2541(88)90010-1.
14. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. P. 820–829. doi: 10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D.
15. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717. doi: 10.1038/299715a0.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЛИТИЯ

А.Г. Султанова

Институт Геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: anna_zakharova.ig@mail.ru

К литиевому сырью в последнее время усилился интерес со стороны геологоразведочных компаний и служб во многих странах мира, начавших активнее реализовывать поисково-оценочные и разведочные проекты как на ранее известных, так и вновь выявленных проявлениях лития на всех континентах. Аналогичные тенденции проявились и в количестве научных публикаций геологической, геолого-экономической и технологической направленности, рассматривающих литиевую проблематику на разных уровнях: от отдельного месторождения до глобального анализа [3, 13, 14, 20, 22]. Настоящее исследование представляет собой краткий литературный обзор геохимии лития, в том числе применительно к рифейским отложениям Южного Урала.

За последние годы литий стал одним из наиболее востребованных в мире военными и гражданскими отраслями промышленности редких металлов. Литий используют в виде сверхлёгких сплавов с магнием, алюминием в авиастроении и космической промышленности [19]. Он широко применяется в производстве щелочных аккумуляторов, в установках для регенерации воздуха, производстве специальных стёкол и керамики [21]. В атомной промышленности литий используется для получения трития – важнейшего компонента термоядерной энергетики [18]. Литий и его соединения – важнейшие компоненты специального топлива ракет, сверхзвуковых самолётов и подводных лодок.

Мировое потребление лития сохраняет высокие перспективы роста, за счет спроса на батареи для энергетического перехода, а также перспектив роста производства аккумуляторов для электромобилей. Согласно прогнозам с 2022 по 2025 год мировое потребление карбоната лития увеличится с 797 тысяч тонн до 1 428 тысяч тонн [8]. Растущий спрос на литий также отражает усилия правительства по обеспечению энергетического перехода и увеличению инвестиций в системы хранения энергии коммунального масштаба (ESS).

В 2022 году цена на гидроксид лития составила в среднем 67 тыс. долл. за 1 т., что значительно выше средней цены в 13 тыс. долл. за тонну в 2019 г [22]. Высокие цены в 2021 и 2022 годах стимулировали увеличение инвестиций в производство лития, в результате чего глобальное предложение догнало спрос. Согласно прогнозам к 2025 году цены на литий должны снизиться, поскольку его рынок вступает в период избытка предложения, что, как ожидается, приведет к увеличению запасов. Однако ожидается, что цены останутся значительно выше уровня, который наблюдался в течение нескольких лет до 2021 года. Цена на гидроксид лития должна составить примерно 37 тысяч долларов США за тонну в 2025 году [8].

Литий находится в главной подгруппе первой группы таблицы Д.И. Менделеева среди щелочных металлов. Кларк Li – $2,7 \cdot 10^{-3}$ и $2,4 \cdot 10^{-3}$ мас.% [16, 17]. Литий распространен в природе только в виде соединений и является типично литофильным элементом. Он входит в состав многих горных пород, но преимущественно концентрируется в кислых изверженных (0,007 мас. %) и осадочных (0,006 мас. %) породах [5].

В распределении его содержаний в магматических породах выявляется четкая тенденция в обогащении пород кислого состава, что позволяет относить литий к гранитофильным элементам. На начальном этапе магматического процесса литий преимущественно переходит в состав базальтовой магмы, о чем свидетельствует повышение его содержания в базальтах по сравнению с гипербазитами. В базальтоидах литий ввиду низкого кларка ($1,7 \cdot 10^{-3}$ мас.%), находится в рассеянном состоянии и благодаря близости радиуса иона к радиусам ионов алюминия, железа и магния входит в состав плагиоклазов, пироксенов, магнетита. На следующем этапе, когда из базальтоидов выплавляется магма

среднего состава, содержание лития в ней практически не изменяется. Только в кислых магмах содержание лития вновь увеличивается. Особенно велики его содержания в лейкократовых s-гранитах складчатых областей, с которыми чаще всего связаны его месторождения. Это коровые граниты, формирующиеся в результате плавления земной коры. В них количество лития бывает повышено вместе с Mo, Sn, Nb, Ta. Он накапливается в остаточных продуктах кислого магматизма – пегматитах.

Литий является s-элементом по строению электронной оболочки атома. У него на внешнем слое присутствует один s-электрон ($2s^1$), что делает его одновалентным. Радиус иона (нм) одновалентного лития (Li^+ 0,068) меньше радиусов всех щелочных металлов. Он близок по размеру к радиусам ионов трёхвалентных алюминия и железа (Al^{3+} 0,067, Fe^{3+} 0,067) и двухвалентного магния (Mg^{2+} 0,074). Это позволяет ему замещать названные элементы в кристаллических решётках минералов. Однако порообразующие элементы гранитоидов O^{2-} (0,136), Si^{4+} (0,039), K^+ (0,133), Na^+ (0,098) он может замещать с трудом ввиду малого радиуса по отношению к щелочным металлам и кислороду или большого по отношению к кремнию. Скорее всего, именно по этой причине литий накапливается в остаточных расплавах кислых магм и в составе пегматитов.

Важно ещё отметить близость радиуса иона лития к радиусам таких редких элементов, как Ta^{5+} (0,066), Nb^{5+} (0,066), W^{6+} (0,065), Sn^{4+} (0,067), что обеспечивает их совместное нахождение в пегматитах и грейзенах. Установлено существование в пегматитах гетеровалентного изоморфизма одновалентного лития во флогопите: $Al^{3+}(0,067) + Mg^{2+}(0,074) \leftrightarrow Si^{4+}(0,039) + Li^+(0,068)$; циннвальдите и турмалине: $2Fe^{2+}(0,080) \leftarrow Al^{3+}(0,067) + Li^+(0,068)$; берилле: $Be^{2+}(0,034) \leftarrow Li^+(0,068) + Na^+(0,098)$ [4].

В метасоматических процессах алюмосиликаты гранитоидов разлагаются и литий выносятся. Он мигрирует преимущественно в составе фтористых соединений, о чем свидетельствуют ореолы флюорита в месторождениях. В том числе литий накапливается в месторождениях флюорита.

В экзогенных условиях литий ведёт себя как активный щелочной металл, концентрируясь вместе с Na и Mg в рассолах и эвапоритах. Таким образом, с геохимической точки зрения возможны концентрации лития в остаточных продуктах кислого магматизма и в результате их метасоматической переработки, а также в экзогенных рассолах.

Литий обнаружен более чем в 50 минералах, хотя собственных минералов лития известно 28. Многие из них чрезвычайно редки, и их находки являются единичными. Большая часть минералов лития – силикаты и фосфаты (преобладают силикаты) и лишь по одному приходится на галогениды, оксиды и бораты.

Главными сырьевыми источниками лития являются сподумен и лепидолит. На их долю в мировой добыче литиевого сырья приходится 60 и 22 % соответственно. Другие минералы – петалит (13%), амблигонит (1,3%), циннвальдит (0,7%) – играют существенно меньшую роль. Лепидолит рассматривается как серия минералов триоктаэдрических слюдов, промежуточных членов изоморфного ряда трилитионит $KLi_{1,5}Al_{1,5}(Si_3Al)O_{10}F_2$ – полилитионит $KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$, а циннвальдит (тёмные литийсодержащие слюды) как серия минералов, промежуточных членов изоморфного ряда сидерофиллит $KFe_2Al(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2$ – полилитионит.

Накопление Li, Rb, Cs, Be в гранитных пегматитах и образование в них собственных минералов объясняется, прежде всего, тем, что эти щелочные литофильные элементы в магме могут накапливаться только в поздних кислых, а не в ранних основных и ультраосновных расплавах. Здесь их концентрации возрастают в десятки и сотни раз, достигая десятых долей и первых процентов и создаются благоприятные условия для образования самостоятельных минералов. Например, главная масса лития (активная щелочь) будет связывать слабый ангидрид кремния с помощью алюминия (слабое основание) в сподумен ($LiAlSi_2O_6$), а при наличии в расплаве фосфорного ангидрида и фтора может образоваться литиевый фосфат - амблигонит $LiAl(PO_4)F$ [7].

В последние годы все большее значение приобретают месторождения осадочного типа и подземные минерализованные воды. Например, из рапы озера Сирле при содержаниях ~0,02 мас. % LiCl добывается около 3% мирового литиевого сырья. Таким образом, на смену традиционным рудным видам сырья приходят рассолы, попутные нефтяные воды, литийсодержащие глины, так как более 70 % разведанных запасов лития сосредоточено именно в этих источниках.

Месторождения лития, относящиеся к категории промышленных, включают четыре типа: 1) пегматитовый, 2) гранитный, 3) кальдерный, 4) саларный. В настоящее время за рубежом до 60–70 % лития производится за счет эксплуатации рапы бессточных соляных озер с содержаниями 0,06 – 0,5 мас. % Li₂O [7]. Запасы и прогнозные ресурсы диоксида лития в гидроминеральных объектах имеют существенно меньшие масштабы и низкие содержания полезного компонента, однако технологии добычи и получения концентрата Li₂CO₃ и LiOH из них значительно экономичнее по сравнению с месторождениями других типов. В перечне ведущих объектов саларного типа следует отметить эффективно осваиваемое месторождение Атакама (Чили) и подготавливаемое к разработке крупное месторождение Уюни (Боливия).

Накопление ресурсов лития происходило с позднего мезоархея до голоцена; процесс имел дискретный характер [14]. В самых ранних суперконтинентальных циклах – кенорском, колумбийском и родинийском – возникали месторождения лития только пегматитового типа. Этот тип также основной в пангейском цикле, но небольшая часть ресурсов связана с Li-F гранитами. Текущий амазийский цикл наиболее разнообразен в типах месторождений лития: рассолы в сalaraх наиболее важны, а эпитермальные стратиформные залежи, пегматиты и Li-F граниты имеют меньшее значение.

Наиболее репрезентативная сводка размещения важнейших месторождений лития в мире охарактеризованных выше типов (за исключением саларного) выполнена специалистами Государственного геологического музея им. В. И. Вернадского (ГГМ РАН). Кроме указания местоположения месторождений лития, затронуты вопросы типовой принадлежности с указанием возраста, истории накопления промышленно интересных аккумуляций лития в земной коре и относительной роли каждого из известных типов месторождений в разные геологические эпохи [12, 14].

Месторождения лития в Российской Федерации в настоящее время не разрабатываются. Потребности российских заводов в литиевом сырье и главных потребляемых продуктах – карбонате и гидроксиде лития на 100 % удовлетворяются за счет импорта из Чили, Китая и США.

Россия обладает очень крупными запасами лития. На государственном балансе находится 17 месторождений. Однако расположение сырьевых объектов в экономически неосвоенных районах, комплексность месторождений и, как результат, сложность технологических схем обогащения обуславливают низкую экономическую эффективность их эксплуатации и фактически делают основную часть балансовых запасов лития неактивными. Около 75 % балансовых запасов приходится на сподуменовые пегматиты месторождений Мурманской, Иркутской и Читинской областей, остальное – на месторождения с попутным литием: редкометалльные граниты с литиевыми слюдами и слюдисто-флюоритовые метасоматиты. Единственное разрабатывавшееся в Читинской области на литий Завитинское месторождение в настоящее время законсервировано.

На Южном Урале в работах, посвященных изучению геохимии рифейских отложений Башкирского мегантиклинория [1, 6, 9, 11], сведения по содержанию Li в породах ограничены. Т.И. Широбоковой указывается на повышенные содержания лития (до 0,03 мас. %) во вмещающих среднерифейских сланцах Кужинского барит-полиметаллического месторождения [15]. По данным А.А. Макушина в околорудном ореоле селлаит-флюоритового месторождения Суран-1 установлены повышенные концентрации лития [2, 11]. В строении ореола важную роль играют фториды из группы криолита: усовит (Ba₂MgAl₂F₁₂), пахнолит (NaCaAlF₆xH₂O) и, особенно, криолитонит (NaLi₃[AlF₆]₂). По

данным спектрального анализа содержание оксида лития в керне скв.144 достигает рудного уровня 0,1 мас.%. Дифрактометрическими исследованиями (Унипромедь, г. Екатеринбург) выявлено наличие литийсодержащих минералов в 11 скважинах [2]. Основным минералом, содержащим литий, является криолитионит, массовая доля которого составляет 0,1–7 %. Закономерностей в распределении лития в разрезе и на площади месторождения не обнаружено [2]. В то же время изучение различных геохимических особенностей флюоритов [11], показало, что ранние генерации серых и фиолетовых флюоритов отлагались из обогащенных фтором эвапоритовых рассолов, а зеленые флюориты, метасоматически замещающие ранние генерации флюорита и селлаит, имели другой источник фтора, предположительно связанный с гранитоидами. Возможно, именно с этим источником связаны повышенные концентрации лития в месторождении. Таким образом, приведенные материалы показывают, что рифейские отложения Башкирского мегантиклинория могут быть перспективны на обнаружение повышенных концентраций лития. Слабая изученность геохимии лития в рифейских породах Южного Урала диктует проведение дальнейших геологических и геохимических исследований в этом направлении.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург, 1997. 290 с.
2. Бигнов Р.М., Макушин А.А., Казаков И.И., Чебан С.Г. Роль глубинной структуры в размещении нефтегазовых, рудных месторождений и новых перспективных зон Республики Башкортостан//Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Мат-лы IV Республ. геол. конф. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 3–26.
3. Боярко Г.Ю., Хатьков В.Ю., Ткачева Е.В. Сырьевой потенциал лития России // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. Т. 333. № 12. С. 7–16
4. Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2014. 132 с.
5. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии // М: Недра, 1990. 480 с.
6. Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М: ГЕОХИ, 1989. 23 с.
7. Зими́на Г.В., Потапова А.М., И.Н.Смирнова. Избранные главы ХиТТРЭ. Химия и технология лития // Учеб.пособие, М.: МИТХТ им. М.В. Ломоносова, 2014 г. 60 с
8. Ежеквартальный бюллетень «Resources and Energy Quarterly March 2021» [Электронный ресурс] // Государственный департамент промышленности, науки, энергетики и ресурсов Австралии (Australian Government, Department of Industry, Science, Energy and Resources). – Режим доступа: <https://www.industry.gov.au/sites/default/files/2023-10/resources-and-energy-quarterly-september-2023.pdf>, свободный (дата обращения 02.04.2021). Загл. с экрана
9. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория.– Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.
10. Линде Т. П. Ставров О. Д., Юшко Н. А. и др. Литий России, состояние, перспективы освоения и развитие минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая. 2000. № 6. 116 с.
11. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Том I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.

12. Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения: Научные результаты, полученные при выполнении программы № 1, 48 фундаментальных исследований Президиума РАН / гл. ред. академик РАН Н. С. Бортников; отв. сост. чл.-корр. РАН В. А. Петров. М.: ИГЕМ РАН, 2020. 317 с.
13. Миронов Ю. Б. Эпохи формирования и типы месторождений лития зарубежных стран / Ю. Б. Миронов, А. М. Карпунин, В. З. Фукс // Региональная геология и металлогения, № 92, 2022. С. 105–116.
14. Ткачев, А. В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Эволюционные аспекты металлогении лития: эпохи накопления, типы месторождений и их особенности // Разведка и охрана недр, № 9, 2018. С. 10–18.
15. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск, УрО АН СССР. 1992. 143 с.
16. Ярошевский А.А. Кларки химических элементов верхней части континентальной коры (гранитно-метаморфической оболочки). Средние содержания (г/т) химических элементов в главных типах магматических пород // Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М.: Недра, 1990. С. 12–13.
17. Ярошевский А.А. Геохимия земной коры // Российская геологическая энциклопедия: в трёх томах. Т. I. М.; СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 374–375.
18. Ktalkherman M.G., Emelkin V.A., Pozdnyakov B.A. Production of lithium oxide by decomposition lithium carbonate in the flow of a heat carrier // Theoretical Foundations of Chemical Engineering. 2009. V. 43. № 1. P. 88–93.
19. Nicholson P. Past and future development of the market for lithium in the World aluminium industry // Energy. 1978. V. 3. № 3. P. 243–246.
20. Philemon Lindagato, Yongjun Li, Jan Macháček, Gaoxue Yang, Irénée Mungwarakarama, Anastase Ndahimana, Henri Patrick Kanimba Ntwali. Lithium Metal: The Key to Green Transportation // Applied Sciences. Appl.Sci. 2023, 13, 405
21. Sheets J. New lithium market // Ceramic Engineering and Science Proceedings. 2000. V. 21. № 5. P. 97–99.
22. Jarosław Szlugaj, Barbara Radwanek-Bąk. Lithium sources and their current use // gospodarka surowcami mineralnymi – mineral resources management. 2022 Volume 38 Issue 1 Pages 61–88.

НОВАЯ КОНОДОНТОВАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАКАРОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС) В РАЗРЕЗЕ РЯЗЬЯК ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Р.Ч. Тагариева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: trezeda88@mail.ru

В 2017 году появилась публикация [14], в которой проанализирован палеонтологический материал по фаменским разрезам мира, пересмотрена стандартная конодонтовая шкала [16] и предложена новая зональность, в которой все подзоны предыдущего стандарта получили названия по FAD определяющих их видов-индексов. Эта зональность принята в Geologic Time Scale 2020 [16]. В настоящей работе приведено новое детальное расчленение карбонатных отложений макаровского горизонта разреза Рязьяк с использованием конодонтовой шкалы [16].

Макаровский горизонт (лона *Cheiloceras*, *Zilimia polonica*, *Cyrtospirifer archiaci*) является крупным региональным стратиграфическим подразделением фаменского яруса западного склона Урала и по конодонтам соответствует интервалу стандартных конодонтовых зон Upper *triangularis*, *crepida*, *rhomboidea* и Lower *marginifera* [2, 7, 8]. В типовой местности отложения макаровского горизонта хорошо изучены в двух разрезах: Кук-Караук (бассейн р. Сикася) и Рязьяк (бассейн р. Рязьяк) [Марковский, 1936ф.; 1937ф; 1; 3, 4, 5, 6, 9, 10, 11, 15]. В стратотипическом разрезе Кук-Караук горизонт маломощный и составляет 1,1 м. Возможно, это связано с гиатусом, эквивалентным интервалу четырех конодонтовых зон Middle, Upper, Uppermost *crepida* и Upper *rhomboidea* [13].

В разрезе Рязьяк макаровские отложения представлены светло-серыми, розовато-серыми, средне- и тонкослоистыми, слабо доломитизированными органогенно-полидетритовыми известняками мощностью 5,45 м (рис. 1). Известняки имеют цикличное строение и характеризуются чередованием грейнстоун-пакстоунов и вакстоунов. Палеонтологически они охарактеризованы богатым комплексом бентосных организмов: преимущественно остатками брахиопод, иглокожих (членики криноидей и обломки морских ежей), остракод, водорослей, мшанок, ругоз, а также рыбами и конодонтами. Залегают на нижнефаменских брахиоподовых ракушняках барминского горизонта. Перекрываются среднефаменскими известняками мурзакаевского горизонта.

Отложения макаровского горизонта в разрезе Рязьяк автором детально расчленены с выделением интервалов пяти зон: *Pa. min. minuta* (Upper *triangularis*), *Pa. crepida* (Lower *crepida*) и *Pa. gl. prima* (Upper *crepida*), *Pa. rhomboidea* (Lower *rhomboidea*) и *Pa. marg. marginifera* (Lower *marginifera*) (см. рис. 1). Нижние границы зон определены по FAD зональных и характерных видов. Изученные ассоциации конодонтов характеризуется таксономически богатым биоразнообразием и представлены 48 видами и подвидами 8 родов: *Ancyrognathus*, *Icriodus*, *Nothognathella*, *Palmatolepis*, *Pelekysgnathus*, *Polygnathus*, *Polylophodonta* и *Vjaloviodus*. Комплексы конодонтов состоят главным образом из таксонов рода *Palmatolepis* (до 96%), представителей глубоководной пальматолепидной биофаии.

Зона *Palmatolepis minuta minuta* (= Upper *triangularis*) начинается с основания макаровского горизонта. Нижняя граница зоны установлена в подошве слоистых, буровато-желтовато-серых, органогенно-полидетритовых известняков слоя 1 (средне- и крупнобиокластовый грейнстоун) по появлению вида-индекса *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl (см. рис. 1). Зональная ассоциация конодонтов характеризуется высоким разнообразием – 16 видов и подвидами четырех родов (см. рис. 1). Среди них количественно преобладают *Pa. barskovi* Tagarieva et Artyushkova, *Pa. p. perlobata* Ulrich et Bassler, *Pa. sandbergi* Ji et Ziegler и *Pa. triangularis* Sannemann. Интервал зоны *Palmatolepis minuta minuta* в разрезе Рязьяк автором выделен впервые. Мощность зоны составляет 0,50 м.

Зона *Palmatolepis crepida* (= Lower *crepida*). Нижняя граница зоны установлена в основании темно-серых органогенно-полидетритовых известняков слоя 2 (мелко- и средне биокластово-интракластовый (сгустковый) пакстоун-вакстоун) по появлению зонального вида *Palmatolepis crepida* Sannemann. Комплекс конодонтов состоит из пяти родов и 14 видов и подвидов (см. рис. 1). Вместе с транзитными формами в ассоциации впервые встречены *I. iowaensis ancylus* Sandberg et Dreesen, *Pa. regularis* Cooper, *Pa. tatarica* Ovnatanova et Gatovsky и *Po. fallax* Helms et Wolska. В зоне *Palmatolepis crepida* преобладают *Pa. min. minuta* Branson et Mehl, *Pa. subperlobata* Branson et Mehl и *Pa. triangularis* Sannemann (см. рис. 1). Мощность зоны составляет 0,10 м.

Зона *Palmatolepis termini* (= Middle *crepida*) в разрезе Рязяк не обнаруживается, что не исключает присутствие стратиграфического перерыва (см. рис. 1).

Впервые обосновано выделение **зоны *Palmatolepis glabra prima*** (= Upper *crepida*). Нижняя граница зоны установлена в подошве тонкослоистых, светло-серых, органогенно-полидетритовых известняков слоя 3 (средне- и крупнобиокластово-интракластовый (сгустковый) грейнстоун) по появлению вида-индекса *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle. Зональная ассоциация конодонтов представлена богатым таксономическим разнообразием (20 видов и подвидов четырех родов) (см. рис. 1). В комплексе впервые встречены таксоны *Pa. circularis* Szulczewski, *Pa. min. loba* Helms, *Pa. min. subtilis* Khalimbadzha et Tschernysheva, *Pa. min. wolskae* Szulczewski, *Pa. lobicornis* Schulke, *Pa. klapperi* Ziegler et Sandberg, *Pa. perlobata schindewolfi* Müller, *Pa. q. quadrantinosalobata* Sannemann и *Po. n. nodocostatus* Branson et Mehl (см. рис. 1). Основная часть ассоциации конодонтов в зоне *Palmatolepis glabra prima* представлена *Pa. lobicornis* Schulke, *Pa. min. minuta* Branson et Mehl, *Pa. q. quadrantinosalobata* Sannemann. Мощность зоны составляет 0,75 м.

На интервал **зоны *Palmatolepis glabra pectinata*** (= Uppermost *crepida*) в разрезе Рязяк приходится hiatus.

Зона *Palmatolepis rhomboidea* (= Lower *rhomboidea*). Нижняя граница зоны установлена в основании слоя 4 по появлению характерного для данной зоны вида *Pa. pooli* Sandberg et Ziegler (см. рис. 1).

Нижняя часть **зоны *Palmatolepis rhomboidea*** мощностью 1,35 м (слой 4) в разрезе представлена светло-желтовато-серыми органогенно-полидетритовыми известняками (крупнобиокластово-интракластовый (сгустковый) энкринитовый грейнстоун). Верхняя часть зоны мощностью 2,65 м (слой 5) характеризуется серыми, тонкозернистыми, неяснослоистыми органогенно-полидетритовыми известняками (средне биокластово-интракластовый (сгустковый) пакстоун-вакстоун). Комплекс конодонтов зоны *Palmatolepis rhomboidea* характеризуется главным образом таксонами рода *Palmatolepis* (17 видов и подвидов), представленными здесь многочисленными экземплярами очень хорошей сохранности (см. рис. 1). В ассоциации впервые встречены единичные представители рода *Polylophodonta confluens* Ulrich et Bassler и *Vjaloviodus targus* Gagiev. Для зоны характерны *Pa. min. minuta* Branson et Mehl, *Pa. quadrantinosalobata* Sannemann, *Pa. klapperi* Sandberg et Ziegler и *Pa. sub. tatarica* Ovnatanova et Gatovsky. Комплекс конодонтов зоны *Palmatolepis rhomboidea* автором установлен впервые. Общая мощность зоны в разрезе составляет 4,0 м.

Ассоциация конодонтов **зоны *Palmatolepis gracilis gracilis*** (= Upper *rhomboidea*) в разрезе Рязяк не выделяется, что не исключает присутствие стратиграфического перерыва.

Зона *Palmatolepis marginifera marginifera* (= Lower *marginifera*). Нижняя граница зоны установлена в подошве слоя 6 по появлению вида-индекса *Pa. marginifera marginifera* Helms и характерных для данной зоны таксонов. Литологически зона резко выражена и характеризуется слоистыми, темно-серыми, волнисто-полосчатыми, ожелезненными известняками (вакстоун). Комплекс конодонтов состоит из четырех родов и 17 видов и подвидов (см. рис. 1). В ассоциациях доминируют *Pa. glabra pectinata* Ziegler. Интервал зоны *Palmatolepis marginifera marginifera* в разрезе Рязяк автором установлен впервые. Мощность зоны составляет 0,10 м.

В стратиграфической последовательности в отложениях макаровского горизонта разреза Рязяк отсутствуют интервалы трех конодонтовых зон *Palmatolepis termini* (= Middle *crepida*), *Palmatolepis glabra pectinata* (= Uppermost *crepida*) и *Palmatolepis gracilis gracilis* (= Upper *rhomboidea*) (см. рис. 1).

Разрез на р. Рязяк является более полным и хорошо охарактеризованным в литологическом и палеонтологическом отношении и может претендовать на роль гипостратотипического разреза макаровского горизонта.

Исследование выполнено в рамках госзадания №НИОКТР FMRS — 2022–0010 «Основные события фанерозоя: палеонтология, стратиграфия, корреляция».

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. УНЦ РАН, 1996. С. 26–30.
3. Кононова Л.И. Комплексы конодонтов из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений разреза р. Сиказа (Южный Урал) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 42. Т. XLIV (I). 1969. С. 121–138.
4. Кононова Л.И., Липина О.А. Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 14. 1971. С. 39–69.
5. Марковский, Б.П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Мат. ВСЕГЕИ, Общ. сер. 1948. Сборник 8. С. 22–28.
6. Маслов В.А. Литология и фациальные особенности верхнедевонских карбонатных отложений западного склона Южного Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа. 1959. 304 с.
7. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Отв. ред. Жамойда А.И., Петров О.В. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып.38. 131 с.
8. Субрегиональные стратиграфические схемы девона западного склона Урала (докембрий, палеозой) // Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / под ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашова. Екатеринбург, 1993.
9. Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В. Конодонтовая зональность нижнефаменских отложений карбонатных разрезов западного склона Южного Урала // Бюл. Моск. о-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 2020. Т. 95. Вып. 2. С. 16–32.
10. Тяжева А.П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. Девонские отложения Башкирии. Ч. 1. Стратиграфия. М.: Изд. АН СССР. 1961. С. 5–130.
11. 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, 2011a. Ufa, 2011a. 92 pp.
12. Becker, R.T., Marshall J.E., Da Silva A.C., Arterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. The Devonian period // Geological Time Scale 2020. Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier. 2020. V. 2. P. 733–810.
13. Tagarieva R.Ch. Biostratigraphy and lithology of the Makarovo Horizon deposits (Famennian Stage) in the stratotype section (western slope of the Southern Urals) // Proceedings Kazan Golovkinsky Young Scientists’ Stratigraphic Meeting, 2020. Sedimentary Earth Systems:

Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Nurgaliev D.K. (Ed.), October 26-30, Kazan, Russia. Kazan: КФУ, 2020. P. 280–287.

14. Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard // *Bulletin of Geosciences*. 2017. V. 92, No 1. P. 31–57.
15. Sinitsyna Z.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I. et al. The Sikaza Section. In: *Guidebook of geological excursion for the Paleozoic and Upper Precambrian sections on the western slope of the Southern Urals and Pre-Ural region*. Inst. Geol. Ufa Research Centre RAS. Ufa, 1995. P.57–93.
16. Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // *Cour. Forsch. Inst.Senckenberg*. 1990. 121. P. 1–115.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Т.Д. Шабутдинов

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
Уфимский университет науки и технологий, Уфа
e-mail: timurgeolog11@gmail.com*

Массив Сыум-Кеу – один из трёх полярноуральских офиолитовых массивов, расположенных в зоне главного уральского разлома на Полярном Урале. По площади массив уступает только Войкаро-Сыньинскому – 600 км². В плане имеет неправильно-серповидную форму, выпуклой стороной обращенный на запад. Длина массива 60 км, ширина – 12 км [18]. Массивы Сыум-Кеу, Рай-из и Войкаро-Сыньинский В.Н. Пучков относит к надсубдукционным офиолитовым массивам, сформированным в задуговых и междуговых окраинных бассейнах в ранне-, среднепалеозойского времени [15]. Массив Сыум-Кеу состоит из 5 блоков: Щучьинского, Няропейского, Пусьерского, Сыумкеуского и Харчерузского. Некоторые исследователи выделяют ещё Яркеуский и Малохадатинский блоки [3;7;18]. Сыум-Кеу располагаясь в зоне главного уральского разлома граничит на западе с метаморфическими породами Марункеуского комплекса и вулканогенно-осадочными породами няропейской свиты, на востоке – с габброидами Щучьинского синклиория [3; 13]. Внутреннее строение массива представлено лерцолит-гарцбургитовым, дунит-гарцбургитовым и дунит-верлит-клинопироксенитовым (полосчатым) комплексами [18].

Изучение массива Сыум-Кеу ведётся с 30-х годов прошлого столетия. А.Н. Заварицкий в работе 1932 года относит гипербазиты, габбро, амфиболиты, плагиограниты и диориты в зоне главного уральского разлома (ГУР) к единой дунит-габбро-плагиогранитовой формации [5]. Данной идеи придерживались исследователи вплоть до 1970-х годов [8; 9; 10; 11, 17]. В 1970-х в работах таких исследователей А.В. Пейве, С.Н. Иванова, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, Г.Н. Савельевой, Н.Л. Добрецова габбро-гипербазитовые массивы выделяются в составе аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские образования западного склона Урала [1, 6, 14, 16]. В 1960-1980-х на территории массива Ю.Н. Никитиным, В.Н. Охотниковым и А.К. Афанасьевым была проведена геологическая съемка в масштабах 1:200 000 и 1:50 000, в результате которой были выявлены многочисленные точки хромитовой минерализации [3]. Изучение вещественного состава ультрамафитов массива Сыум-Кеу проводилось Н.Л. Добрецовым, В.Р. Шмелевым, А.Б. Макеевым, Н.И. Брянчаниновой, Л.И. Гурской, Б.В. Перевозчиковым и др. [3, 4, 7, 13, 18].

Несмотря на длительную историю изучения Сыум-Кеу долгое время оставался наименее изученным среди полярноуральских офиолитовых массивов. В ходе полевых работ 2023 года, с целью сравнения с офиолитовыми массивами Крака, из ультрамафитов и габброидов Сыум-Кеу было отобрано 65 образцов на препараты для их дальнейшего изучения минералогического, петрографического и геохимического состава. Изучение шлифов проводилось на петрографическом (ПОЛАМ-Р311) и сканирующем микроскопах (Tescan Vega 3 Tescan Vega 4 Compact с анализатором Xplorer 15 (Oxford Instruments, Великобритания)) в Институте Геологии УФИЦ РАН, г.Уфа. Порошки, полученные в процессе дробления и истирания пород, изучались с помощью рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) также в Институте Геологии УФИЦ РАН, г.Уфа.

Предварительно полученные данные петрографического и минералогического состава показали, что перидотиты представлены гарцбургитами и лерцолитами, причём последние имеют подчиненное значение. Изученные нами образцы относительно слабо метаморфизованы. Степень серпентинизации доходит до 50%. Помимо перидотитов, ультрамафиты также представлены дунитами, клинопироксенитами и оливиновыми вебстеритами (Рис. 1).

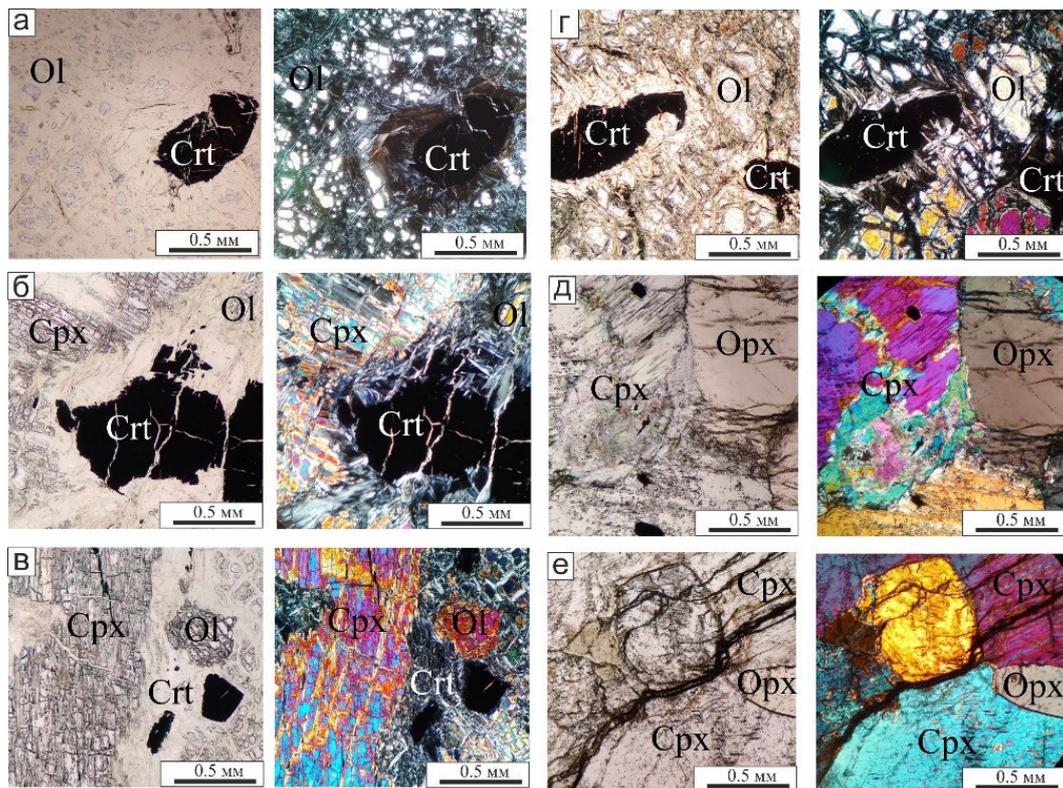


Рис. 1. Фотографии шлифов ультрамафитов

а,г – дунит (S – 301-2; S – 340-A); б – лерцолит (S-304-9); в - дунит-клинопироксенит (S-304-4); д,е – клинопироксениты (S-302-36, S – 311-4). Срх – клинопироксен, Срт – хромшпинелид, Ол – оливин, Орх – ортопироксен.

Породообразующие минералы ультрамафитов представлены оливинов, орто- и клинопироксеном. Оливин, сохранившийся в виде реликтов среди серпентина, характеризуется сравнительно низкими значениями фаялитового индекса, которые возрастают от дунитов (9% или Fo_{91}) к лерцолитам (11% или Fo_{89}). Размер реликтов 0,05-0,4 мм. Ромбический и моноклинный пироксены в породе (S-302-1, S-311-3-A) образуют таблитчатые выделения с часто развитыми по ним баститовым псевдоморфозами. Размер зёрен 0,4-2,4 мм. Составы пироксенов отражены на диаграмме (Рис. 2, а). Ортопироксен представлен энстатитом, клинопироксен – диопсидом и авгитом. Среди второстепенных минералов стоит выделить амфиболы, которые по классификационным диаграммам [22] относятся к магнезиогорблендиту ($Ca_2[Mg_4(Al,Fe^{3+})]Si_7AlO_{22}(OH)_2$) и эдениту ($NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$) (Рис.2, г)

Помимо породообразующих минералов, также были встречены акцессорные минералы: хромшпинелид ($(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$) пентландит ($(NiFe)_9S_8$), маухерит ($Ni_{11}As_8$), миллерит (NiS), халькопирит ($CuFeS_2$), кадмий содержащий сфалерит ($(Zn,Cd)S$), самородная медь, потарит (PdHg), ирарсит ($(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS$) и самородный осмий.

Включения хромшпинелидов в перидотитах обычно являются ксеноморфными, реже гипидиоморфными, для дунитов более характерны идиоморфные зерна. Хромистость минералов изменяется от высокоглиноземистых в лерцолитах ($\#Cr=0,25-0,45$) до высокохромистых в дунитах ($\#Cr=0,6-0,7$) (Рис. 2, в).

По классификационной диаграмме Н.В. Павлова [12] состав хромшпинелидов, встреченных в ультрамафитах, варьирует от хромпикотита в лерцолитах к субферрихромпикотиту в гарцбургитах и субферриалюмохромиту в дунитах (Рис 2, б). В краевых частях зерен при метаморфизме развивается субальюмоферрихромит и затем хроммагнетит. На основе оливин-хромшпинелевых пар были построены диаграмма OSMA

(Olivine-spinel mantle association) (Рис.2, д) [20] и геотермометры Оно, Фабри и Роедера-Кэмпбелла-Джеймисона (Рис.2, е) [21, 23, 24].

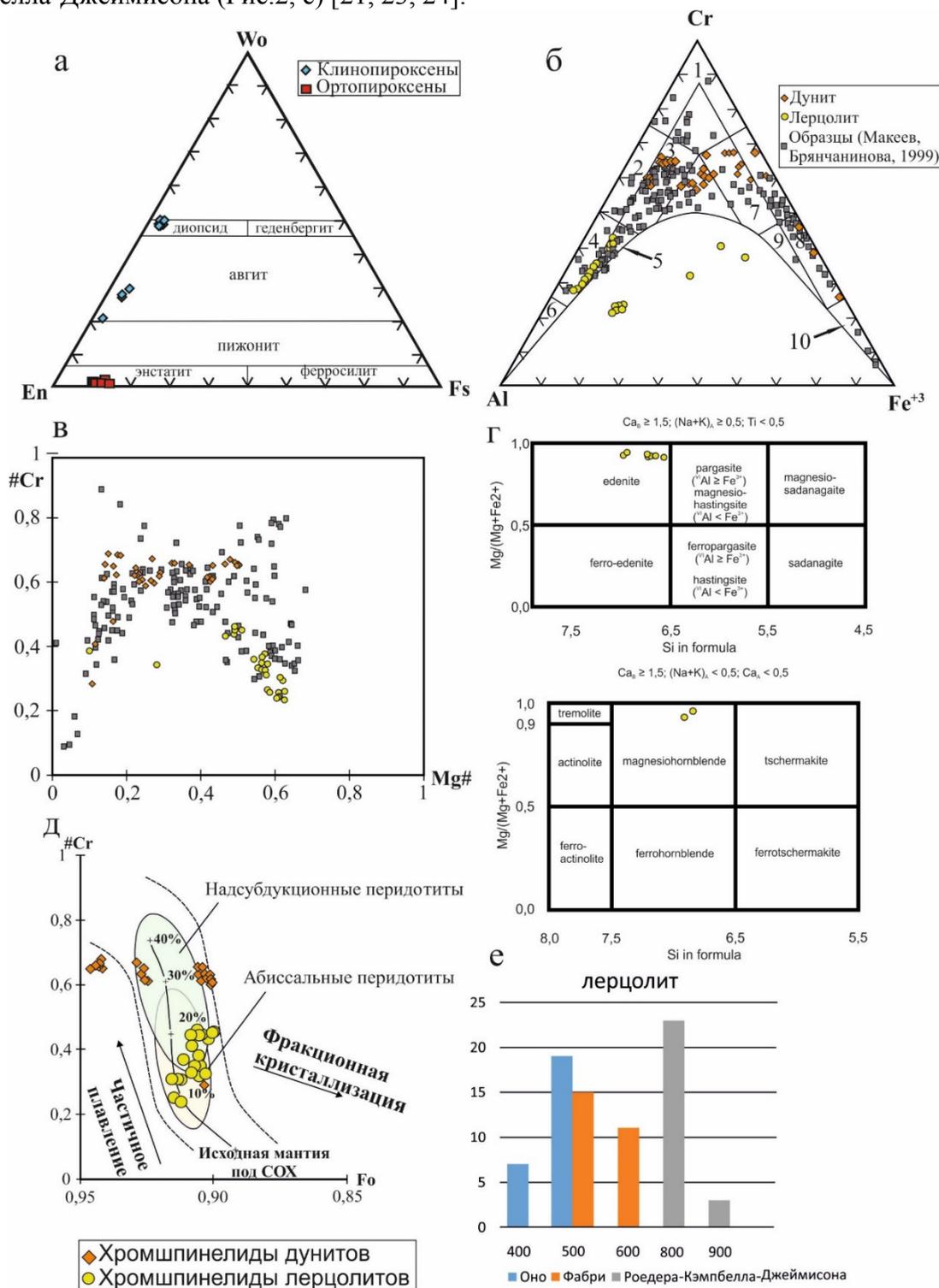


Рис. 2. Состав породообразующих и акцессорных минералов: а – диаграмма состав орто- и клинопироксенов; б – классификационная диаграмма Н.В. Павлова.

1 – хромит, 2 – алюмохромит, 3 – субферриалюмохромит, 4 – хромпикотит, 5 – субферрихромпикотит, 6 – пикотит, 7 – субалюмоферрихромит, 8 – хроммагнетит, 9 – субалюмохроммагнетит, 10 – магнетит [12]; в – диаграмма магниальности-хромистости ($\#Mg = Mg/(Fe^{2+} + Mg)$, $\#Cr = Cr/(Fe^{3+} + Al + Cr)$); г – диаграммы классификации кальциевых амфиболов [22]; д – диаграмма оливин-хромшпинелевой мантийной ассоциации [20]; е – распределение равновесных температур в парах оливин-хромшпинелид для лерцолитов. Геотермометры: 1 – Оно, 2 – Фабри, 3 – Роедера-Кэмпбелла-Джеймисона [21, 23, 24].

Полученные данные по породообразующим и аксессуарным минералам в ультрамафитах нуждаются в дальнейшем изучении. На основе пироксеновых пар необходимо рассчитать геотермометры, геобарометры и фугитивность кислорода ($\Delta \log fO_2$). Учитывая имеющиеся данные о структурных особенностях мантийных тектонитов полярноуральских массивов [2, 18], на отобранных образцах планируется провести петроструктурный анализ с использованием метода дифракции отраженных электронов (ДОЭ/EBSD). Эти результаты позволят сравнить условия формирования массива Сьум-Кеу с массивами Южного Урала.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н. Савельеву Дмитрию Евгеньевичу за непосредственное участие при написании данной работы.

Исследования выполнены за счёт гранта РНФ №22–17–00019.

Список литературы

1. Буртман, В.В., Молдаванцев, Ю.Е., Перфильев, А.С., Шульц, С.С. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Современная геология, №3, 1974. С. 23–36.
2. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
3. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
4. Добрецов, Н.Л., Молдаванцев, Ю.Е., Казак, А.П. Казак. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 220 с.
5. Заварицкий, А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ГОНТ ГРИ, 1932. 221 с.
6. Иванов, С.Н. Ефимова А.А., Молдаванцев Ю.Е. К происхождению офиолитов Урала // Симпозиум «Офиолиты в земной коре». 1973. С. 49–53.
7. Макеев, А. Б., Брянчанинова, Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
8. Молдаванцев, Е.П. Тектоника Северного и Полярного Урала. Геология СССР. 1944. Т.12. С. 198–201.
9. Морковкина, В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: «Наука», 1967. 280 с.
10. Морковкина, В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала // Труды ИГЕМ АН СССР. 1962. №77. С. 180–224.
11. Морковкина, В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. 1964. С. 66–76.
12. Павлов, Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук АН СССР. 1949. №13. С. 10–35.
13. Перевозчиков, Б.В., Плотников, А.В., Макиев, Т.Т. Природа вариаций состава рудной и аксессуарной хромшпинели ультрабазитового массива СьумКеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39
14. Перфильев, А.С., Руженцев, С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. №3. С. 14–26.
15. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
16. Савельева, Г.Н. Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыньинского массива // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 13–17.
17. Софронов Г.П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Свердловск., 1956. С. 87–93.
18. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сьум-Кеу (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 80 с.
19. Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Самыгин С.Г. Структурные положения гипербазитов на западном с Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. 1971. С. 9–24.

20. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*, V. 113, 1994. P. 191–204.
21. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, V. 69, 1979. P. 329–336.
22. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist*, V. 35, 1997. P. 219–246.
23. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, V. 78, 1983. P. 115–122.
24. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, V. 68, 1979. P. 325–334.

ИХНОФОССИЛИИ ОРДОВИКА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Р.Р.Якупов

Институт природы и человека УУНУТ, Уфа

e-mail: YakupovRR@uust.ru

Ихнофоссилии или ископаемые следы жизнедеятельности, представляют собой индивидуальные биогенные осадочные текстуры, форма которых обусловлена морфологией оставившего их животного и типом его поведения в осадке. Жизнедеятельность сильно зависит от глубины и гидродинамики бассейна [6].

Ихнофоссилии в ордовикских отложениях западного склона Южного Урала мало изучены и очень важны для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии. Ордовикские отложения западного склона Южного Урала представлены двумя типами отложений – терригенно-карбонатными отложениями бактинской свиты [7, 8] и тирляно-кагинской толщи (нижней части набиуллинской свиты) в обрамлении Башкирского антиклинория Западнозилаирской зоны [9]. В Восточнозилаирской зоне они сложены мощными ритмичными терригенно-кремнистыми отложениями сухолядской толщи в обрамлении массивов Крака и ее аналогов - акбиикской толщи и белекейской свиты в Уралтауской зоне [3, 5].

В Западнозилаирской зоне самые северные отложения ордовика известны в Юрюзанской структуре. Мощная (до 700 м) бактинская свита (O₂₋₃ bk), по возрасту соответствует тирляно-кагинской толще – среднего-верхнего ордовика [4, 8]. При проведении геолого-съёмочных работ в основании бактинской свиты А.В. Краюшкиным определены следы жизнедеятельности организмов *Skolithos linearis* Haldeman, *Rozella* isp., *Rusophycus* isp. [7]. Перекрывающие отложения представлены маломощными серыми известковистыми алевролитами с многочисленными отпечатками трилобитов и брахиопод среднего-позднего ордовика [7, 8].

Южнее, в Тирлянкой структуре, где тирляно-кагинская толща набиуллинской свиты (O₂₋₃ tr) описана как тирлянская свита, с кварцевыми песчаниками в основании. Иногда в песчаниках видны прослои с обильными органическими остатками плохой сохранности, чаще всего с многочисленными члениками криноидей. Часто наблюдаются следы жизнедеятельности организмов, представленные *Skolithos linearis* Haldemann, разветвленные разности могут относиться к *Polykladichnus* isp.

В стратотипе в разрезе «Набиуллино» карбонатно-терригенные отложения тирляно-кагинской толщи сложены песчанистыми и комковатыми вторичными доломитами, образованным по известнякам [1]. Толща датирована средне- верхнеордовикскими конодонтами [5]. В средней части разреза отмечаются сильно биотурбированные слои с *Thalassinoides* isp. Ходы *Thalassinoides* характерны для шельфовых отложений средней глубинности.

Верхняя часть разреза хорошо обнажена в разрезе «Кургашлы» в 1 км севернее от разреза «Набиуллино». Здесь на хорошо выветрелых поверхностях и в поперечном сечении слоев можно наблюдать слои с *Palaeophycus* isp., *Thalassinoides* isp. и *Skolithos* isp.

Косо-, волнистослоистые, массивные разнозернистые песчаники основания тирляно-кагинской толщи набиуллинской свиты типичны для базальных горизонтов шлировой формации мелководного шельфа пассивной окраины континента. Ихнофашия *Skolithos* характерна для морских условий с активной гидродинамикой. Вероятно, здесь ихнофоссилии относятся к фашии мелководных песчаных пляжей и баров эпиконтинентального моря в приливно-отливной зоне.

В Восточнозилаирской зоне ордовикские отложения описаны как сухолядская толща (O₁₋₃ sh) со стратотипом на р.Сухоляд [9]. Мощная (до 900 м) ритмичная толща переслаивания песчаников кварцевых, алевролитов глинистых, аргиллитов и небольшим количеством кремней датирована находками граптолитов и хитинозой в основании и средней

части толщи и конодонтами в верхней части [9]. Многочисленные следы ползания на поверхностях слоев относятся к ихнофагии *Nereites*.

В зоне Уралтау полными литологическими и возрастными аналогами суходядской свиты считается слабо метаморфизованные акбиикская толща (O_1 ak) и белекейская свита (O_{2-3} bk) [2]. Они обнажены в среднем течении р. Суваняк. Большая часть акбиикской свиты сложена кварцевыми песчаниками светло-серыми параллельнослоистыми с прослоями глинисто-кварцевых сланцев и пачками переслаивания сланцев и кварцевых песчаников с текстурами взмучивания, конседиментационной складчатостью и с многочисленными биоероглифами *Nereites isp.*

В основании перекрывающей акбиикскую толщу белекейской свиты (O_{2-3} bk), непосредственно на контакте собраны хитинозы и конодонты основания среднего ордовика. Массивные текстуры, следы взмучивания и разнотекстурная гранулометрия свидетельствуют о высокой гидродинамике бассейна. Чередование литологических разностей, позиционирована как проксимальная (приближенная) флишоидная формация, формирование которой происходит на континентальном склоне пассивной окраины континента. В ней также хорошо видны многочисленные ихнофоссилии *Nereites isp.*

Ихнофоссилии ордовика западного склона Южного Урала, несмотря на недостаточную изученность, показывают хорошую корреляцию по глубине и могут служить реперными уровнями определения возрастного интервала отложений и палеофациальных уровней Уральского палеоокеана.

Список литературы

1. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М. Литофациальные особенности и палеогеографические условия накопления отложений верхнего ордовика в разрезах Набиулдино и Кургашлы (Южный Урал). Геологический вестник, № 2, 2021. С. 58–73. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-5
2. Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Каримов Т.Р.. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXVIII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.
3. Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Каримов Т.Р.. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIII (Белорецк). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 237 с.
4. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1961. 96 с.
5. Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозам // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 333–352.
6. Микулаш Р., Дронов А.В. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 2006. 122 с.
7. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Шалагинов А.Э., Коллегов А.К., Кашина Л.В., Рябухина М.Ю., Сапельцева Ю.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе / Ред. В.Н. Пучков. Лист N-40-XVII (Тирлянский). Объяснительная записка, СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 337 с.
8. Якупов Р.Р. Стратотип бактинской свиты ордовика на территории Южно-Уральского заповедника / Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника вып.2. Уфа: Гилем, Башк. энцикл., 2014. С. 176–185.
9. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиория. Екатеринбург, 2002. 158 с.



**Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии
Башкортостана, Урала и сопредельных территорий:
Материалы / 15-я Межрегиональная научно-практическая
конференция, Уфа, 14—17 мая 2024 г**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 03.05.2024.
Объем 162,4 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 466.

