

НОРДВЕСТЛАБ



ЯНКАН-ТАУ
ПЕРВЫЙ ГЕОПАРК В РОССИИ

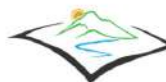
РОСНЕДРА
Федеральное агентство
по недропользованию



УФИЦ РАН



**ТОРА
ТАУ** ГЕО
ПАРК



УСИЗ
ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ



ПОСОЛЬСТВО
УРАЛЬСКИХ
ГОР



XI Всероссийская молодежная геологическая конференция

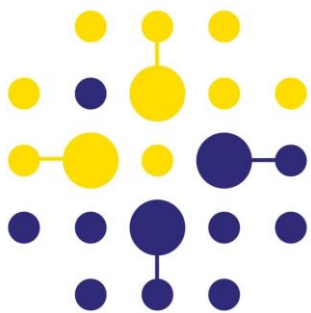
**«ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ»**

25-28 сентября 2023 года

Сборник статей



**УРАЛЬСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
АГЕНТСТВО**



НОРДВЕСТЛАБ



УСИЗ
ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ

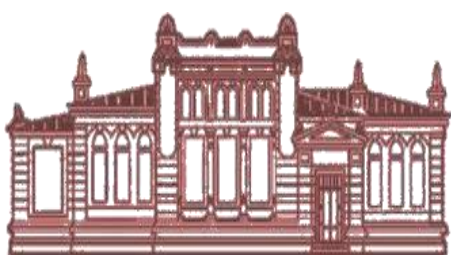


РОСНЕДРА

Федеральное агентство
по недропользованию



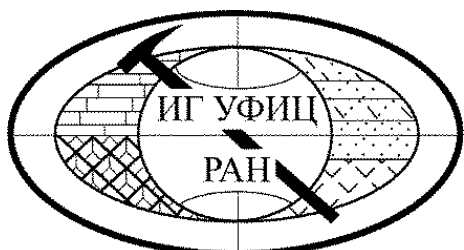
**ТОРА
ТАУ** ГЕО
ПАРК



**УФИМСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ
НАУКИ И ТЕХНОЛОГИЙ**



БГПУ
им. М. Акмуллы



ЯНКАН-ТАУ

ПЕРВЫЙ ГЕОПАРК В РОССИИ



**УРАЛЬСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
АГЕНТСТВО**



IYBSSD 2022

Международный год
фундаментальной науки
для устойчивого развития



**ПОСОЛЬСТВО
УРАЛЬСКИХ
ГОР**

УДК 55

ББК 26.34я43

Г36

Г36 ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: Сборник статей XI Всероссийской молодёжной конференции, г. Уфа, 25-28 сентября, 2023 г. — Москва: Издательство «Перо», 2023 – 16,6 Мб. [Электронное издание].

ISBN 978-5-00218-675-4

В сборник вошли материалы XI Всероссийской молодёжной геологической конференции “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий”, состоявшейся 25-28 сентября 2023 года в Институте геологии — обособленном структурном подразделении Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук.

Материалы конференции включают работы авторов из научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Томска, Барнаула, Перми, Казани, Сыктывкара, Оренбурга (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения).

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

Материалы публикуются в авторской редакции.

УДК 55

ББК 26.34я43

ISBN 978-5-00218-675-4

© Авторы, 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

Н.Н. Акчурин, Р.Р. Фаезов ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИНВЕРСИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КАТАВСКОЙ СВИТЫ.....	9
Е.А. Володина, Ал.В. Тевелев ИСТОЧНИКИ СНОСА МАТЕРИАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	13
Дж.К. Карапетян, Г.А. Мкртчян, Э.Г. Гедакян, Б.В. Саакян ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА	16
М.А. Мкртчян, Б.В. Саакян, Р.К. Карапетян, Э.Г. Геодакян АФТЕРШОКИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОСТОЧНО-ТУРЕЦКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06 ФЕВРАЛЯ 2023г. MW=7.8, КАК ПРОЦЕСС ДЕСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ.....	21
Н.П. Парфирьев НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КАТАВСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ ДЕРЕВНИ ГАЛЕАКБЕРОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ	25
Б.В. Саакян, М.А. Мкртчян, Р.К. Карапетян, А.Г. Сехпосян РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 06 ФЕВРАЛЯ 2023 г.	30
Н.С. Уляшева ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ Р. ЛАПТАЕГАН (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).....	33

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Е.Ю. Башлыкова О ВИДОВОМ РАЗНООБРАЗИИ РОДА LITUOTUBELLA RAUSER-SHERNOUSOVA, 1948 НА УРАЛЕ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ.....	36
В.М. Ивин СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОРЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ КАРБОНАТНОГО СОСТАВА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ	41
А.С. Комаров МАГНЕЗИТОВЫЕ РУДЫ ХАЛИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	45
А.Э. Королёв ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА.....	48
Р.Г. Курманов, Г.А. Данукалова, Ж.-П. Лефорт, Н. Хамуми ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ПАЛЕОПОЧВЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РАЗРЕЗА КЕНИТРА 1 (МАРОККО).....	51

А.В. Маслов БИРЬЯНСКИЕ АРКОЗЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИКИ ДЛЯ НИХ: НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ 53

Н.К. Николенко НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ ПЕРМСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В РАЗРЕЗЕ АКОБИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)..... 59

В.Н. Паньков ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕВАЛОКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА 64

В.А. Панькова ВЕНДСКАЯ МАКРОБИОТА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА: СИСТЕМАТИКА, ТАФНОМИЯ И СТРАТИГРАФИЯ 69

Н.С. Сагдеева СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ 73

М.А. Смакова, Е.О. Шиянова ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ ФИЛИППОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА В СВЯЗИ С ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТЬЮ 76

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

Р. Р. Ахмедова, С.В. Мичурин, Е.О. Шиянова, Н.Д. Сергеева, А.А. Шарипова ДОЛОМИТЫ АВЗЯНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ..... 81

В.Э. Баширов, А.В. Сначёв, Д.Е. Савельев, Р.А. Гатауллин ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ МУРИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) 86

Р.А. Гатауллин ВАРИАЦИИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДА И ОЛИВИНА В УЛЬТРАМАФИТАХ МАССИВОВ КРАКА 89

О.В. Гракова, К.С. Попвасев ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭШИНИТА-(Y) И КАЙНОЗИТА-(Y) ИЗ РИОЛИТОВ САБЛЕГОРСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) .. 93

Ю.В. Денисова ЭПИДОТ НИКОЛАЙШОРСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)..... 97

А.Э. Измайлова ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО ЯРУСА НА ПРИМЕРЕ СЛАДКОВСКО-ЗАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 100

А.В. Мизецкая ХАЛЬКОПИРИТ ДЖУСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА 106

Р.Р. Мурзаков О СВЯЗИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ И ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ..... 111

Я.Н. Нугуманова, А.Г. Дорошкевич СОСТАВ МИНЕРАЛОВ КСЕНОЛИТОВ ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ БУШКАНАЙСКОЙ ДАЙКИ, ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ, ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА 113

М.А. Рудмин О ПРОБЛЕМЕ НАКОПЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА..... 118

А.В. Сначёв, А.В. Пантелеева, М.А. Рассомахин, В.В. Шиловских МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ КУМАКСКОГО ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)..... 121

А.В. Чумаков, О.В. Аликин ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ СВЯЗИ С ЗОЛОТОМ (КАШТАУСКАЯ ПЛОЩАДЬ, КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) 126

Т.Д. Шабутдинов ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САРГАНСКОГО ХРЕБТА (МАССИВ ЮЖНЫЙ КРАКА) 131

4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

А.Н. Вихоть ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ СИГНАЛОВ ИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ОПОЛЗНЕВОЙ ТЕРРИТОРИИ 134

В.Н. Дурнаева МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕРРИТОРИИ ГЕОПАРКА «ЯНГАН-ТАУ» 137

Д.Р. Епифанова, А.И. Смирнов ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАРСТОВЫХ ПРОВАЛОВ НА «УФИМСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ» В 1972–2022 гг. 139

А.Р. Идиятуллина, А.Д. Хамитов ОБ ИНТЕНСИВНОСТИ РАЗГРУЗКИ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД В ПОВЕРХНОСТНУЮ ГИДРОСЕТЬ В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ Г. КАЗАНИ..... 144

А.С. Казанцева СУТОЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЕ 149

В.А. Лыков, И.Ю. Григорьева ВЛИЯНИЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА №4 КАРАБАШСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО КОМБИНАТА НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ 153

С.К.Мустафин, Г.С. Анисимова, А.Н.Трифонов, К.К. Стручков РТУТЬ КАК ПОЛЕЗНЫЙ КОМПОНЕНТ И СУПЕРТОКСИКАНТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ОТХОДОВ ЕГО ПЕРЕРАБОТКИ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ 157

А.Ю. Паньков ВЛИЯНИЕ ТОРФОВ НА ГРУНТЫ ОСНОВАНИЯ ПРИ ТЕХНОГЕННОМ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ПРИМЕРЕ АРЛАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ..... 163

Е.В. Пирогова, А.Д. Хамитов О ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЗРЕЗЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН 168

М.А. Рудмин, П.Н. Максимов, Э.Даси МОДИФИКАЦИЯ ГАЛЛУАЗИТОВЫХ НАНОТРУБОК С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАСТВОРА СУЛЬФАТА ЦИНКА: СТРУКТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ В УДОБРЕНИЯХ 173

М.А. Рудмин, П.Н. Максимов ГЛАУКОНИТ В АГРОХОЗЯЙСТВЕ: ИННОВАЦИОННЫЕ ВАРИАНТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЛОИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ СОЗДАНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ И ЭКОЛОГИЧНЫХ УДОБРЕНИЙ.....176

М.М. Стёпина ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАБОТЫ В ПОДЗЕМНОМ ЭКСКУРСИОННОМ ПРОСТРАНСТВЕ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ).....180

5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫ

Р.Р. Аглиуллин, В.А. Арсланова СОЗДАНИЕ И СОПРОВОЖДЕНИЕ ОБЩЕЙ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ В ПО QGIS, КАК ИНСТРУМЕНТ ОПТИМИЗАЦИИ ИСХОДНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ184

Д.А. Горлов, А.А. Карташов, С.П. Левшунова ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ..... 189

А.О. Кабанов, И.И. Камильянов, Ф.Р. Ардисламов СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ ПРИ ЗАРЕЗКЕ БОКОВЫХ СТВОЛОВ (ЗБС С СМС).....191

И.Х. Кадырбаков, Н.О. Меркулов ДРЕВНИЙ КАРСТ ШЕДОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)196

К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян ВЫБОР РАЦИОНАЛЬНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СПОСОБОМ.....199

А.В. Кочергин, Н.Р. Галимов МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....203

С.С. Саидов НЕОТРОН - ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРИБОР НЕЙТРОННОГО КАРОТАЖА С АППАРАТУРОЙ ДЛЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ И ОСТАНОВКИ РЕАКЦИИ СИНТЕЗА.....209

Р.А. Синюков ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ.....213

И.Р. Чумарин, Ф.Р. Ардисламов СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ПОДБОРА КАНДИДАТОВ НА ГТМ ЗБС НА ЗРЕЛЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ.....215

А. А. Шалаева МЕТОДИКА ОТБОРА КЕРНА ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ.....220

6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

Р.О. Кашапов ИЗУЧЕНИЕ ФОССИЛИЙ МОРСКИХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ШИХАНА ШАХТАУ.....224

А.В. Рыскулова ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ ДЛЯ ШКОЛЬНИКОВ В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН.....230

К.А. Таньков ГЕНЕЗИС ЭЛЕКТРУМА В ГАЛЕНИТЕ НА МУРЗИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ).....234

7. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ

В.А. Садрисламова ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПЫТА ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОПАРКА В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН.....238

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИНВЕРСИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КАТАВСКОЙ СВИТЫ

Н.Н. Акчурин, Р.Р. Фаезов

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
e-mail: niyazakchurinn@icloud.com*

Введение

Целью данной научной работы является изучение морфологии переходных зон магнитной полярности в катавской свите, глобально это помогло бы в исследовании поведения геомагнитного поля в неопротерозойское время. Для достижения данной цели, нами был выбран и изучен разрез вблизи города Юрюзань, который является одним из наиболее полных (рис. 1). В верхней части разреза обнаружена аномальная частота инверсий геомагнитного поля, количество которых достигает 11-12 за миллион лет, тогда как средние их количество по разрезу составляет около 7-9 инверсий за миллион лет [6]. Разрез, находящийся в окрестностях города Юрюзань, изучался сотрудниками лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН неоднократно, в рамках нового исследования по доизучению зон инверсий магнитной полярности из трех интервалов разреза отобраны 80 образцов, разделенных на 9 сайтов. В данной работе мы проанализируем каждый из интервалов, полученный результат может внести свой вклад в исследование катавской свиты [1, 3, 7] и инверсий в целом.

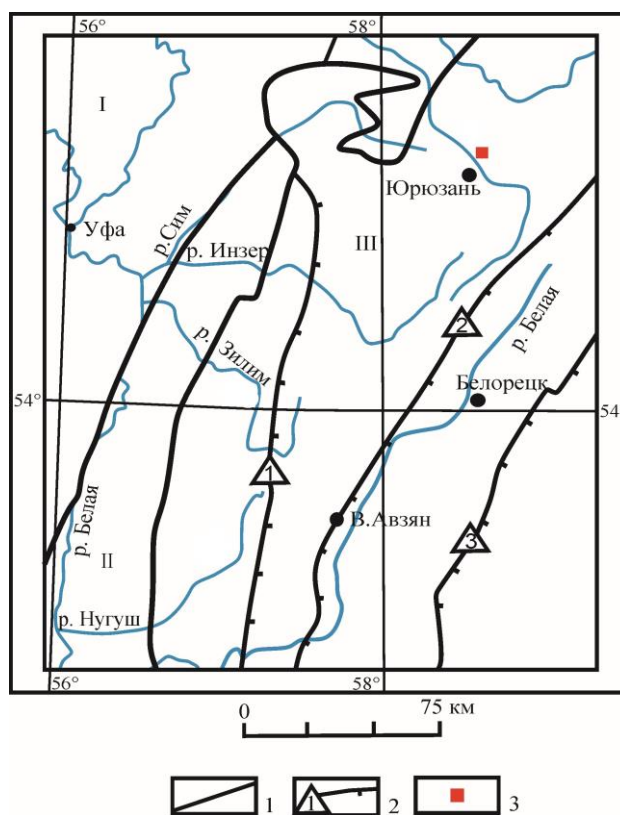


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория Южного Урала и смежных районов с указанием опробованных разрезов. Условные обозначения: 1 – границы основных структурно-тектонических подразделений: I – Восточно-Европейской платформы, II – Предуральского краевого прогиба, III – Уральской складчатой системы; 2 – главнейшие разломы: 1) Зильмердакский, 2) Зюраткульский, 3) Главный Уральский; 3 – разрез вблизи города Юрюзань

Геология

Катавская свита (RF_{3kt}), общей видимой мощностью 200 – 400 м, являются одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала (рис. 2). Впервые свита описана Горяиновой О.П. и др. в 1931 г. [2], в районе г. Катав-Ивановск. Представлена нижней и верхней подсвитами. Благодаря составу и окраске она хорошо диагностируется в разрезе верхнего рифея.

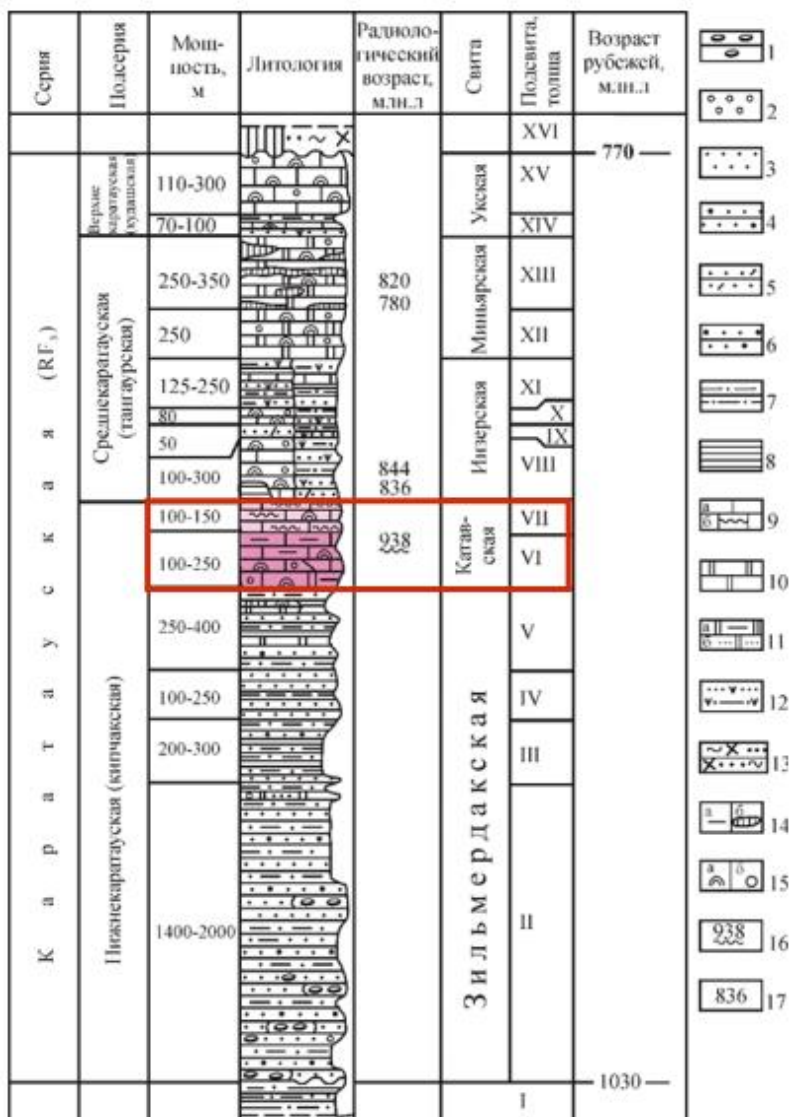


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Южного Урала [5]
 Условные обозначения: 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3–6 – песчаники (3 – кварцевые, 4 – полевошпат-кварцевые, 5 – полимиктовые, 6 – аркозовые); 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – известняки массивные (а) и струйчатые (б); 10 – доломиты; 11 – доломиты глинистые (а) и песчаные (б); 12 – песчаники и алевролиты с глауконитом; 13 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 14 – характеристика породы: а – глинистость, б – линзы кремней; 15 – органические остатки: а – строматолиты, б – микрофитолиты; 16–17 – изотопный возраст (млн лет): 16 – глауконита, К-Аг метод; 17 – породы, Rb-Sr метод. Стратиграфические подразделения: I – авзянская свита юрматинской серии среднего рифея; II–XV – свиты: II–V – зильмердакская свита, подсвиты: II – бирьянская, III – нугушская, IV – лемезинская, V – бедерышинская; VI, VII – катавская свита, подсвиты: VI – нижняя, VII – верхняя; VIII–XI – инзерская свита, подсвиты: VIII – нижняя (подинзерские слои), IX–XI – верхняя, толщи: IX – нижняя, X – средняя, XI – верхняя; XII–XIII –

миньярская свита, подсвиты: XII – нижняя, XIII – верхняя; XIV, XV – укская свита, подсвиты: XIV – нижняя, XV – верхняя; XVI – байнасская свита аршинской серии завершающего рифея.

Методика исследования

Для доизучения зон инверсий магнитной полярности из трех интервалов разреза отобраны и проанализированы 80 образцов, разделенных на 9 сайтов. Образцы были подвергнуты детальной температурной чистке до 700°C (где это было необходимо). Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина [6].

Результаты исследования

Нами были выбраны для демонстрации инверсий интервалы, в морфологии которых, на наш взгляд, есть некая закономерность (рис. 3). В случае закономерных переходов есть общие особенности достижения стационарного состояния через длительный интервал времени. В большинстве переходов получается смена полярности, которая происходит достаточно быстро, иногда скачок происходит по одному параметру, а другой меняется плавно. Эти данные могут помочь в дальнейшем изучении инверсий в катавской свите.

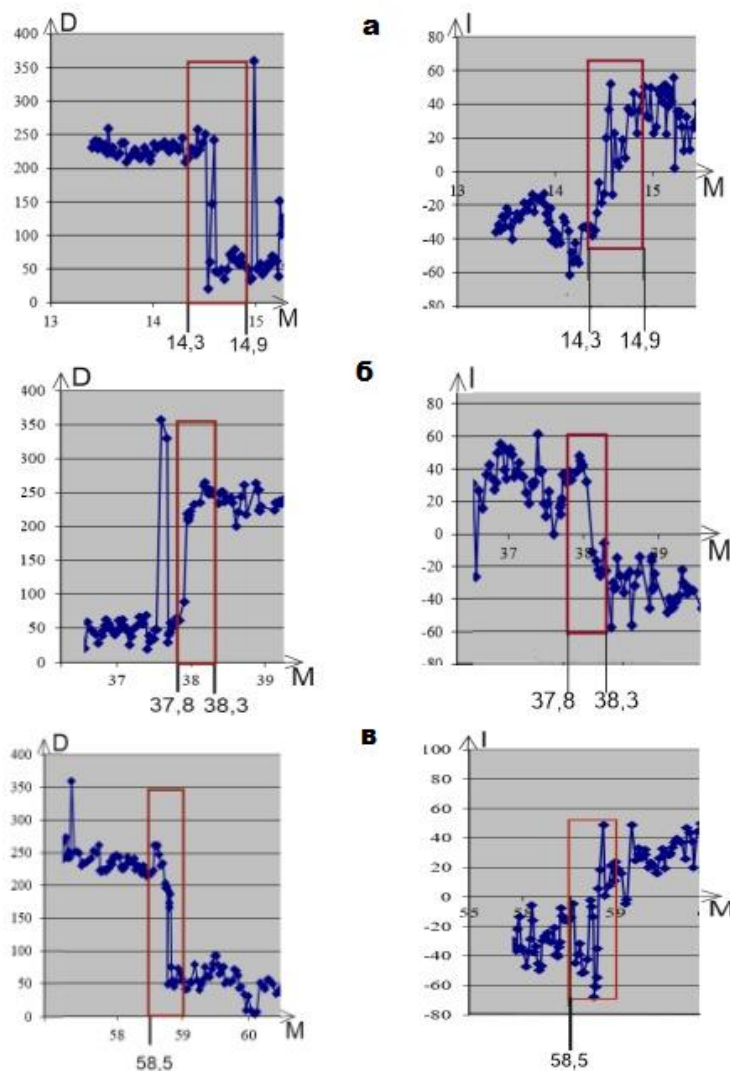


Рис. 3. Графики изменения магнитных склонений (D) и наклонений (I) по разрезу. –интервалы: а 14,3-14,9м.; б 37,8-38,3м.;в 58,5-59м

Вывод

Полученные палеомагнитные данные дополняют и наглядно показывают разное протекание инверсий в катавской свите: существует закономерная и незакономерная конфигурация переходов. Иногда встречающиеся незакономерные инверсии могут быть связаны с сильным уменьшением недипольной составляющей геомагнитного поля, про скачкообразные (очень быстрые) переходы трудно утверждать наверняка, так как размер измеряемого образца соответствует времени около одной тыс. лет, это связано с особенностями нашей аппаратуры, а при закономерном протекании инверсий наблюдаются последовательные изменения параметров, но в то же время, разные инверсии несколько отличаются друг от друга.

Список литературы

1. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. Новые результаты палеомагнитных исследований катавской свиты верхнего рифея на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2022. № 14. С. 42-46.
2. Горяинова О.П., Дорофеев Н.В., Наливкин Б.В., и др. Стратиграфия древних “немых” толщ западного склона Южного Урала // Изв.Всесоюз. геол-развед. об-ния, 1931, т. 52, вып. 70, с. 1097-1099.
3. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 47-54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3
4. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.
5. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
6. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
7. 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. Volume 14, Issue 4, July 2023, 101558 <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558>

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

Е.А. Володина, Ал. В. Тевелев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва

e-mail: ekaterina.volodina2015@yandex.ru

Данная работа посвящена изучению источников сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Наиболее достоверное определение источников возможно благодаря U-Pb датированию детритовых цирконов. Изучение детрита позволяет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, сделанные ранее при анализе распределения литотипов.

Первичные сведения об источниках сноса терригенного материала были получены при полевых исследованиях, а также при изучении шлифов. На данный момент проанализированы 5 проб: из аязмской свиты (московский ярус среднего карбона), васелгинской (касимовский ярус верхнего карбона), чигишанской (ассельский ярус нижней перми), капысовской (сакмарский ярус нижней перми) и белокатайской (артинский ярус нижней перми). Определение изотопного возраста цирконов проводилось в лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции (аналитик А.С. Дубенский).

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

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

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

Самый сложный интервал – с кембрия по девон, на него приходится большинство полученных возрастов (пик 410–430 млн лет). В пределах изученной территории, самые ближайшие к точке отбора, это магматические породы, в современной структуре входящие в состав Нязепетровского и Бардымского аллохтонов, а также Тагильской островной дугой. Кроме того, девонские гранитоиды есть в пределах Уфалейского антиклинория.

Наибольшее количество докембрийских датировок приходится на средний рифей. В среднем рифее источником цирконов могла быть машакская свита, возраст которой 1350–1346 млн лет [3], однако, зёрен с возрастом машакской свиты в пробе нет. В интервале раннего рифея имеется относительно большое количество зёрен с возрастом 1650–1500 млн лет, что отлично коррелируется с возрастом айской свиты. Однако среди цирконов практически всех рифейских свит, включая айскую, пик приходится на 2050 млн лет [2] (возраст мигматизации в Тараташском блоке [4]), а в изученной пробе цирконов с возрастом 2050 млн лет и более древних нет. Это означает, что Тараташский выступ и рифейские свиты в его обрамлении в это время не размывались, то есть были перекрыты, хотя в начале исследований, до получения

результатов U-Pb датирования, Тараташский блок предполагался нами в качестве главного источника сноса.

Вероятнее всего, в начале формирования Юрюзано-Сылвенской впадины размывались породы ашинской серии венда, поскольку в пробе довольно большое количество среднерифейских датировок, что характерно для пород ашинской серии [4].

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

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

3, 4 и 5 пробы (чигишанская, капысовская и белокатайская свиты ранней перми). В данных пробах наблюдается 2 пика: раннекаменноугольный (350 млн.л.) и вендский (600 млн.л.). Вероятно, ашинская серия также являлась источником, но уже не преобладающим. В данном случае, скорее всего, разрушались каменноугольные вулканические комплексы Богдановского рифта, а также там присутствуют и интрузивные массивы с таким возрастом (например, Неплюевский).

Выводы:

- Источники сноса менялись на протяжении формирования прогиба.
- В самом начале коллизии (московский век), во время формирования аязмской свиты источниками были комплексы Нязепетровского, Бардымского и Маяктауского аллохтонов, а также ашинская серия венда.
- В касимовском веке (формирование васелгинской свиты) ашинская серия была главным источником сноса.
- В начале перми (формирование чигишинской и капысовской свит) источниками, вероятно, являлись вулканы Богдановского рифта.
- Тараташский выступ не размывался в начале коллизии.
- Большое значение имеют продольные течения при сносе материала.

Список литературы

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
2. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея//Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

4. Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. Ун-та. Геология. 2017. № 4. С. 15-19.

ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

Дж.К. Каранетян, Г.А. Мкртчян, Э.Г. Гедакян, Б.В. Саакян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова, НАН РА, г. Гюмри
e-mail: MGohar56@mail.ru*

Наиболее важным и сложным этапом работ по детальному сейсмическому районированию и оценке сейсмической опасности является выделение зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) [6]. Из-за взаимосвязи развития геодинамических и сейсмических процессов в сейсмоактивных регионах зоны возникновения очагов землетрясений приписываются к сейсмоактивным разломам и разрывным нарушениям, т. е. в целом они подчиняются геометрии глубинных разломов [9]. С целью оценки сейсмической опасности юго-восточной части Малого Кавказа построена карта зон возникновения очагов возможных землетрясений на этой территории в масштабе 1:200 000 (сеймотектоническая модель), оценен сейсмический потенциал каждого элемента модели. В данной работе представлены полученные результаты исследований.

Территория юго-восточной части Малого Кавказа с географическими координатами $39.0^{\circ}\text{N}\div 40.5^{\circ}\text{N}$ и $44.35^{\circ}\text{E}\div 47.10^{\circ}\text{E}$ расположена в центральном сегменте (Анатолия–Кавказ–Северный Иран) Средиземноморской складчатой активной зоны, т.е. в зоне столкновения Аравийской и Евразийской литосферных плит, чем и обусловлена сложная геологическая и тектоническая структуры данной территории. Имеющиеся сейсмостатистические данные за двухтысячелетний период для данного региона свидетельствуют о том, что исследуемая территория неоднократно подвергалась воздействию разрушительным и сильным землетрясениям. Здесь расположены зоны палеосейсмодислокаций двух крупнейших доисторических землетрясений (V–IV тыс. лет и I тыс. лет до Р.Х.) магнитудой $M=7.5$ [13], плейстосейсовая область разрушительного Гандзакского землетрясения 1139 года, а также ряд очагов сильнейших землетрясений в магнитудном диапазоне $6,0\div 7,0$ [12].

На основе созданной нами сейсмологической базы данных заложен сводный электронный каталог землетрясений с доисторических по 2022 г., охватывающих всю территорию юго-восточной части Малого Кавказа и сопредельных регионов (фонды ИГИС НАН РА). В связи с малыми размерами исследуемой территории, ее сейсмичность рассматривалась как отдельный фрагмент общерегионального сейсмического поля, а участки сейсмоактивных разломов, пересекающие эту территорию - как отдельные сегменты протяженных региональных сейсмогенных линейных структур [2]. На рисунке 1 представлена сопоставительная карта пространственного распределения землетрясений и тектонических разломов на исследуемой территории. Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений показывает на крайне неравномерное их расположение по исследуемой территории. (рис. 1). С сеймотектонической точки зрения одним из важнейших тектонических элементов изучаемой территории является Памбак-Севанский глубинный разлом (рис. 1, PSF), который на поверхности Земли и на глубинах, достигающих до кристаллического основания, появляются с комплексом разломов различного характера, а на более глубоких горизонтах они уплотняются и превращаются в одну зону разлома. Этот разлом с соответствующими Мравским (MF), Акерийским (HF) и Хонарасарским (ZF) сегментами является одним из основных глубинных разломов первого порядка. В восточной части исследуемой территории выделяются активные разломы, проходящие почти параллельно Акеринскому сегменту Севан-Акеринского разлома. Эта разломная зона (Карабахская, GhF) отнесена к зоне разломов III порядка, а Западно-Карабахская, протянувшаяся вдоль оси Мартадакерт-Мартунической синклинали зоны (MMF), отнесена к зоне разломов II порядка. По горизонтальным направлением выделяется Горис-Физулийский разлом (GFF, II порядка), Елпин-Варденинский (EVF), Арарат-Севанский

(ASF), а в западной части выделяются Ереванский и Приереванский разломы (ErF, NErF), отнесенные к зонам разломов I порядка, и Гарнийский (GSF) разлом II порядка [2,6,7,13].

Идентификация сейсмогенных зон. Выделение зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и их идентификация производились на основе комплексного анализа системы активных разломов и сейсмичности исследуемой территории. Зоны ВОЗ выделялись методом перколяционного анализа пространственного распределения вдоль четко выраженных сейсмоактивных структур очагов землетрясений соответствующих магнитудных групп. В результате анализа на исследуемой территории выделены зоны ВОЗ в виде сейсмолинеаментов. Пространственное распределение этих сейсмолинеаментов составляет каркас сеймотектонической модели исследуемой территории. Наличие очагов землетрясений, наблюдаемых в узлах пересечения линиаментов, позволяет идентифицировать эти дизъюнктивные узлы как потенциальные очаги землетрясений. Важнейшим геометрическим параметром сейсмогенной зоны является ширина динамического влияния этой зоны. Эпицентры произошедших землетрясений, расположенных вне зоны динамического влияния сейсмолинеаментов оконтуривают зоны рассеянной сейсмичности – домены. На исследуемой территории выделяются Арагац-Гегамская, Ереван-Ехегиская, Восточно-Карабахская и Западно-Карабахская зоны доменов.

$$M \leq 7.5 (\pm 0.2); M \leq 7.0 (\pm 0.2); M \leq 6.5 (\pm 0.2); M \leq 6.0 (\pm 0.2); M \leq 5.5 (\pm 0.2),$$

Верхний уровень M_{\max} определяется реальными сейсмогеодинамическими и сеймотектоническими условиями изучаемой территории и оценен всеми возможными сейсмологическими и геологическими комплексом методов.

Как сейсмологические параметры применялись плейстосейстовые зоны (по макросейсмическим данным) [12], предельные значения магнитуд наблюдаемых сильнейших землетрясений и значения K_{\max} , являющиеся долгосрочным количественным параметром сейсмического режима [1, 5].

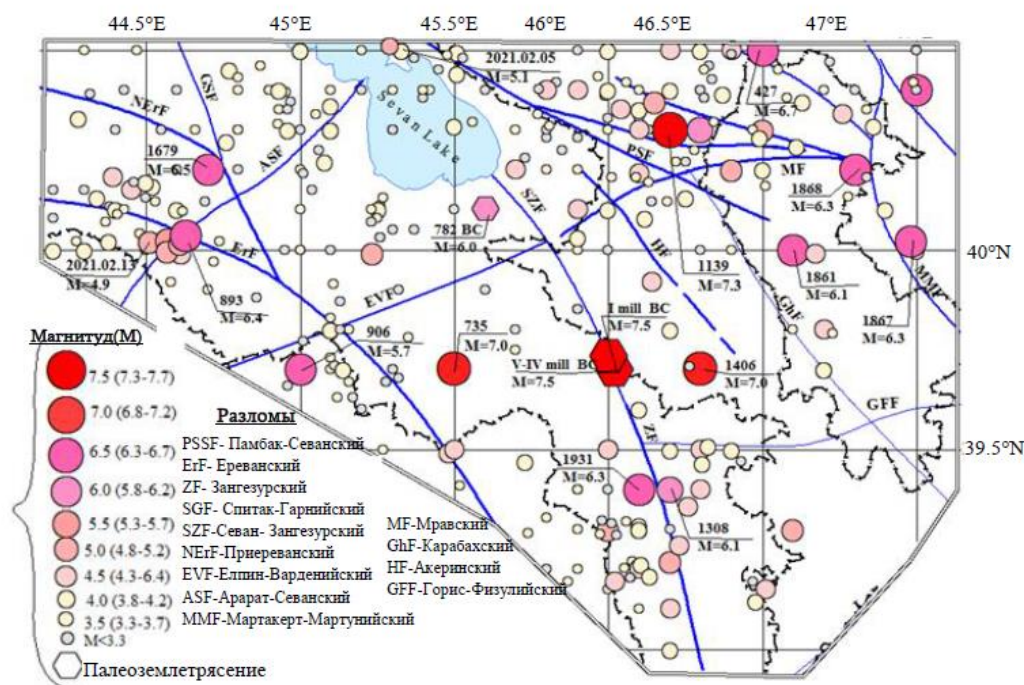


Рис. 1. Карта зон разломов и пространственного распределения эпицентров землетрясений, произошедших от до н.э до 2022г. на исследуемой территории юго-восточной части Малого Кавказа

Параметризация максимального сейсмического потенциала (M_{max}) сейсмогенных зон. Сейсмологическая параметризация структурных элементов зон ВОЗ классифицирована по единице магнитуды M_{max} с шагом 0,5.

Как геологические параметры применялись корреляционные связи, выявленные между геологическими критериями: полная протяженность сейсмических зон (L), величина их сегментов (LS), средние размеры взаимодействующих друг с другом геоблоков (δ) (GB) максимальные расстояния между сейсмолиниаментами (L_{max}) и длина разрыва в очаге [1,3,7,8,9,11,12].

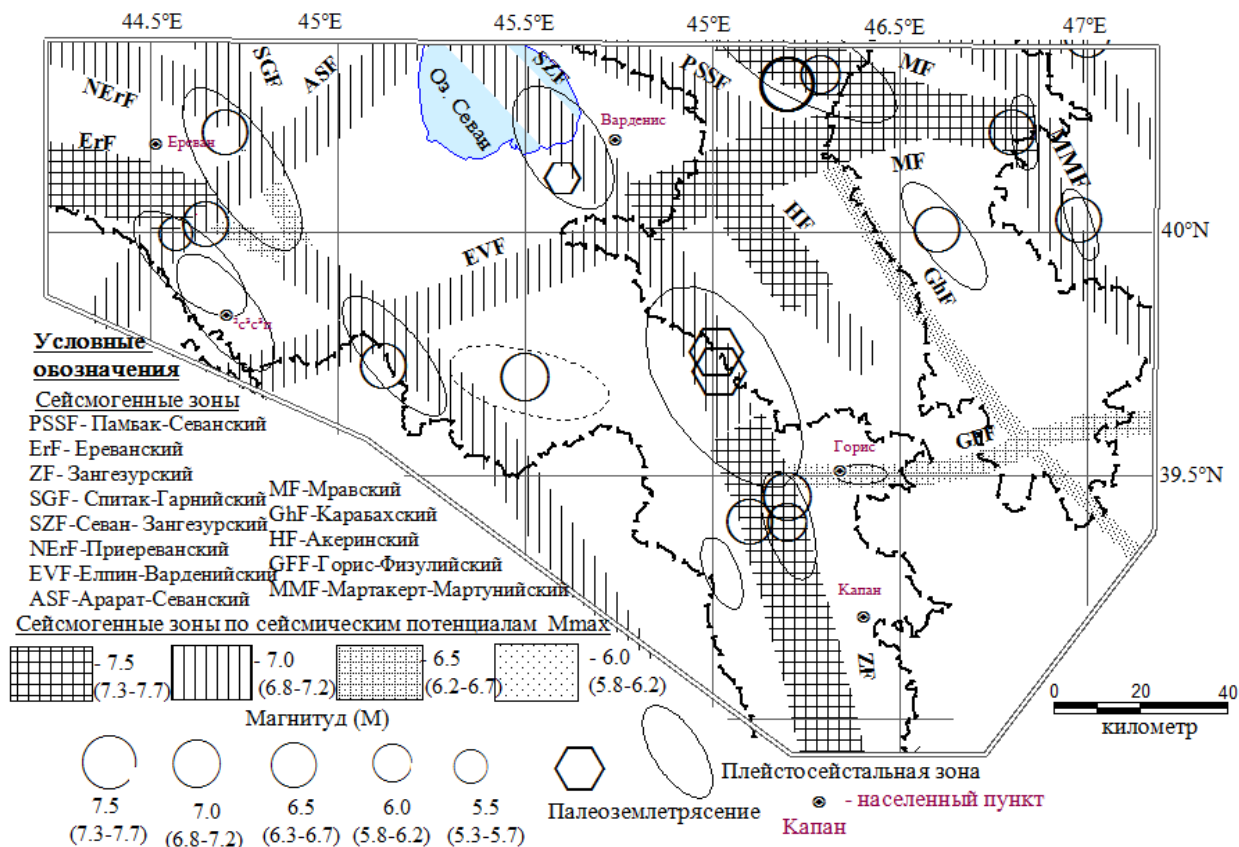


Рис. 2. Сеймотектоническая модель территории юго-восточной части Малого Кавказа

Оценка сейсмического потенциала картированных доменов в исследуемой территории проводилась методом корреляции между $K_{max} = M_{max}$ и средними значениями сейсмической активности A_{10} [8]. Все значения оценки M_{max} приведены в таблице 1. Для дальнейшего применения использовались средневзвешенные значения $M_{max} - M_{ср}$, (таб.1.). Выделенные элементы сейсмогенных зон с их оценками сейсмических потенциалов M_{max} полностью характеризуют сеймотектоническую модель юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 2). Эта модель представляет собой сложную систему взаимно пересекающихся потенциально очаговых зон и активных разломов разных порядков, которая очерчивает изучаемую территорию со всех сторон.

На всех вышеуказанных сейсмолиниаментах первого порядка размещены очаги сильнейших исторических и современных землетрясений магнитудой $M \geq 6.5$ ((Гарнинское, Гянджинское, Зангезурское и др.), которые, согласно фрактально-решетчатой модели принимаются как потенциальные очаговые зоны (рис. 2).

Таблица 1
Сейсмогенные зоны и их сейсмические потенциалы M_{max}

N	Наименование сейсмолинеаментов и доменов	Сейсмический потенциал M_{max} по параметрам									
		L_1	L_2	L_s	L_{1ma} _x	L_{2ma} _x	RD	GB	M	M/A ₁₀	M_{cp}
		[9]	[11]	[10]	[3]	[12]	[9]	[7]	на 6	[1,8]	ср.
1	Памбак-Севанский сегмент (PSF)	7	6,8	7,8	7,3	7,3	7,2	6,4	6,6	6,3	7
2	Спитак-Гарнийский (SGF)	7,3	7,2	7,2	7,3	7,3	7,2	6,4	7,2	6,7	7,3
3	Арагат-Севанский (ASF)	7,1	7	7	7,1	7,1	7	6,4	6,9	6,5	7
4	Елпин-Варденийский (EVF)	7,2	7,1	7,2	7,2	7,2	7,1	6,4	7,1	6,6	7,2
5	Ереванский I сегмент (ErF I)	7,6	7,6	7,9	7,9	7,9	7,7	6,6	7,8	7,1	7,7
	II сегмент (ErF II)	6,7	6,5	7,9	7,1	7,1	7	6,6	6,1	6	6,5
	III сегмент (ErF III)	6,8	6,6	7,9	7,2	7,2	7,1	6,4	6,2	6,1	6,6
6	Приереванский (NErF)	6,7	6,6	7,9	7,1	7,1	7	6,2	6,2	6,1	6,5
7	Зангезурский (ZF)	7,3	7,2	7,5	7,5	7,4	7,2	6,7	7,3	6,7	7,3
8	Севан-Зангезурский (SZF)	7,2	7,1	7,5	7,4	7,3	7,1	6,6	7,2	6,6	7,2
9	Мравский (MF)	7.1	7.46	7.6	7.3	7.5	7.56	7.3	7.2	7.0	7,3
10	Акеринский (HF)	7.15	7.5	7.6	7.4	7.6	7.56	7.4	7.2	7.0	7,4
11	Мартакерт-Мартунийский (MMF)	6.9	7.2	7.0	6.7	6.9	6.8	6.5	6.3	6.2	6,7
12	Горис-Физулийский (GFF)	-	-	6.7	6.0	6.5	6.4	5.9	6.2	6.2	6,3
13	Карабахский (GhF)	-	-	-	5.5	6.2	6.0	6.0	4.6	5.6	5,7
14	Арагац-Гегамский домен	-	-	-	-	-	-	5.7	6.3	6.1	6.0
15	Ереван-Ехегис домен	-	-	-	-	-	-	5.8	6.5	6.3	6.2
16	Западно-Карабахский домен	-	-	-	6.0	-	-	6.0	4.6	5.5	5,4
17	Восточно-Карабахский домен	-	-	-	5.9	-	-	5.9	4.6	5.5	5,3

Выводы

Учитывая значения максимальных магнитуд возможных землетрясений и классификация вышеуказанных разломов по порядкам, на исследуемой территории выделены четыре категории сейсмогенных зон или возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) (рис. 2.):

1. Мравский сегмент (MF) Памбак-Севанского глубинного разлома, первый сегмент Ереванского глубинного разлома (ErFI) и Зангезурянского (ZF) сейсмогенные зоны, сейсмический потенциал которых оценивался в $M=7,5$ ($7,3 \div 7,7$), ширина зоны до 15 км.

2. Третий сегмент Ереванского глубинного разлома (ErFIII), Севан-Зангезурский (SZF), Приереванский (NErF), Арагат-Севанский (ASF), Елпин-Варденийский (EVF), Спитак-

Гарнийский (SGF), Мартакерт-Мартунийский (MMF) сейсмогенные зоны, сейсмический потенциал которых оценивался $M_{max}=7.0$ ($6.8\div 7.2$), ширина зоны до 10 км.

3. Второй сегмент Ереванского глубинного разлома (ErF II) и Горис-Физулийский (GFF), сейсмогенные зоны, сейсмический потенциал которых оценивался в $M_{max}=6,5$ ($6,3\div 6,7$), ширина зоны до 5 км.

4. Карабахская (GhF) сейсмогенная зона, сейсмический потенциал которой оценивался в $M_{max}=6,0$ ($5,8\div 6,2$), а ширина зоны до 2,5 км.

Полученная сейсмотектоническая модель, представленная на рисунке 2, с основными геолого-тектоническими и сейсмологическими параметрами ее структурных элементов, может стать основой для решения широкого круга задач детального сейсмического районирования, оценки сейсмической опасности и сейсмического риска.

Список литературы

1. Геодакян Э.Г., Саргсян Г.В. Исследование долгосрочных параметров сейсмического режима территории Армянской ССР. Сейсмологический бюллетень Кавказа 1981г. Из-во Мецнереба, Тбилиси, 1987, с. 114-121.

2. Геодакян Э.Г., Бабаян Т.О. Сейсмотектоническая модель территории НКР и оценка сейсмического потенциала ее элементов. Сб. научных трудов конференции, посвящённой 100 – летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА академика А.Г Назарова. Изд-во “Титутюн” НАН РА Гюмри, 2008, с. 280-292.

3. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования// Тр. Геофиз. Ин-та. М. -Л., 1950. №13 (140), с. 1-64.

4. Мкртчян Г.А., Геодакян Э.Г. Анализ пространственного распределения сейсмичности территории юго- восточной части Малого Кавказа Сб. статей VI Всероссийской молодежной геологической конференции, Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий Уфа 2018, с. 224-229.

5. Мкртчян Г.А., Геодакян Э.Г. Определение значений максимально возможных землетрясений территории Юго-Восточной части Малого Кавказа Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всероссийской молодежной геологической конференции, Уфа, 2017, с.356-361.

6. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С., Григорян В.Г. Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно-динамической модели земной коры Армении. Изв.НАН РА, Науки о земле, 2008, LXI, N1, с. 39-43.

7. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, №3, с.46-53.

8. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. Изв. АН СССР, Физика Земли, N5, М., “Наука”, 1974, с. 36-42.

Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решетчатой регуляризации. Изв. РАН, Физика Земли, 1998, N9, с. 20-38.

9. Хаин В. Г. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа, Сов.геол., сб.39, Москва, 1949, 183с.

10. Штейнберг В.В., Пономарева О.Н. О размерах сильных землетрясений. Изв. АН СССР “Вопросы инженерной сейсмологии”. Вып.28, “Наука”, 1997, с.63-72.

11. Babayan T. No. ‘Atlas of the Strong Earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and Adjacent Territories From Ancient Times Trough 2003’. Tigran Mets” Publishing House, Armenia, Gyumri 2006.

12. Karakhanian A., et al. Active Faults and Strong Earthquakes of the Armenian Upland, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus,.Kluwer Academic Publishers, 1997, pp.181-187.

АФТЕРШОКИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОСТОЧНО-ТУРЕЦКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06 ФЕВРАЛЯ 2023г. $M_w=7.8$, КАК ПРОЦЕСС ДЕСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ

М.А. Мкртчян, Б.В. Саакян, Р. К. Карпетян, Э.Г. Геодакян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова НАН РА (ИГИС НАН РА), Армения, Гюмри

Катастрофические и разрушительные землетрясения являются наиболее опасными стихийными бедствиями, приводящими к многочисленным человеческим жертвам и значительным материальным потерям.

К ряду таких землетрясений относятся разрушительные землетрясения возникшие 06 и 20 февраля 2023г. соответственно с магнитудами $M_w=7.8$, 7.5 и 6.3 произошедшие в юго-восточной части крупного Восточно-Анатолийского трансформного разлома в области сочленения Евроазиатской, Африканской и Аравийской литосферных макроплит. Эти стихийные бедствия привели к многочисленным человеческим жертвам и почти полному разрушению ряда городов и населенных пунктов в 5-ти провинциях юго-восточной части Турции и приграничной к ней территории Сирии.

Детальное исследование магистрального разрывообразования и пространственно-временное распределение афтершокового процесса в очаговой области, вносят существенный вклад для понятия сейсмогенеза сейсмоактивного региона, и решений фундаментальных проблем изучения физики очага землетрясения в целом [1,4,5]. На основе инструментальных данных сейсмических станций зарегистрировавшие наиболее сильного из этих землетрясений с магнитудой $M_w=7.8$, нами были определены кинематические, динамические параметры и спектральные характеристики очагового излучения. Анализ волновых картин регистрации велисограмм на близрасположенных турецких и удаленной Гарнийской (Армения) геофизической станции выявлено, что магистральный разрыв представляет с собой многоактовый, состоящий из 4-х субочагов, сложный нелинейный процесс разрывообразования.

Процесс окончательного формирования магистрального разрывообразования, сопровождался возникновением многочисленных афтершоков.

В настоящей работе поставлена цель, на основе пространственно-временного и энергетического распределения афтершокового процесса оценить напряженно-деформационное состояния, выявить основные закономерности и характерные особенности процесса деструкции геологической среды очаговой области. Результаты этих исследований, позволят уточнить нами полученную геодинамическую модель данного землетрясения и адекватно оценить картину сейсмогенеза в очаговой области.

Благодаря наличию густой сети эпицентральных инструментальных наблюдений, за период с 06.02.2023 г. по 01.07.2023 г. были зарегистрированы и с высокой точностью определены гипоцентры более 3800 афтершоков в магнитудном диапазоне $m=2.2\div 6.7$, данные которых приведены в бюллетенях DisasterandEmergencyManagementPresidency, EarthquakeDepartment (AFAD) и Centre Sismologique Euro-Méditerranéen Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) [7,8]. Следует отметить, что через 11 минут, после основного толчка, произошел афтершок, с магнитудой $M_w=6.7$, уступающей по силе величине основного толчка $\Delta m=1.1$, который согласно закону Бата является сильнейшим афтершоком данного землетрясения [6].

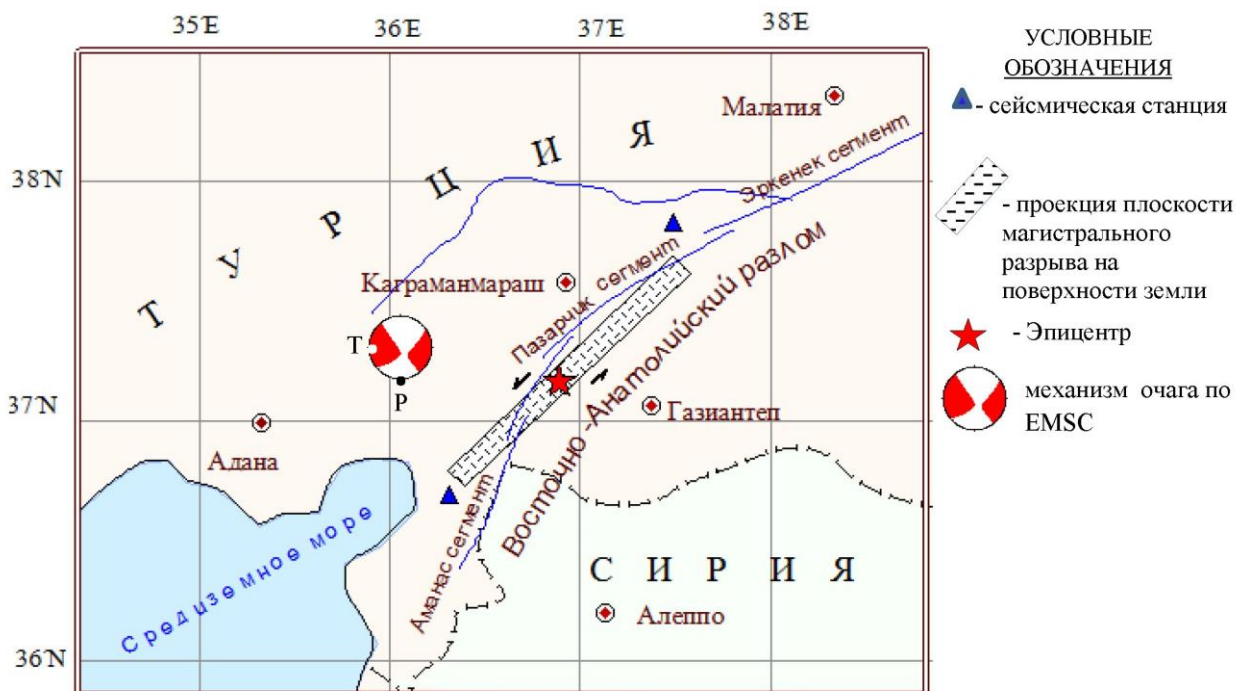


Рис. 1. Геолого-тектоническое строение и магистральный разрыв очага Газиантепского землетрясения

Для детального анализа афтершокового процесса нами был сгруппирован весь массив исходных афтершоковых данных с шагом $\Delta t=0.5$ и построен график повторяемости афтершокового процесса. По графику повторяемости определены представительный магнитудный уровень $m=3.0$ и коэффициент наклона графика повторяемости $b=0.9$. Следует отметить, что на графике наблюдается дефицит количество возникновения афтершоков в магнитудном диапазоне с $m=5.5\div 6.5$, который, по нашему мнению, будет восполнен в ходе дальнейшего развития афтершокового процесса данного землетрясения. Для анализа пространственного распределения афтершоков была применена программа MapInfo в пакете GIS с помощью которой была построена карта эпицентров афтершоков, за вышеуказанный период (рис. 2 а).

Афтершоковое поле имеет вид протяженной полосы с длиной $L=300\div 350$ км, шириной $W=30\div 40$ км и общей площадью $S\approx 16000$ км². Оно полностью охватывает магистральный разрыв и систему геолого-тектонических структур эпицентральной области, разделяющий Анатолийскую плиту от Аравийской макроплиты. Следует отметить, что плотность распределения афтершоков по этой полосе крайне неравномерно. Выделяются 4 отдельные участки, где эпицентры афтершоков имеют большую насыщенность и приурочены соответственно к гипоцентру основного толчка, юго-западной и северо-восточной оконечностей магистрального разрыва. Сопоставительный анализ этих участков с геометрией элементов геотектоники, совпадают с участками разрушения сплошности геологической среды между кулисообразно расположенных сегментов. В общем процессе разрывообразования этих фрагментов деструкции магистрального разрыва указывают места возникновения субочагов [2,3]. Анализ времени возникновения первичных сильных афтершоков в течении первых 9-и часов после основного толчка, характеризует напряженное состояние магистрального разрывообразования $\Delta\sigma=3.5$ Мбар и направленность высвобождения остаточных напряжений в очаговой области.

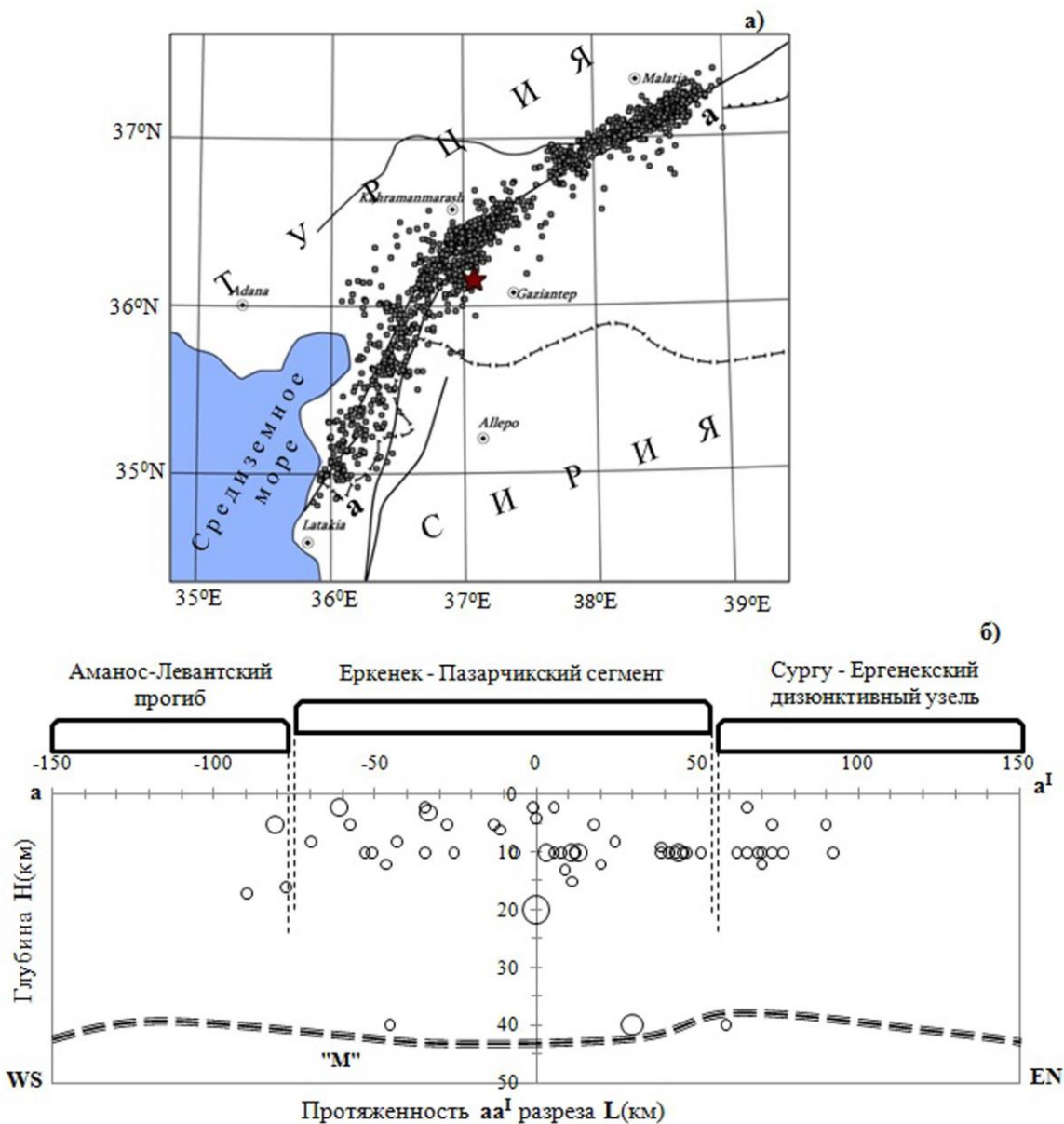


Рис. 2. Афтершоковое поле (а) и разрез очаговой области (б) Газиантепского землетрясения

Для определения общего объема сейсмогенеза очаговой области, нами рассмотрен процесс распределения афтершоков по глубине залегания. Для этой цели гипоцентры афтершоков были спроектированы по длине магистрального разрыва (рис. 2(б)).

Как видно из разреза, гипоцентры афтершоков распределены от земной поверхности до глубины 40км, общий объем сейсмогенеза очаговой области составляет $V \approx 6.4 \cdot 10^5 \text{ км}^3$. На ряду с этим, выявляется ряд характерных особенностей этого распределения. На разрезе aa^I четко выделяются концентрации очагов землетрясений в областях возникновения субочагов. Афтершоки юго-западной и северо-восточной оконечностей магистрального разрыва очага достигают до глубин 40км с постепенным уменьшением их глубин залегания до 20 км в области гипоцентра основного толчка.

Для выявления сейсмодетформационных процессов в виде высвобождения остаточных напряжений в этой сейсмогенерирующей области нами были построены графики распределения суммарной высвобожденной сейсмической энергии $\Sigma E_{Дж}$ и количество N очагов по глубине залегания в земной коре.

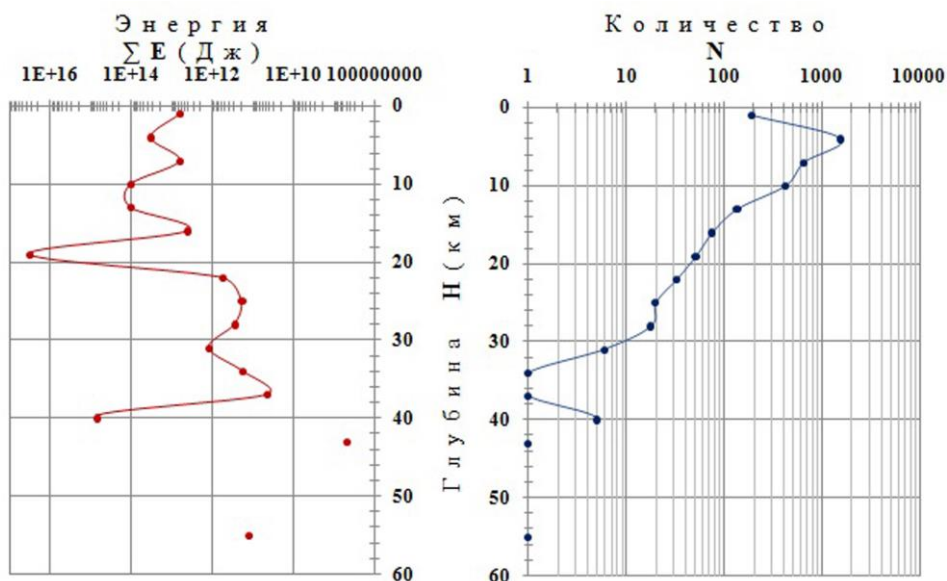


Рис. 3. График распределения количества очагов землетрясений и суммарной высвобожденной сейсмической энергии по глубине залегания в земной коре

Анализ этих распределений показывают, что большое количество афтершоков $\Sigma N \approx 2500$ сосредоточено в диапазоне глубин от 2-12 км и в основном приурочены к осадочному слою земной коры очаговой области. По мере углубления очагов в глубь коры, количество афтершоков убывают по степенному закону [5].

Однако распределение суммарной высвобожденной сейсмической энергии имеет более сложный вид состоящий из 3-ех максимумов на глубинах 10 км, 20 км, 40 км. Локальное поле высвобождения остаточных напряжений расположенных осадочном слое в виде возникновения большого количество мелких разрывных нарушений и трещин. Второе и третье максимумы связаны с возникновением на этих глубинах сравнительно малым количеством афтершоков, с более высокими значениями магнитуд. На ряду с этим следует отметить, что очаги этих афтершоков приуроченные к гранитной и базальтовой слоям земной коры и по всей вероятности связаны с прочностными свойствами геологических пород на этих глубинах.

Полученные результаты позволили уточнить геодинамическую модель вспарывания магистрального разрыва и выявить характер деструкции геологической среды и общую картину сейсмогенеза очаговой области.

Список литературы

1. Гильельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // Успехи физических наук. Том 187, №3, 2017 г.
2. Макаров П.В. Подход физической мезомеханики к моделированию процессов деформации и разрушения // Физическая мезомеханика. 1998. Т.1. №1. С.61-81.
3. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики. // Физическая мезомеханика. 1998. Т.1. №1. С.5-22
4. Смирнов В. Б., Пономарёв А. В. Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН, 2020. 412 с.
5. Шебалин П.Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов/ Доклады академии наук, 2004. Том 398, №2, стр. 249-254
6. Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics, Volume 2, Issue 6, December 1965, Pages 483-514
7. <https://deprem.afad.gov.tr>
8. <https://www.emsc-csem.org>

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КАТАВСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ ДЕРЕВНИ ГАЛЕАКБЕРОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Н.П. Парфирьев

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,

e-mail: parfirjev.nuikita@yandex.ru

Введение

В районе деревни Галиакберово, вдоль течения р. Нугуш, находится хорошо обнаженный, достаточно полный фрагмент верхней части разреза катавской свиты мощностью ~ 50 м (рис. 1).

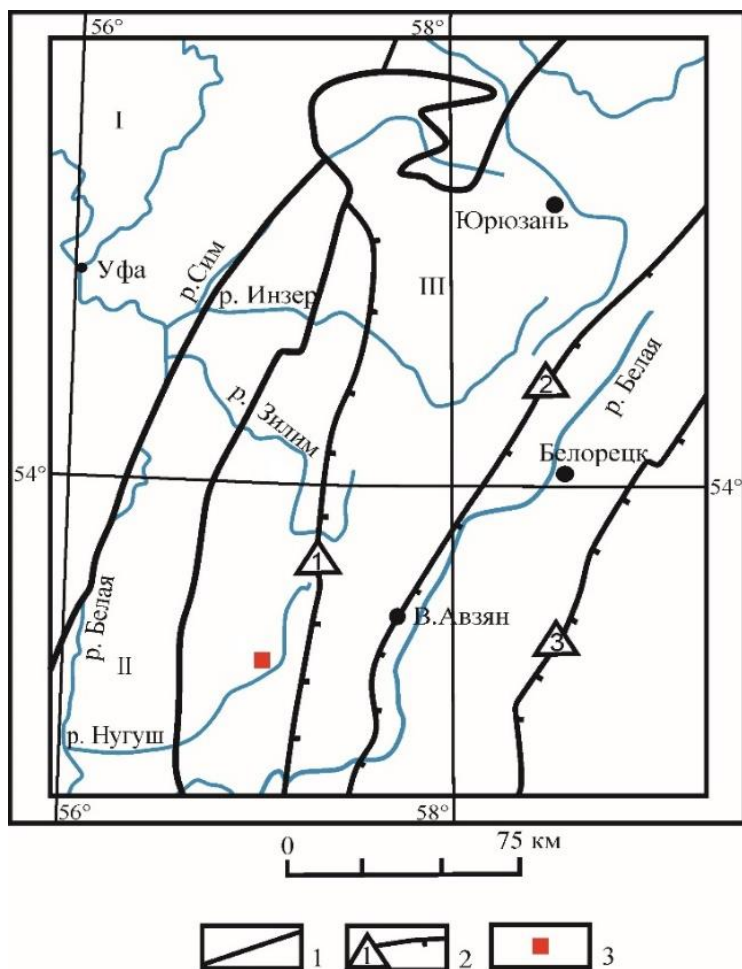


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория Южного Урала и смежных районов с указанием опробованных разрезов

Условные обозначения: 1 – границы основных структурно-тектонических подразделений: I – Восточно-Европейской платформы, II – Предуральского краевого прогиба, III – Уральской складчатой системы; 2 – главнейшие разломы: 1) – Зильмердакский, 2) – Зюраткульский, 3) – Главный Уральский; 3 – опробованный разрез в окрестностях д. Галиакберово.

Нижняя часть разреза (в основном задернованная и представленная фрагментами) контактирует с подстилающей зильмердакской свитой, в верхней части разреза задернован контакт с перекрывающей инзерской свитой, которая также в этом районе неплохо обнажена.

Три перечисленных стратиграфических уровня обладают качественным палеомагнитным сигналом и уже не первый год являются объектом изучения палеомагнитологов [1, 2-7, 9, 10, 13]. Особенно выделяется катавский разрез, в верхней части которого запечатлено аномальное количество инверсий геомагнитного поля. Опробование разреза было проведено дважды. По результатам работы в 2018 г. были намечены зоны магнитной полярности, а в 2021 г. был проведен сплошной отбор с целью их более тщательного изучения. К сожалению, породы в наиболее перспективных интервалах оказались не лучшего качества из-за чего результат оказался несколько хуже ожидаемого.

Несмотря на это отобранная коллекция образцов позволила построить статистически обоснованный тренд смещения палеомагнитного наклонения по изучаемому разрезу; вписать его в региональный тренд смещения наклонения и тем самым подтвердить и дополнить результаты работ и [1, 2, 5, 9, 13]. Наличие подобного тренда систематического снижения наклонения в разрезе и в регионе является сильным аргументом в пользу синхронности намагниченности образованию пород. Имея аргументированные доказательства синхронности намагниченности, катавская свита, благодаря запечатленным в ней частым инверсиям магнитного поля, может являться надежным палеомагнитным репером.

Геология

На территории Южного Урала широко распространены отложения верхнего рифея, входящая в него каратауская серия состоит из зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит. Общая мощность серии достигает 5500 м. Благодаря биостратиграфической характеристике и литологическому составу катавская свита является одним из лучших маркирующих горизонтов рифея на Южном Урале. Сложена она известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты верхнерифейского комплекса, их глинистыми разностями и мергелями. По особенностям состава и текстурным признакам расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита обладает мощностью ~ 250 м и состоит из нижней строматалитовой толщи и верхней, представленной ленточнослоистыми пестроцветными известняками. Верхняя подсвита, с мощностью ~ 50 м, состоит из струйчатых известняков. Возраст самой катавской свиты точно не определен, но недавние датировки обломочных цирконов из подстилающей зильмердакской свиты, полученные Масловым [8], а также датировки песчаников инзерской свиты [3] позволили ограничить возраст в промежутке между 964 и 803-844 млн лет. Стоит уточнить, что представленные датировки нельзя считать окончательными.

Методика

Палеомагнитное изучение проводилось по стандартной, общепринятой методике. На разрезе катавской свиты мощностью ~ 50 м был проведен сплошной отбор, в результате которого сформировалась коллекция из 291 штуфа преимущественно красноцветных известняков. Далее в лабораторных условиях из отобранной коллекции было подготовлено ~ 600 образцов. Образцы подверглись ступенчатому терморазмагничиванию вплоть до 700 °С (там, где это было необходимо). Компонентный анализ выполнялся при помощи программ Р. Энкина [12]. Графические построения проведены при помощи программы Ж.-П. Конье [11].

Результаты

В подавляющем количестве образцов была выделена высокотемпературная компонента намагниченности, основным носителем которой является гематит (660-680 °С). В части образцов основным носителем намагниченности является магнетит (530-580 °С) (рис. 2).

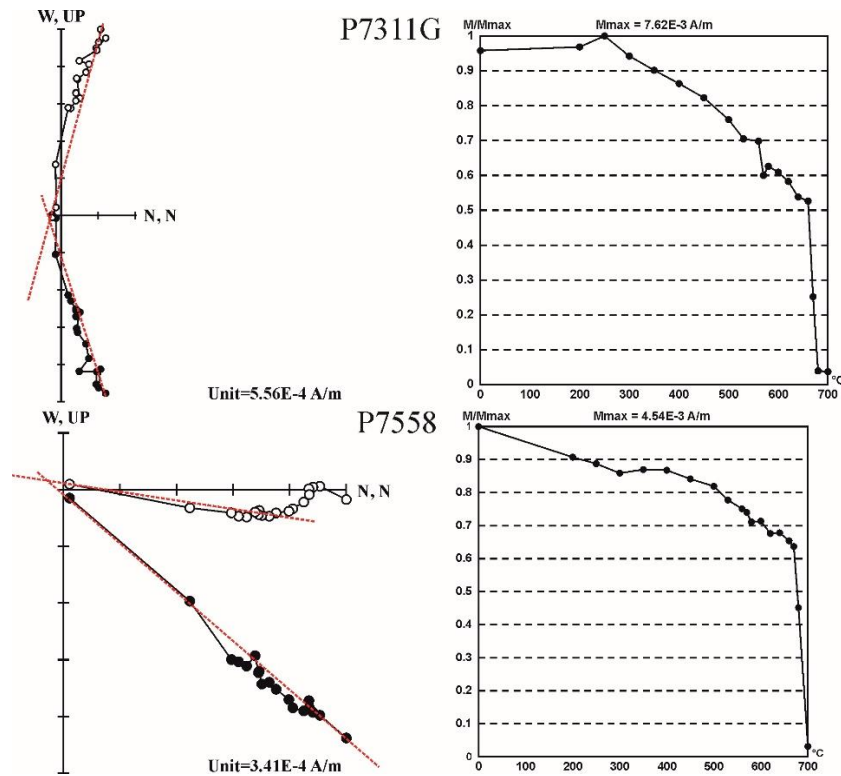


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности изученных образцов катавской свиты в древней системе координат

Образцы были сгруппированы в 85 сайтов и разделены на два кластера: относящиеся к нижней и верхней частям разреза. Средние палеомагнитные направления были выделены для каждого сайта и для каждого кластера в последующем, в результате осреднения отчетливо виден тренд снижения наклона в верхней части относительно нижней (рис. 3)

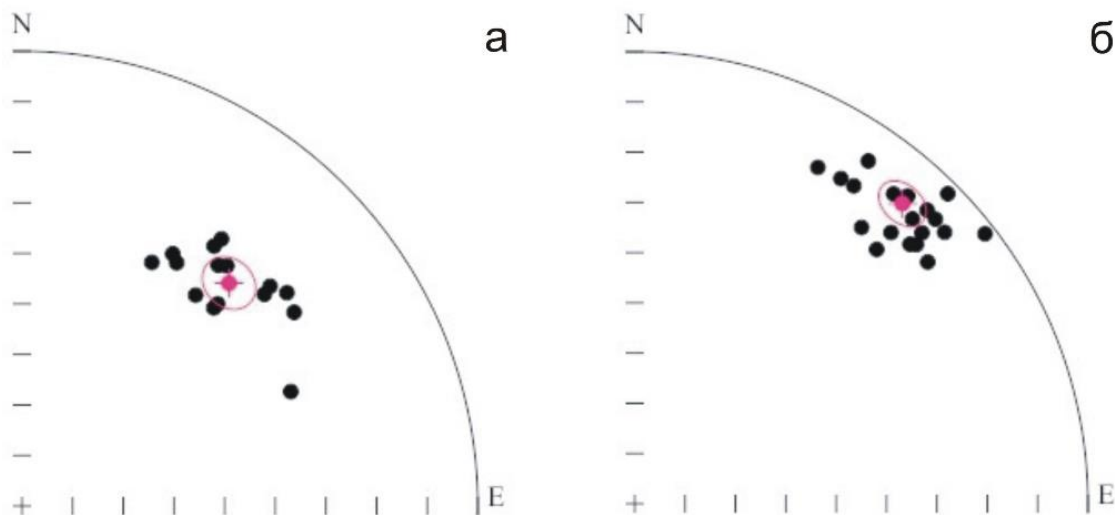


Рис. 3. Средние палеомагнитные направления для нижней (а) и верхней (б) части разреза катавской свиты в окрестностях д. Галиакберово в стратиграфической системе координат

К полученному результату были добавлены средние палеомагнитные направления из нижней части разреза катавской свиты в районе г. Юрюзань и разреза инзерской свиты,

перекрывающей изучаемый разрез катавской свиты в окрестностях д.Галиакберово (табл. 1, рис. 4).

Таблица 1

Осредненные по сайтам палеомагнитные направления высокотемпературной компоненты намагниченности изученных разрезов в стратиграфической системе координат.

Разрез	N	D(°)	I(°)	K	$\alpha 95(^{\circ})$
Юрюзань	17	45,9	41,6	76,7	4,1
Галиакберово (нижняя часть)	15	42,8	29,9	65	4,8
Галиакберово (верхняя часть)	21	41,7	10	71,4	3,8
Галиакберово (инзерская свита)	12	26,5	-0,7	64	5,5

N – количество сайтов, D° и I° – магнитные склонение и наклонение, k – кучность распределения векторов, $\alpha 95(^{\circ})$ – радиус овала доверия.

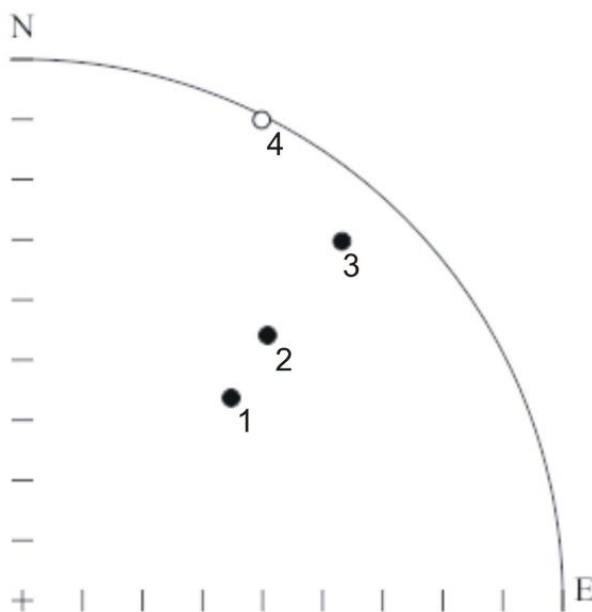


Рис. 4. Закономерное смещение направления ВТК намагниченности снизу-вверх по разрезам катавской (1–3) и инзерской (4) свит в стратиграфической системе координат

Примечания:

1 – разрез «Юрюзань» (нижняя часть), 2 – разрез «Галиакберово» (нижняя часть), 3 – разрез «Галиакберово» (верхняя часть), 4 – разрез «Галиакберово» (инзерская свита)

Заключение

Тренд смещения наклонения, полученный в разрезе «Галиакберово» аналогичен ранее опубликованным результатам по катавской свите в окрестностях г. Юрюзань [2, 13] и г. Миньяр [9]. Систематическое смещение наклонения от низов катавской свиты к низам инзерской свиты наблюдается как внутри каждого из разрезов, так и при их общем сравнении. Как отмечалось выше, подобный тренд служит сильным аргументом в пользу синхронности ВТК намагниченности образованию пород и новые результаты являются этому очередным подтверждением.

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

Список литературы

1. Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Данукалов К.Н., Сергеева Н.Д. О возможности применения циклостратиграфического анализа при получении продолжительности зон магнитной полярности в отложениях катавской свиты (верхний рифей Южный Урал) / Геологический вестник. 2019. № 2. С. 102-110. DOI:10.31084/2619-0087/2019-2-8
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. Новые результаты палеомагнитных исследований катавской свиты верхнего рифея на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2022. № 14. С. 42-46.
3. Горохов И. М., Зайцева Т. С., Кузнецов А. Б., Овчинникова Г. В., Аракелянц М. М., Ковач В. П., Константинова Г. В., Турченко Т. Л., Васильева И. М. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала // СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2019, том 27, № 2, С. 3-30.
4. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С.121–161. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
5. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 47-54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3
6. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакристаллического перемагничивания: Дис. ...канд. физ.-мат. наук // ИФЗ АН СССР. М., 1970. 140 с.
7. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38–50.
8. Маслов А. В., Ерохин Ю. В., А. Гердес (A. Gerdes) Ронкин Ю. Л., Иванов К. С. Первые результаты U-Pb La-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Доклады академии наук. 2018. Том 482, №5, С. 558-561, DOI: 10.31857/S086956520002995-7
9. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.
10. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38–50.
11. Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, No. 1. article No. 1007. DOI: 10.1029/2001GC000227.
12. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
13. 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. Volume 14, Issue 4, July 2023, 101558, DOI:10.1016/j.gsf.2023.101558

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 06 ФЕВРАЛЯ 2023 г.

Б.В. Саакян, М.А. Мкртчян, Р. К. Карапетян, А.Г. Сехносян
Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова НАН РА
(ИГИС НАН РА), Армения, Гюмри

Прогноз сильных землетрясений является одним из важных и пока еще окончательно нерешенных проблем современной сейсмологии. Главной причиной трудности решения этих проблем является неустойчивый характер протекающих в геологической среде земной коры сложных геодинамических процессов. Согласно концепции о литосфере, как о сложной иерархической самоорганизующейся системе, сейсмический процесс дискретно отображает сложные тектонические движения возникающие в зонах взаимодействия иерархически различных по масштабности структурных элементов в этой системе [4].

К ряду таких землетрясений относятся разрушительные землетрясения, возникшие 06 и 20 февраля 2023г. соответственно с магнитудами $M_w=7.8$, 7.5 и 6.3 [9,10] произошедшие в юго-восточной части крупного Восточно-Анатолийского трансформного разлома в области сочленения Евразийской, Африканской и Аравийской литосферных макроплит.

С геотектонической позиции очаги первых 2-х землетрясений непосредственно расположены на трансформном Восточно-Анатолийском разломе имеющий протяженность около 700 км. Очаг третьего землетрясения приурочен к участку сопряжения северной части близмеридионально направленного к Левантийскому разлому юго-западной частью Восточно-Анатолийского разлома, близ города Латакия. Исследования тектонического строения региона проводились многими ведущими сейсмогеотектонистами [1-3,5,6]. Согласно этим исследованиям, регион подразделяется на крупные Евразийскую, Африканскую, Аравийскую литосферные макроплиты, и Анатолийскую, Черноморскую, Южно-Каспийскую, Иранскую мезоплиты, которые граничат между собой протяженными трансрегиональными разнотиповыми разломными системами (рис. 1).

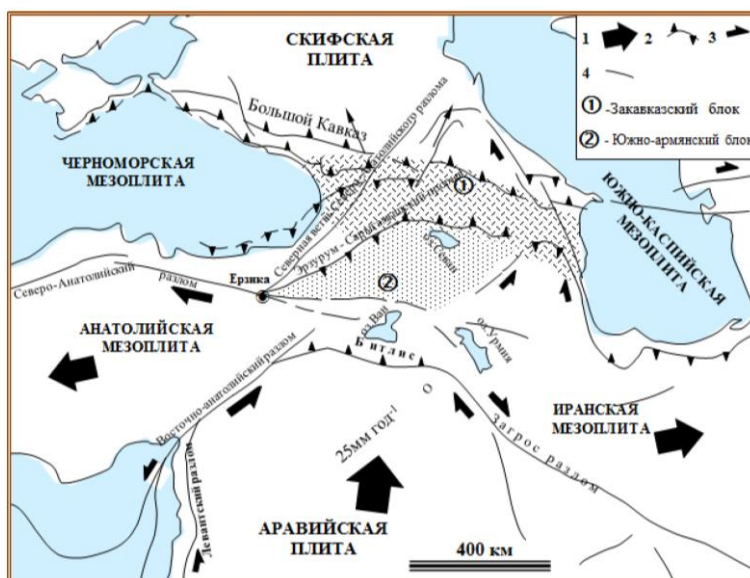


Рис. 1. Основные плитотектонические элементы и трансрегиональные глубинные разломы исследуемой территории

В этой системе крупным трансрегиональным важнейшим является Северо-Анатолийский трансформный разлом простирающийся по территории Турции с запада на восток, до города Эрзинджана, разделяющий Анатолийскую и Черноморскую мезоплиты. Общая длина этого разлома составляет 1500 км. Идентичным разломом является Восточно-Анатолийский разлом протяженностью около 700 км, простирающийся с севера от Левантийского разлома до Битлиса, разделяющий Аравийскую макроплиту от Анатолийской мезоплиты. Вышеупомянутые 2 разлома по своему характеру являются трансформными разломами, по которым в основном происходят чисто сдвиговые подвижки. Эти две системы разломов соединяются и образуют крупнейший дизъюнктивный Битлис-Эрзинджанский сейсмотектонический узел.

Северо-Анатолийский разлом в этом дизъюнктивном узле расчленяется на южную, центральную и северную ветви. Южная ветвь представляет собой клиновидную фронтальную зону коллизии Евразийской и Аравийской литосферных макроплит, которая простирается от Эрзинджана по направлению Битлис-Загрос где стыкуется с Загроским разломом разделяющий Аравийскую макроплиту от Иранскую мезоплиты, формируя так называемый Курдистанский сейсмотектонический узел.

Центральная ветвь простирается на северо-восток, последовательно трассируя Эрзрум-Саригамиш-Памбак-Севан-Сюникскую разломную систему, разделяющая Южно-Армянскую и Закавказскую блоки.

Северной ветвь из себя представляет левостороннюю шовную зону коллизии Евразийской и Аравийской макроплит, разделяющая Черноморскую мезоплиту от Южно-Армянской и Закавказской блоков.

На этой территории динамика взаимодействия крупнейших тектонических элементов литосферы в зонах их коллизии, оценки скоростей их относительных смещений, проводились путем анализа количественных значений поля скоростей по данным GPS систем приведенных в работах [7, 8]. Согласно этим исследованиям, Африканские и Аравийские плиты продвигаются к относительно неподвижной Евразийской платформе, со средними скоростями соответственно 5мм/год и 30 мм/год [8].

Аравийская мезоплита по двум основным шовным зонам, представляющая собой крупные сейсмогенные линейaments, вклинивается в структуры Малого и Большого Кавказа, раздвигая Восточно-Черноморскую и Анатолийскую мезоплиты к западу, а Южно-Каспийскую и Иранскую мезоплиты к востоку. В центральной части расположены смежные с передовой зоной Аравийской плиты, выпуклые к северо-востоку, Южно-Армянская и Закавказская блоки за счет близмеридионально направленного сжимающего тектонического напряжения составят коллизионную зону столкновения [2]. С нашей стороны рассмотрено пространственное распределение сильнейших $M \geq 6.8$ [9,10] землетрясений исследуемой территории с 1900 г. по настоящее время (рис. 2).

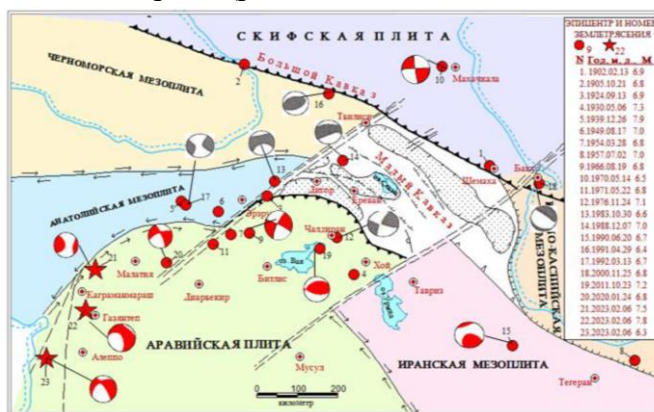


Рис. 2. Эпицентры и фокальные механизмы сильных $M \geq 6.8$ землетрясений исследуемой территории

Как видно из рисунка 2 очаги этих землетрясений, как правило, расположены в краевых зонах взаимодействия вышеуказанных крупных литосферных макроплит.

Следует отметить, что решение фокальных механизмов сильных землетрясений произошедших выделенных очаговых зон, показывают, что за счет разницы между скоростями продвижения этих тектонических элементов в регионе происходят сложные, разнотипные сейсмодеформационные процессы. В основном эти процессы протекают вдоль протяженных, региональных разломов, представляющих собой зоны контактов крупных тектонических элементов. Относительные скорости сейсмодеформационных процессов в этих зонах достигают величин $2.5 \cdot 10^{-7} \leq \dot{\epsilon} \leq 6.2 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$ [7,8].

Землетрясения происходящие в Загроском системе разломов, геометрически охватывают относительно большие пространственные размеры, образуя широкую полосу сейсмогенной области. Такая зональность обусловлено тем, что протекающие здесь правосторонние сдвиговые сеймотектонические подвижки одновременно сопровождаются взбросо-надвиговым складчатообразующими процессами. Иной характер имеет распределение очагов землетрясений на Восточно-Анатолийской системе разломов. В этой системе эпицентральное поле землетрясений образует геометрически узкую полосу, где по всей длине разлома наблюдаются левосторонние чисто сдвиговые подвижки. В отличии от сдвиговых подвижек фланговых зон Аравийской плиты, его передовая зона коллизии с Южно-Армянской и Закавказской блоками, имеющими мозаично раздробленные микроблоковые строения, за счет доминирующей в регионе субмеридионально направленных сжимающих сеймотектонических напряжений, наблюдаются разнотипные, равноранговые сеймотектонические подвижки.

В этом сложном геотектоническом поле, в юго-западной оконечности Восточно-Анатолийской системы разломов, произошли разрушительные Турецкие землетрясения.

Список литературы

1. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сеймотектоника Армянской ССР. Изд-во Ереван, ун-та. 1981 г. 284 с.
2. Габриелянц Г.А., Клешев К.А., Шеин В.С. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородных потенциал: Геология нефти и газа №1, 2002 г. с. 21-30.
3. Караханян А.С. Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-Малокавказского орогена// Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.:1995.45с.
4. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality //Phys. Rev. A. 1988. V. 38. P 364–374.
5. Berberian, M.(1995b) Master ‘blind’ thrust faultshidden under the Zagros folds:active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics, 241, 193-224
6. Brinkmann R. Geology of Turkey. Ferdinand Enke ver bay, Stuttgart, 1976.
7. Dan McKenzie Active tectonics of the Mediterranean region. // Geophys. J.R. aster. Soc. (1972)30, p. 109-185.
8. R. Reilinger, S. McClusky, Ph. Vernant, and all GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Ebrasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // Journal of geophysical research, vol. 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006
9. www.emsc.org
10. www.globalcmt.org

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ Р. ЛАПТАЕГАН (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Уляшева

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru

Углеродистые сланцы характеризуются повышенными концентрациями металлов, редких и редкоземельных элементов, поэтому их изучение имеет практический интерес. В Харбейском блоке Центрально-Уральской тектонической зоны Полярного Урала углеродистые сланцы обнажаются по р. Лаптаеган в составе толщи метаосадочных пород на контакте с метаморфитами лаптаюганской свиты харбейского амфиболит-гнейсового комплекса (рис. 1). Выходы пород образует узкую полосу (0,6–2 км) северного, северо-восточного простирания. Богатые органическим веществом (ОВ) породы переслаиваются с кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками. Согласно одним работам [2] толща относится верхнехарбейской свите няровейской серии верхнего рифея, согласно другим [3] – к париквасьшорской свите харбейского метаморфического комплекса, возраст которого является предметом дискуссий [4, 5, 6]. Направление простирания поверхностей раздела между разными типами пород северо-восточное и совпадает с ориентировкой сланцеватости метаморфитов, падение пород северо-западное.

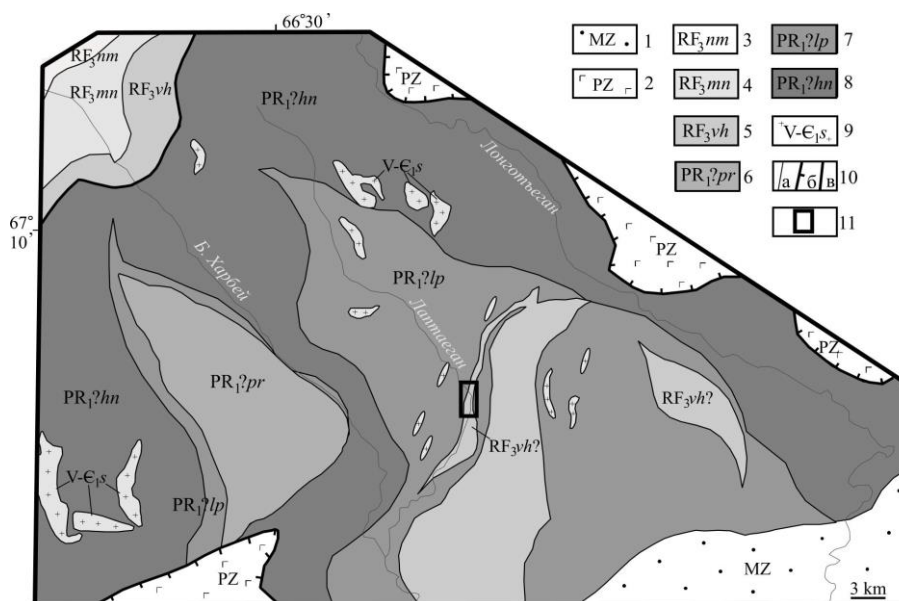


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Харбейского блока (по [2]). Условные обозначения: 1 – мезозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 2 – палеозойские образования Тагило-Магнитогорской зоны; 3–5 – зеленосланцевые толщи: 3 – немурьюганская свита, 4 – минисейшорская свита, 5 – верхнехарбейская свита; 6–8 – харбейский гнейсо-амфиболитовый комплекс: 6 – париквасьшорская свита, 7 – лаптаюганская свита, 8 – ханмейхойская свита; 9 – гнейсо-граниты сядатояхинского комплекса; 10 – границы раздела (а – между свитами, б – Главный Уральский разлом, в – Хадатинско-Ханмейский надвиг); 11 – объект исследования.

Исследованы петрографические особенности, химический и минеральный составы обогащенных ОВ пород, образующих пачки мощностями от 1 до 30 м (рис. 2а).

Минеральный состав, текстура и структура метаморфитов изучались под поляризационным микроскопом Биоптик СР-400. Содержания породообразующих оксидов получены с помощью метода мокрой химии. Химический состав минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной

приставкой Instruments X-Max. Исследования проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Обогащенные ОВ породы представлены плагиоклаз-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми, плагиоклаз-биотит-кварцевыми, мусковит-биотит-кварцевыми и цоизит-мусковит-кварцевыми сланцами и кварцитами. Содержание $C_{орг}$ в них варьирует от 1,85 до 9,87 %, в связи с чем их можно отнести к низкоуглеродистым и углеродистым черным сланцам по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетриса [7]. Породы имеют лепидогранобластовую, сланцеватую, пльчатую текстуры; мелкозернистую, иногда порфиробластовую структуры, в переменном количестве (в об. %) содержат кварц (40–65), плагиоклаз (1–10), углеродистое вещество (10–35), мусковит (1–30), биотит (0–10), апатит (1–10), цоизит (0–15), лейкоксенизированный ильменит (0–1), титанит (0–1) и гидроокислы железа (1). Полосчатость пород обусловлена перераспределением вещества: прослойки мощностью до 0,3 мм, выполненные мусковитом, биотитом и углеродистым веществом, перемежаются с альбит-кварцевыми слоями мощностью до 0,5 мм. Углеродистое вещество представлено комковатыми удлиненными выделениями, пылевидно-точечными скоплениями размером до 0,4 мм (рис. 2б, в). Изредка в породах можно наблюдать крупные порфиробласты цоизита размером до 3 мм с включениями углеродистого вещества и кварца.

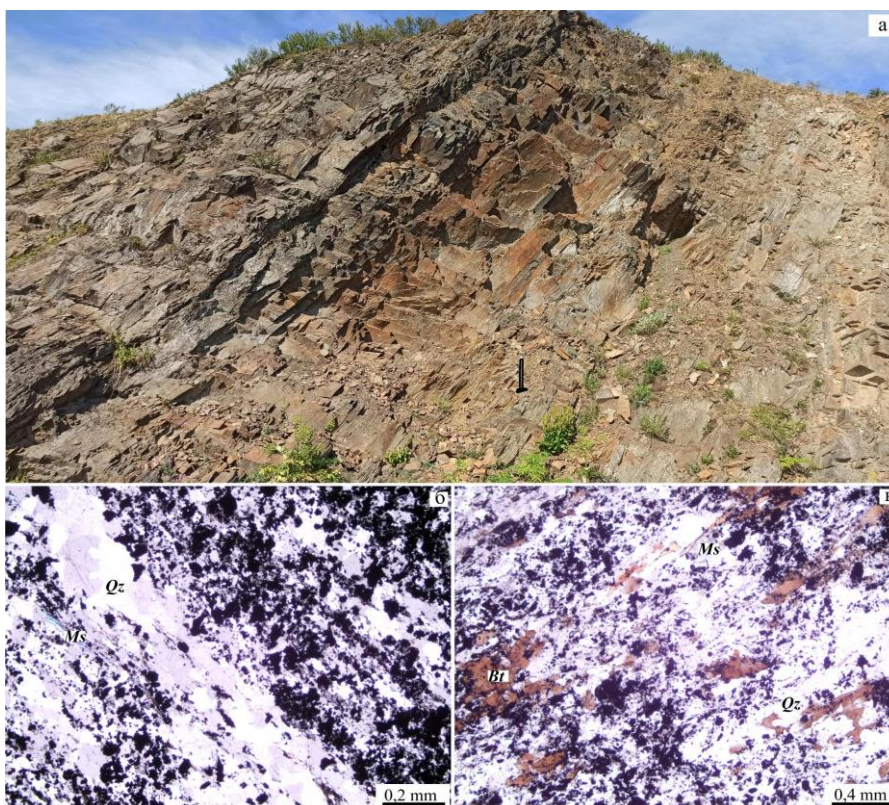


Рис. 2. Выходы черных сланцев по р. Лаптаеган (а) и их структурные и текстурные особенности (б, в). Условные обозначения: *Qz* – кварц, *Ms* – мусковит, *Bt* – биотит. Фото шлифов при одном николе

Содержания породообразующих оксидов в породах варьирует (в мас. %): SiO_2 (57,01–91,39), TiO_2 (0,05–0,69), Al_2O_3 (1,04–12,51), FeO (1,11–2,07), Fe_2O_3 (0,13–2), MnO (0,02–0,06), MgO (0,2–1,64), CaO (0,52–5,68), Na_2O (0,05–0,74), K_2O (0,28–2,87). Черные сланцы с преобладанием в породе кварца (мусковит-кварцевые, мусковит-биотит-кварцевые и цоизит-мусковит-кварцевые) на идентификационной диаграмме ASC [1] обнаруживают сходство с кремнисто-углеродистой формацией, остальные породы тяготеют к области терригенно-углеродистой формации, образуя тренд в сторону кремнисто-углеродистых пород (рис. 3).

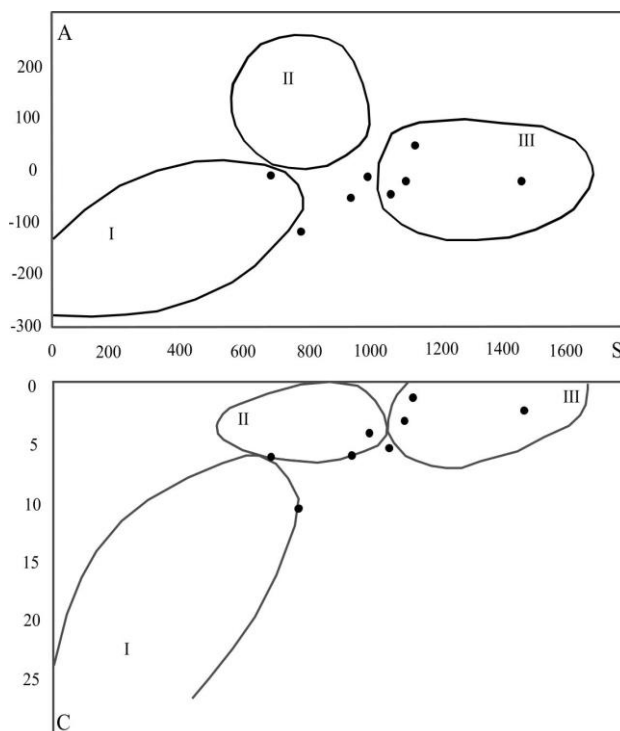


Рис. 3. Идентификационная диаграмма [1] для черных сланцев (I – карбонатно-углеродистая формация, II – терригенно-углеродистая формация, III – кремнисто-углеродистая формация)

В черных сланцах установлена редкоземельная и сульфидная минерализации. Редкоземельная минерализация представлена монацитом, сульфидная – пиритом, пирротинном и сфалеритом.

Работа выполнена в рамках темы НИР государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента».

Список литературы

1. Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014а. 384 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014б. 396 с.
4. Коновалов А. Л., Лохов К.И., Черкашин А. В., Вакуленко О. В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. ВСЕГЕИ, 2016. № 68. С. 6–20.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
6. Уляшева Н. С., Серов П. А., Травин А. В. Sm/Nd- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады академии наук. Науки о земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201. DOI: 10.31857/S2686739722601016
7. Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

О ВИДОВОМ РАЗНООБРАЗИИ РОДА *LITUOTUBELLA* RAUSER-CHERNOUSOVA, 1948 НА УРАЛЕ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Е.Ю. Башлыкова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: duss-06@mail.ru

Lituotubella Rauser-Chernousova, 1948 – род бентосных фораминифер подсемейства *Lituotubellinae* A. Mikhlukho-Maclay, 1963, семейства *Lituotubellidae* A. Mikhlukho-Maclay, 1963, отряда *Tournayellida* Dain, 1953 [10]. Литуотубеллы широко распространены в отложениях визейского яруса Восточно-Европейской платформы и Урала.

Восточно-Европейская платформа: Куйбышевская область (Сызранский район) [9], Богородицкий карьер, и Полотняный завод, алексинский горизонт, Московская синеклиза, Воронежская антеклиза [4], Галицийско-Волынская впадина верхнее-среднее визе [1]; Юго-Восточное Притиманье, михайловский, алексинский горизонт [6]; верхнее визе днепровско-Донецкой впадины [2]; нижнее визе Волго-Уральской области [3]. Западный склон Урала – тульский, алексинский и михайловский горизонты, единично нижняя часть веневского [9]; восточный склон Урала: река Урал ниже устья р. Греховки, усть-греховский-жуковский горизонты (тульский-бобриковский) Южный Урал, Магнитогорский синклиорий [8].

Также в Западной Европе: нижний карбон (миссисипий), блок Аскриг, Северный Йоркшир, Англия [16], зона MFZ14, алексинский горизонт, известняк Кирхбах, Карнийские Альпы, Австрия [14]; зоны V_{2b}, V_{3b} Бельгии [5]. В Казахстане: бобриковский горизонт, Кашаган, Прикаспийский бассейн [12] и Южном Китае: зона MFZ12 среднее визе, провинции Чжоувангпу, Маланбиан и Мопаншан [13].

В статье рассмотрено видовое разнообразие рода *Lituotubella* Rauser-Chernousova, 1948 в разрезах реки Сикаси (Южный Урал), скважине 106 «Октябрьская» Восточно-Европейской платформы.

Материалом для работы послужили коллекции шлифов № 640 (Музей геологии и полезных ископаемых Республики Башкортостан г. Уфы - ГМ) и № 121 (ИГ УФИЦ РАН -ИГ) из верхневизейского подъяруса разрезов по р. Сикасе Зилимо-Зиганского района Западно-Уральской структурно-фациальной зоны (Сиказа 1 (0,5 км выше впадения Кук-Караук), Сиказа 2 (обнажение на повороте р. Сикаси с широтного на меридиональное направление) и Сиказа 3 (Сиказа-Мост – лог, впадающий в р. Сикасю справа, недалеко от моста); коллекция шлифов № 124 скважины 106 «Октябрьская» (находится на стыке Восточно-Европейской платформы и западной части Уральского предгорного прогиба (Оренбургская область) [11].

Верхневизейский подъярус разрезов по реке Сикасе сложен карбонатными породами, в которых часты прослойки фораминиферовых грейнстоунов. Известняки представлены мелководными шельфовыми отложениями с богатым комплексом фораминифер, в котором литуотубеллы занимают значительное место [15]. В разрезе Сиказа 2 присутствуют и нижнесерпуховские отложения. Верхневизейский подъярус скважины 106 представлен биокластовыми фораминиферо-водорослевыми известняками и доломитами, в которых встречаются литуотубеллы. В отложениях нижнего визе скв. 106 Октябрьская обнаружены представители рода *Pseudolituotubella* Vdovenko, 1967 по которым можно проследить генетические связи фораминифер со сложной биморфной раковиной – от *Pseudolituotubella* к *Lituotubella* [2].

В исследуемом материале встречены 96 экземпляров представителей *Lituotubella*: в тульском горизонте – 43, в алексинском – 29, в веневском – 22, низы серпуховского яруса – 2. *Lituotubella* отличается крупной биморфной раковиной, спиральная и прямая части которой

подразделены пережимами стенки на псевдокамеры (или очень короткими псевдосептами в прямой части), имеют устье простое в спиральной и ситовидное в выпрямленной части (обычно в последних псевдокамерах). Стенка у представителей подсемейства *Lituotubellinae* грубозернистая с агглютинатом или дифференцированная. В связи со сложным биморфным строением в шлифах целые раковины с двумя стадиями роста попадают редко. Чаще всего встречаются отдельные части. Некоторые авторы считали спиральные части отдельными видами, например, *Eocribrella gigas* Lipina, 1989, но позднее данные виды также были отнесены к роду *Lituotubella* [13].

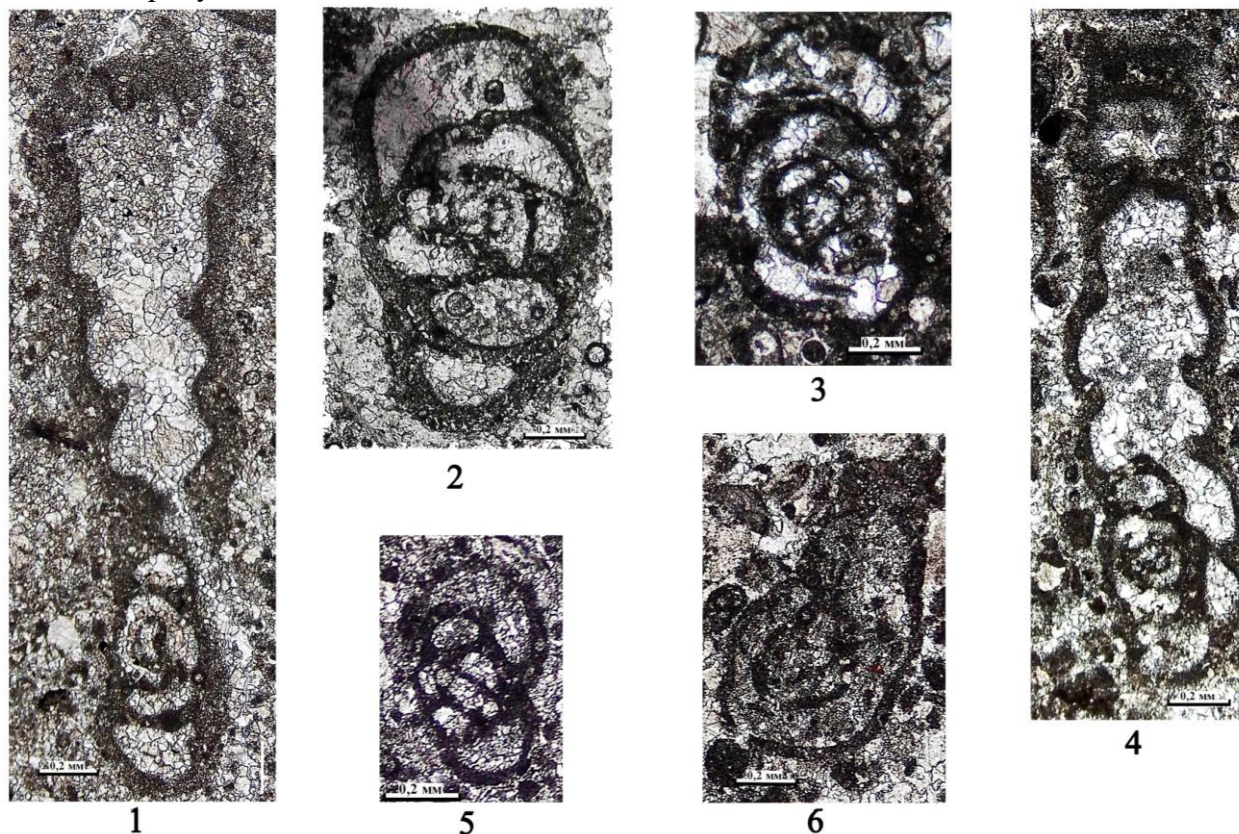


Рис.1. Фораминиферы рода *Lituotubella* из разрезов реки Сикаси, коллекция ГМ № 640
Условные обозначения: 1, 2 – *Lituotubella magna* Rauser, 1948: 1 – сечение полной биморфной раковины обр. 74а, шлиф 2, Сиказа 1, тульский горизонт; 7 – осевое сечение обр. 16 шлиф 10, Сиказа 3, алексинский горизонт; 3,4 – *Lituotubella glomospiroides* Rauser, 1948: 3 – медианное сечение спирально-свернутой части с первой камерой развернутой части обр. 48у шлиф 2, Сиказа 2 алексинский горизонт; 4 – осевое сечение полной биморфной раковины, обр. 68 шлиф 5, Сиказа 1, тульский горизонт, 5, 6 – *Lituotubella eoglomospiroides* Vdovenko, 1970: ; 5 – осевое сечение свернутой части, обр. 71б шлиф 4, Сиказа 1 тульский горизонт; 6 – неполное медианное сечение биморфной раковины обр. 16 шлиф 2, Сиказа 3, алексинский горизонт

В изученном материале литуотубеллы представлены тремя видами: *Lituotubella glomospiroides* Rauser-Chernousova, 1948, *L. eoglomospiroides* Vdovenko, 1970 и *L. magna* Rauser-Chernousova, 1948 (рис.1). В разрезах реки Сикаси встречаются все три вида, в образцах из скважины 106 - *Lituotubella glomospiroides* Rauser-Chernousova, 1948.

На рис. 1 представлены микрофотографии трех видов рода *Lituotubella* из разрезов реки Сикаси в одном увеличении, чтобы можно было проследить изменение размеров и морфологии от *L. eoglomospiroides* Vdovenko, 1970 до *L. magna* Rauser-Chernousova, 1948 – от более примитивной и мелкой формы к более сложной и крупной. Рис. 2 показывает

L.glomspiroides Rauser, 1948 и *Pseudolituotubella* Vdovenko, 1967 из скважины 106 «Октябрьская».

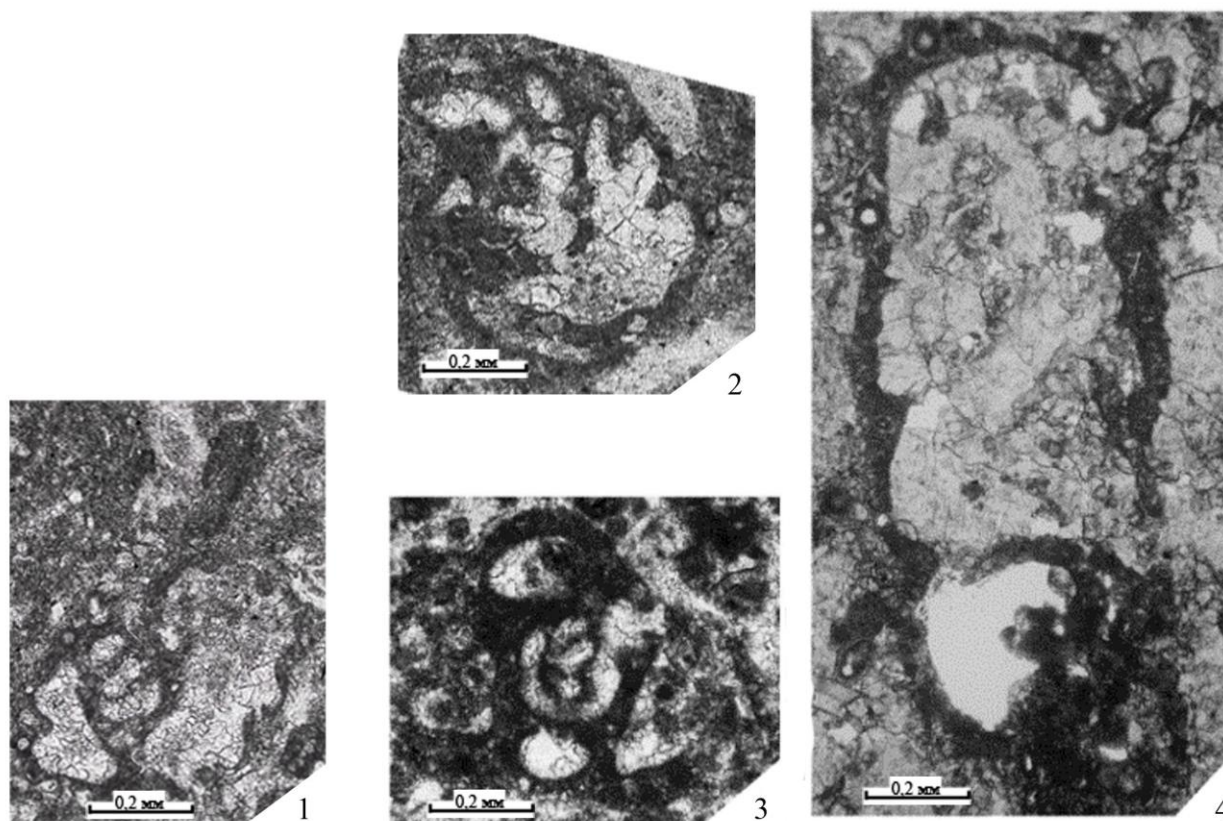


Рис. 2. Представители родов *Lituotubella* и *Pseudolituotubella* из скважины 106 «Октябрьская», коллекция ИГ № 124

Условные обозначения: 1,2 – *Pseudolituotubella* Vdovenko, 1967: 1 – *Pseudolituotubella orientalis* (Chernycheva, 1953), медианное сечение свернутой части, бобриковский горизонт, обр. 184(2) [7, табл.2, фиг.2]; 2 – *Pseudolituotubella* sp., осевое сечение свернутой части, бобриковский горизонт, обр. 184(2); *Lituotubella glomspiroides* Rauser, 1948: 3 – осевое сечение свернутой части, образец 103(1), тульский горизонт, 4 – медианное сечение полной биморфной раковины, образец 99(4), алексинский горизонт [11, fig. 2 № 26, 27]

Pseudolituotubella считается предком *Lituotubella* и также принадлежит к семейству Lituotubellidae A. Mikhlukho-Maclay, 1963, основное отличие псевдолитуотубелл от литуотубелл состоит в хорошо выраженной септации спиральной и развернутой частей раковины. Такой пример эволюции, от септы к псевдосепте, является уникальным для нижнего карбона [13]. Наиболее наглядно это сравнение представлено в сечениях полной биморфной раковины – рис. 3.

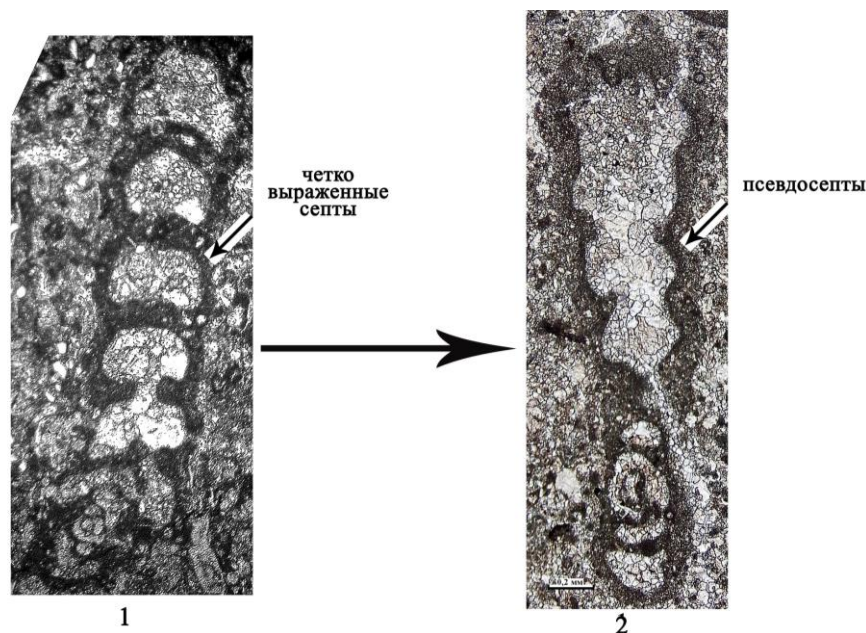


Рис. 3. Эволюция от *Pseudolituotubella* к *Lituotubella*.

1 – *Pseudolituotubella* sp.- сечение полной биморфной раковины, разрез Термянташ, западный склон Урала, термянташский (радаевский) горизонт, экз.123/292 коллекция ИГ УФИЦ РАН; 2 - *Lituotubella magna* Rauser, 1948, сечение полной биморфной раковины обр. 74а, шлиф 2, Сиказа 1, тульский горизонт, коллекция ГМ №640

Выводы. В изученном материале верхневизейских отложений р. Сикаси и скважины 106 «Октябрьская» Восточно-Европейской платформы определены три вида представителей рода *Lituotubella*: *Lituotubella glomospiroides* Rauser-Chernousova, 1948, *Lituotubella eoglomospiroides* Vdovenko, 1970 и *Lituotubella magna* Rauser-Chernousova, 1948. В материалах скважины 106 обнаружены представители рода *Pseudolituotubella* Vdovenko, 1967, который считается предком литуотубелл. Развитие данных родов в раннеем визе является уникальным примером эволюции, выраженным в утрате септации. Большое количество экземпляров рода *Lituotubella* свидетельствует об оптимально благоприятных условиях для фораминиферовой фауны в поздневизейское время на данной территории. Распространение видов данного рода в изученных разрезах – верхневизейский подъярус низы серпуховского яруса.

Список литературы

1. Бражникова Н.Е. Фораминиферы // Фауна и флора каменноугольных отложений Галицийско-Волынской впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. С. 16–103. (Тр./ИГН. Сер. стратигр. и палеонт. Вып. 10).
2. Вдовенко М.В. Некоторые представители Endothyridae, Tournayellidae и Lituolididae из нижневизейских отложений Большого Донбасса // Фауна нижневизейских отложений Большого Донбасса / Ин-т геол. наук АН УССР. – Киев: Наукова Думка, 1967. – С.18–29.
3. Вдовенко М.В. Новые ранневизейские фораминиферы семейств Ammodiscidae и Tournayellidae из Большого Донбасса // Ин-т геол. наук АН УССР. Киев, 1970. С. 26–33.
4. Вдовенко М.В., Жулитова В.Е. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антиклизы // Зональные шкалы по фораминиферам, конодонтам, спорам. РАН, М.: Наука, 1993. С. 122–141.
5. Гроздилова Л.П., Лебедева Н.С. Foraminifera (Фораминиферы) // Палеонтологический атлас каменноугольных отложений Урала. Труды ВНИГРИ. Вып. 383. Л.: Недра, 1975. 359 с.
6. Дуркина А.В. Фораминиферы нижнекаменноугольных отложений Тимано-Печорской провинции // Микрофауна СССР, сборник X (Т.И. Шлыкова (Ред.). Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 132–390.

7. Кулагина Е.И., Кочетова Н.Н., Бывшева Т.В. К палеонтологической характеристике нижне-средневизейских отложений Оренбуржья // Биостратиграфия девона и карбона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1988. С. 42-58.
8. Малахова Н.П. 1975. Фораминиферы нижнего визе восточного склона Южного Урала // Фораминиферы и стратиграфия раннего визе Урала: Сб. по вопросам стратиграфии, № 21. – Свердловск, 1975. – С. 5-70 (Тр. / ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 112).
9. Раузер-Черноусова Д.М. Род *Harplophragmella* и близкие к нему формы // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. М.: Изд-во АН СССР, 1948. № 19. С. 166–175. (Тр. Ин-т геол. наук, Геол. сер. Вып. 62).
10. Справочник по систематике фораминифер палеозоя // Д.М. Раузер-Черноусова (ред.). М.: Наука, 1996. 203 с.
11. Bashlykova E., Kulagina E. Late Viséan Foraminiferal Assemblages of the 106 Oktyabrskaya Borehole, South-East of the East European Platform // 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020: Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources: Kazan, Russian Federation, 26-30 October 2020. P. 9-14.
12. Brenckle P.L. and Collins J.F. A chronostratigraphic framework for the Carboniferous Kashagan buildup, Pre-Caspian Basin, Kazakhstan // Stratigraphy. 2017. Vol. 14. No. 1–4. P.15–34.
13. Hance, L.; Hou, H.; Vachard, D. Upper Famennian to Viséan foraminifers and some carbonate microproblematica from South China – Hunan, Guangxi and Guizhou. Beijing: Beijing Geological Publishing House, 2011. 359 p.
14. Krainer K., Vachard D. Late Viséan (MFZ14) foraminifers and algae from the Kirchbach Limestone (Carnic Alps, Austria) and geological implications // Facies. 2015. Vol. 61. P. 1–23.
15. 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. 2022. Vol. 96. No. 2. P. 495–516.
16. Waters C.N., Cozar P., Somerville I.D., Haslam R.B., Millward D. & Woods M. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Lower Carboniferous (Mississippian) carbonates of the southern Askrigg Block, North Yorkshire, UK // Geol. Mag. 2017. Vol. 154. No. 2. P. 305–333.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОРЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ КАРБОНАТНОГО СОСТАВА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ

В.М. Ивин^{1,2}

¹ *ООО Уральское горно-геологическое агентство, Уфа*

² *Уфимский университет наук и технологий, Уфа*

e-mail: ivin_vlad@vk.com

Уфимская агломерация испытывает дефицит в обеспечении качественным строительным щебнем по приемлемым ценам. Данная проблема ставит задачу по поиску месторождений качественного сырья для получения строительного камня в радиусе удаления от г Уфа не более 150 км.

Задачи работы сводятся к следующим позициям:

- на основе анализа материалов по известным месторождениям строительного камня карбонатного состава Башкортостана установить стратиграфические и петрографические критерии перспективности карбонатных комплексов региона на строительный камень;
- выполнить петрографическое описание;
- проанализировать испытания физико-механических свойств;
- дать предварительную оценку комплексам западной части Башкирского поднятия.

Критерии перспективности карбонатных комплексов региона на строительный камень выработаны путем сбора и анализа материалов отчетом по геологическому изучению и разведке 11 основных месторождений строительного камня карбонатного состава региона.

Петрографические исследования были проведены в ООО «УГГА», г. Уфа, и лаборатории геохимии и изотопной геологии УФИЦ РАН г. Уфа, под руководством заведующего лабораторией Горожанина Валерия Михайловича.

Анализ был проведен с использованием поляризационного микроскопа Биоптик СР-400. Описаны 17 образцов.

Физико-механические испытания. Включающие определение марки дробимости, пористости. Истинной и средней плотности были проведены в лаборатории ООО «Испытательная лаборатория» г Уфа по ГОСТ 8269.0-97.

Результаты исследований и их обсуждение:

Результаты анализа фондовых материалов по известным месторождениям строительного камня карбонатного состава Башкортостана сведены в таблицу 1.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

– наиболее высоким качеством (маркой дробимостью 800-1000, до 1200, наиболее низким содержанием лещадных частиц, обладают наивысшей морозостойкостью) обладают доломиты и доломитистые известняки миньярской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория и башкирского яруса зоны передовой складчатости [1, 3, 5]. Данные породы сложены однородным мелкокристаллическим кальцитом и доломитом с признаками инкорпорации зерен;

– средним качеством обладают карбонаты укской и катавской свит верхнего рифея, мраморизованные известняки девона и карбона Зауралья.

Падение качества связано с наличием глинистых примесей (катавская и укская свиты), примеси глауконитового материала и реликтовых обломочных структур (укская свита), биогермных структур (известняки девона Зауралья) [2, 4]. В тоже время присутствие терригенной примеси кварца не оказывает значительного отрицательного воздействия.

– наиболее низким качеством отличаются микролитовые и биогермные карбонаты филиповского яруса нижней перми и Янгельского месторождения нижнего карбона Зауралья.

Таблица 1

Вещественный состав и технологические свойства карбонатного сырья месторождений строительного камня Башкортостана

Объект	Мин. состав	Комплексы	Хим. состав, %			Текстура / Структура	Средний размер структурных элементов, кристаллов, мм/мм	Технологические показатели					
			CaO/MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃			Средняя плотность, г/см ³	Пористость, %	Водопоглощение, %	Морозостойкость	Прочность на сжатие в состоянии, МПа	Дробимость, марка
Мурсалимское	кальцит Доломит	D ₂	55,3/ 10,1	2,8	0,1	Средне-крупнослоистая Мелкокристал.	0,4/ 0,4	2,7	0,7	0,2	>F50	49-102	800
Юлдашевское	кальцит	D _{2ul}	55,0/ 0,51	4,4	0,3	Массивная, брекчиевая/ микрогранобластовая	0,3/ 0,3	2,6	0,74- 2,6	0,6	F25 F50	78-106	600
Мулдакаевское	кальцит	RF _{3kt}	42,4/ 4,6	9,2	2,6	Микрослоистая, (строматолитовая) /Мелкокристал.	0,6/ 0,2	2,7	0,4- 2,9	0,3	F 50-100	55-100	400- 800
Мало- Мещеринское	кальцит	P _{1fl}	44,1/ 9,2	-	1,2	Массивная /Вакстоун, Пакстоун	200/ 0,1	2,0	23,6	3,5	F25	14-15	300
Рыскужинское	кальцит	D _{1l}	52,3/ 0,8	4,1	0,1	Вакстоун, Пакстоун Тонкокристал.	0,06/ 0,06	2,7		0,1	F 50	63-160	800
Сев. Амальгиндинское	кальцит	D _{1l}	96,0/ 0,2	0,6	0,2	Крупно полосчатая /Тонко- средне- кристаллич. Гранобластовая	0,3/ 0,04	2,7		0,1	F 50	111	800
Аркаский камень	кальцит	D ₁	55,0/ 1,0	0,1	-	Вак, Пак, Грейнстоун	2,5/ 0,1	2,7		0,2	F25 F50	12	600
Малиновское месторождение	кальцит	C _{2b}	36,1/ 2,0		0,1	Мадстоун Мелкая	0,4/ 0,1	2,6	2,5	0,7	> F100		800
Александровское	Доломит	RF _{3mn}	30,4/ 20,3	2,4	0,3	Крупно-слоистая /Тонко-, средне-кристаллич.,	0,4/ 0,4	2,6	1,4	0,4	>F100		600- 1000
Янгельское	кальцит	C _{1kz}	98,8 /0,5	0,2	0,2	Вакстоун, Пакстоун Неравномерно-зернистая	15/ 0,05	2,7	2,6	1,6	>F50	36-105	400
Нукат-2	кальцит	RF _{3inl}	46,5/ 4,7	5,6	1,7	Слоистая/ Пелитоморфная- микрозернистая	0,4/ 0,4	2,7	1,8	0,3	F50-100		600- 1000
Шедокское	кальцит	K _{2dg}	98/0,2	2,8	2,3	Вакстоун. оолитовая	2,0 / 0,05	2,1	10,2	9,8	F5-15	4-26	40-200
Выделенные перспективные участки													
Перспективные первой очереди													
Сумганташ, Сумганташ 1	Доломит, Обломочн кварц	RF _{3mn}				Средне неясно слоистая, мелкозернистая, инкорпорация	0,01-0,05/ 0,01-0,05	2,69	0,8	0,23	>F50	111	1000

Объект	Мин. состав	Комплексы	Хим. состав, %			Текстура / Структура	Средний размер структурных элементов, кристаллов, мм/мм	Технологические показатели					
			CaO/MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃			Средняя плотность, г/см ³	Пористость, %	Водопоглощение, %	Морозостойкость	Прочность на сжатие в состоянии, МПа	Дробимость, марка
Атянский	Доломит кальцит окремненные	C ₂ b					0,2/ 0,02	2,6	0,9	0,2	> F100	80-100	800
Перспективные второй очереди													
Кулмасский 2	Кальцит Дол 5% глинист	RF ₃ kt				Средне-тонко слоистая	0,01–0,06	2,6	1,16.	0,21.	>F 50	83, 105	600, 1000
Ямашский	Кальцит Дол 15%	RF ₃ in1				Крупно неясно слоистая строматолитовая, брекчиевая,	0,4	2,7	2,55	0,72	>F 50	68	600
Студенческий	Кальцит Дол 5% Глинист глауконит	RF ₃ in1				Слоистая	2-25 / 0,1-0,4	2,45	1,9	0,98	F25-50	62	400

Низкое качество обусловлено разнородностью состава, преобладанием структур типа вакстроун, грейстоун, обуславливающих высокую пористость, водонасыщенность, низкую степень сцепления зерен друг с другом.

Петрографические исследования и результаты-физико-механических испытаний карбонатных комплексов Западной части Башкирского поднятия, расположенных в логистической близости к автодорогам, показывают, что выработанные критерии «работают». По выработанным критериям произведено выделение перспективных участков: Сумганташ, Сумганташ 2 и Атянский (см. табл. 1).

Анализ физико-механических свойств камня показал высокую степень корреляции такого показателя, как водопоглощение с основными показателями качества строительного камня дробимостью, прочностью на сжатие и морозостойкостью, что объясняется тем, что именно насыщение водой порового пространства выступает одним из основных факторов, способствующих морозному пучению и гидроразрыву при механических нагрузках.

Учитывая, что в отличие от дробимости, прочности на сжатие и морозостойкости, испытания водопоглощения просто в исполнении и может быть выполнено даже в полевых условиях (при расчете на весовые проценты), нами рекомендуется его использование в качестве экспресс метода предварительной оценки камня.

Полученные материалы показывают возможность выполнение предварительной оценки качественных показателей строительного камня карбонатного состава на основе петрографического анализа и экспресс определения водопоглощения.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XVIII (Учалы). Жданов А.В. 2003. 386 с.
2. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXXIII (Исянгулово). Келлер Б.М. 1965. 36 с.
3. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXIII (Белорецк). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. Быкова Л.С. 2006. 366 с.
4. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXVIII (Бурзян). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. Быкова Л.С. 2009. 237 с.
5. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XVI (Инзер). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. 2015. 129 с.

МАГНЕЗИТОВЫЕ РУДЫ ХАЛИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А. С. Комаров

Оренбургский государственный университет, Оренбург
e-mail: anton_komarov16092000@mail.ru

Магнезит представляет собой породу, состоящую в главной массе из минерала магнезита. Свое название минерал получил по области Магнезия в Греции. Магнезит относится к семейству кальцита, является диморфным, так как кристаллизуется в тригональной сингонии и ромбической. Химическая формула $MgCO_3$. Химический состав – 47,82 % MgO и 52,18 % CO_2 (теоретический), но в природе почти постоянно в нем содержатся разные примеси, такие как FeO , CaO , MnO , Al_2O_3 , SiO_2 . Магнезит встречается в кристаллическом и в аморфном (скрыто- или криптокристаллическом в зонах выветривания) виде, встречается и в виде крупнозернистых агрегатов [1].

Кристаллический магнезит образует зернистые мраморовидные агрегаты, состоящие из несколько вытянутых кристаллов размерами от долей миллиметра до 1 см и более. Цвет кристаллического магнезита обычно белый или желтоватый, а от примесей углистого вещества – светло- или черновато-серый до черного. По текстуре среди кристаллических магнезитовых пород выделяют полосчатые, радиально-лучистые и массивные. Минеральные примеси в таких породах составляют доломит, кальцит, арагонит, сидерит, пирит, халькопирит, кварц, тальк, хлорит, гидроокислы железа и углистое вещество, а также некоторые другие минералы.

«Аморфный» магнезит обычно имеет белый цвет и фарфоровидный облик, образует натечные гроздьевидные формы, обладает раковистым изломом. Минеральными примесями в аморфном магнезите являются опал, халцедон, кварц, арагонит, серпентин, иногда силикаты никеля и другие [Каюмов И.Ф. и др., 2018ф]. Примеси окрашивают магнезит в кремовые, желтоватые, бурые или серые тона [1, 2, 3, 4].

На Южном Урале известно Халиловское месторождение магнезита, сформировавшееся в древней коре выветривания одноименного офиолитового массива. Халиловский ультраосновной массив находится в зоне Главного Уральского Разлома (ГУР) наряду с другими ультраосновными массивами. ГУР является восточной границей Центрально-Уральского поднятия и западной. Магнитогорского прогиба, в котором сосредоточены основные медноколчеданные месторождения Южного Урала, изучающиеся на кафедре геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета на предмет содержания в колчеданных рудах платиноидов [2, 3, 4, 5, 6, 7]

В пределах Халиловского месторождения магнезит представлен в аморфном виде. Он имеет белый цвет, фарфоровидный облик. Из-за раковистого излома куски магнезита имеют неправильный желваковидный облик. Плотность Халиловского магнезита – $2,9 \text{ т/м}^3$, твердость 3,5-4,0 по шкале Мооса (рис. 1) [1, 2, 3, 8].

Химический состав Халиловского магнезита – $MgO+CO_2$, основные примеси представлены CaO и SiO_2 .

В пределах Халиловского месторождения магнезит аморфный представлен жильными, гнездовидными и штокверковыми природными типами магнезитовых руд.

Жильные магнезиты представляют собой белые аморфные агрегаты, выполняющие линейно вытянутые трещины с ровными и зазубренными очертаниями. Размер жил по простиранию достигает нескольких метров (до 7-8 м) с падением на северо-восток и юго-запад под углом от 10 до 30°, мощность их варьирует от 4-5 до 18-23 см. Жилы имеют прерывистый характер, выклиниваются по простиранию [Каюмов И.Ф. и др., 2018ф]. Химический состав магнезитов данного типа отличается высокими содержаниями основных компонентов (MgO –

44,5 % и CO_2 – 50,2 %) и незначительными примесями CaO до 3% и SiO_2 до 1,4 %, содержания остальных оксидов составляют десятые и сотые доли процента [3].



Рис. 1. Магнетит метаколлоидный. Оренбургская область, Халиловское месторождение (Геологический музей кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета)

Гнездовидные магнетиты возникают за счет скопления шаровидных, глобулевидных агрегатов белого аморфного магнетита в довольно крупные тела размерами до 1,5-2 м в поперечном сечении. Конфигурация гнездовидных скоплений имеет как овально-округлые очертания, при этом отмечается концентрически-скорлуповатое их строение, так и ветвисто-разно-ориентированные очертания с набором мелких стяжений (размером от первых сантиметров до 10-12 см). Границы магнетитов и серпентинитов различимы визуально, они выделяются по цвету. Химический состав магнетитов этих текстурных разновидностей характеризуется более высоким содержанием кремнезема, до 6,6 %. Это связывают с процессами опализации, локализуемой по периферии магнетитовых стяжений (в виде корочек или оторочек). Также имеет место слабая кальцитизация магнетитовых агрегатов, при среднем содержании CaO до 2,4 %. Повышенное значение P_2O_5 достигает 0,04 % и объясняется биологической деятельностью магнетиально-карбонатных микробиоматов.

Штокверковые магнетиты ограничено развиты на Халиловском массиве и сосредоточены, главным образом, в южной его части. Штокверковые магнетиты представляют собой совокупность множества прожилков: субпараллельных, взаимоперпендикулярных (решетчатых) и разноориентированных в том числе. Размеры штокверков составляют чаще всего от первых метров, реже до 8 метров и более. Прожилки выполнены почковидными агрегатами магнетита мощностью от 2 до 5 см. Вещественный состав прожилков характеризуется следующими особенностями – минеральная фаза представлена магнетитом на 84-88 % с редкими примесями серпентинита, а также доломита, кальцита, кварца (первые проценты); химический состав показывает преобладание оксида магния (44,54 %), при п.п.п. – 50,29 % [Каюмов И.Ф. и др., 2018ф].

В промышленности магнетит используется преимущественно (до 95 %) для изготовления огнеупорных материалов и применяется, как правило, после предварительного обжига. При обжиге до 1000 °С магнетит теряет углекислый газ и переходит в оксид магния (белую

аморфную порошковую массу). При повышении температуры обжига до 1600 °С оксид магния переходит в спеченный магнезит (периклаз), который характеризуется кристаллическим строением. При температуре равной 2800 °С в электродуговых печах оксид магния плавится с образованием плавящего периклаза, который является ценным материалом для производства магнезиальных и хроммагнезиальных огнеупорных материалов, способных выдерживать температуры до 2000 °С. Также магнезиты могут применяться в производстве вяжущих материалов, строительной керамики, радиотехнической керамики, обмазок сварочных электродов, изделий из каучуков и пластических масс, изделий из стекла, лакокрасочных материалов, спеченных периклазовых и переклазоизвестковых порошков, каустического магнезита, огнезащитных составов, фармацевтических препаратов [1].

Основное направление использования магнезитов Халиловского месторождения – это получение магнезиальных вяжущих материалов. Для этой цели сырой магнезит необходимо измельчить до 0-40 мм и обжечь при температуре 650-800 °С во вращающихся печах с удалением CO₂. Затем производится помол до тонины 3000 см²/г. После помола – упаковка в герметическую тару, так как гидратация порошка происходит очень быстро, всего за несколько минут [3].

Список литературы

1. Бетехтин А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых: Под ред. П. М. Татаринова и А. Г. Бетехтина. – 3-е издание – М.: издательство «НЕДРА», 1964. 592 с.
2. Лядский П.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. / П.В. Лядский, Л.Н. Кваснюк, А.В. Жданов, О.В. Чечулина и др. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 352 с.
3. Комаров А.С., Пономарева Г.А., Геологическое строение Халиловского месторождения магнезита Южного Урала // Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности: материалы IV Всероссийской научно-практической конференции. Оренбург, 2022. с. 344-348.
4. Пономарева Г.А. Окаменелая флора и фауна – свидетельства былой жизни (на примере образцов геологического музея) // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2112-2115.
5. Пономарева Г.А. Каменная летопись территории Оренбуржья или подземные сокровища Урала // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: материалы Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2107-2111.
6. Горбатенко А.В. Геологическое строение Ащebutакского рудного района // Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности: материалы IV Всероссийской научно-практической конференции. Оренбург, 2022. С. 321-326.
7. Пономарева Г.А. К вопросу о содержании платины и палладия в колчеданных месторождениях Восточного Оренбуржья // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: сборник тезисов докладов XII Международной научно-практической конференции. – М. : ЦНИГРИ, 2023. С. 369-372.
8. Пономарева Г.А., Комаров А.С. Магнезит Халиловского месторождения Оренбургской области // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы XIII Всероссийской молодежной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2023. С. 232-234.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

А.Э. Королёв

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань

e-mail: albert-korolev-kpfu@mail.ru

Отложения бобриковского горизонта на территории Республики Татарстан являются одними из перспективных для добычи нефти [4, 5]. Основные запасы углеводородов сосредоточены в пределах Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины [2, 3]. Породы коллекторы представлены исключительно кварцевыми песчаниками. На одних участках нефтеносные песчаники образуют протяженные пласты, залегающие среди алевролитов и аргиллитов визейского яруса, на других – выполняют эрозионно-карстовые понижения в известняках турнейского яруса. На северо-восточном склоне Южно-Татарского свода песчаные тела имеют линзовидно-пластовое залегание. Большая их часть является водоносными и лишь на Актанышском месторождении из песчаников визейского яруса осуществляется промышленная добыча нефти [1]. Учитывая уникальность объекта, было проведено изучение условий образования песчаных коллекторов бобриковского возраста с точки зрения стадийности их литогенеза.

Объектами исследования служили скважины, вскрывшие нефтеносные разрезы тульско-бобриковского горизонта на одном из участков северо-восточного склона Южно-Татарского свода. Основными методами исследования являлись оптико-микроскопический и рентгенографический анализы. В разрезах скважин отмечается переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты и алевролиты относятся к плотным породам флюидоупорам, песчаники – к породам коллекторам.

По данным рентгенографического анализа аргиллиты по составу полиминеральные. Глинистая компонента (65-80%) представлена иллитом и каолинитом, в качестве аллотигенных минералов присутствуют зерна кварца, ортоклаза, редкие зерна акцессорного циркона. Алевролиты по составу кварцевые, в различной степени заглинизированные. В их составе преобладают зерна кварца. Обломки ортоклазов присутствуют в небольшом количестве (до 1%). Аллотигенный материал сцементирован глинистым иллит-каолинитовым цементом порового типа. Плотная структурная упаковка минеральных зерен обуславливает весьма низкие емкостно-фильтрационные свойства пород, что делает аргиллиты и алевролиты хорошими породами флюидоупорами.

Песчаники, в отличие от вышерассмотренных пород, характеризуются более однородным вещественным составом. В них преобладающей минеральной фазой является кварц, составляющий 98-99% породы, в качестве примесей присутствуют ортоклаз, мусковит, каолинит и пирит. В керне скважин все песчаники равномерно нефтенасыщенные, с однородной темно-бурой окраской, большая часть из них обладает линзовидно-слоистой текстурой за счет неравномерно послойного распределения черного глинистого материала (рис. 1). В части скважин нефть в песчаниках окислена до состояния битума. Битуминовые пласты коллекторы обладают более темно-бурой до черного окраской, в них присутствуют гнездовидные обособления карбонатных и пиритовых агрегатов, придающих песчаникам пятнистую текстуру.

Оптико-микроскопические исследования нефтенасыщенных бобриковских песчаников показало, что, независимо от состава локализованных в них углеводородов, породы являются во многом схожими между собой. По структуре песчаники мелкозернистые, слабо алевролитистые, по текстуре – линзовидно-слоистые за счет неравномерного распределения глинистого материала. Порода на 85-90% сложена обломочной компонентой, на 10-15% – цементирующим минеральным веществом (рис. 2). Аллотигенная часть размером от 0,05 до

0,25 мм, преобладают 0,1-0,25 мм, представлена зернами кварца (98-99%), с примесью полевых шпатов и чешуек мусковита (1-2%). Присутствуют редкие окатанные зерна аксессуарного циркона. Кварцевые зерна в породе преимущественно полуокатанные, реже угловатые, характеризуются изометричным и удлиненным обликом. Зерна образуют плотную структурную упаковку, соприкасаясь краями. В местах соприкосновения сформированы точечные и вогнуто-выпуклые контакты взаимного приспособления. Часть кварцевых зерен несет следы регенерации. В отдельных песчаниках наблюдается градационная дифференциация обломочного материала по размерам в виде переслаивания псаммитовых и алевритовых слоев. Обломки минералов сцементированы полиминеральным кремнеземистым и глинистым цементом. Кремнеземистый цемент контактово-регенерационного типа, приурочен к областям контактных взаимодействий между кварцевыми зернами. Глинистый цемент порово-сгусткового типа, по структуре пелитовый, обогащен органическим веществом, выполняет межзерновое пространство в породе. Участками глинистый материал сконцентрирован в тонкие, волнистые слои толщиной около 0,1 м, что обуславливает слоистую микротекстуру. Присутствуют редкие фрагменты углефицированных растительных остатков. Песчаник содержит около 1% включений пиритовых агрегатов размером до 0,1 мм. Пиритовые агрегаты развиваются в поровом пространстве породы, выполняя пустоты. Песчаник содержит 15-20% пор. Поры межзерновые, сообщающиеся, образуют разветвленную сеть пересекающихся каналов диаметром до 0,1 мм, выполнены нефтью.



Рис. 1. Фотографии кернов кварцевого песчаника с полосчатой и равномерной нефтенасыщенностью

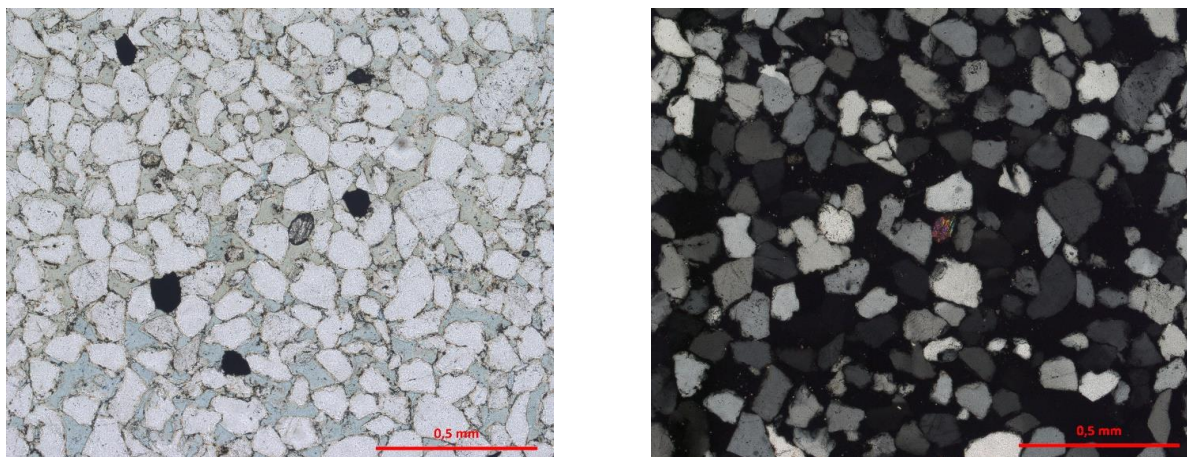


Рис. 2. Фотографии шлифа кварцевого песчаника, разуплотненного, нефтенасыщенного

Макро- и микроскопические исследования пород показали, что нефтенасыщенные песчаники подразделяются на две литологические разновидности, отличающиеся как по фракционному составу обломочной компоненты, так и по характеру нефтенасыщенности. Одна разновидность представлена песчаником мелкозернистым, алевритистым, с повышенным содержанием глинистого материала. Благодаря неравномерному распределению глинисто-алевритовой компоненты породы обладают линзовидно-слоистой текстурой. Участки концентрации глинистого и алевритового материала обладают пониженной пористостью и емкостью, поэтому породы обладают неоднородной по интенсивности линзовидно-слоистой нефтенасыщенностью. Другая разновидность представлена более однородным по фракционному составу мелкозернистым песчаником. За счет равномерного распределения пор по объему породы обладают равномерной нефтенасыщенностью.

Преобладание в составе песчаников кварцевых зерен при незначительном содержании полевых шпатов указывает с одной стороны на господство в визейский век влажного гумидного климата, с другой – на неоднократный переыв терригенного материала в процессе его поступления в бассейн седиментации. Наличие включений растительного детрита в породах свидетельствует о наличии пышного древесного покрова на суше и в прибрежной части опресненного эпиконтинентального морского палеобассейна, где шло накопление обломочного материала. Различная степень фракционной неоднородности обломочной компоненты в породах может являться следствием смещения береговой линии, а, следовательно, и гидродинамических условий водной среды. Поблизости от береговой линии, в условиях активной гидродинамики водной среды, формировались относительно равномерные по размерам минеральных зерен мелкозернисты песчаники. На более удаленных участках от береговой линии, с более спокойными гидродинамическими условиями, накапливались песчаники с повышенным содержанием глинисто-алевритового материала.

Таким образом, можно заключить, что бобриковские песчаные породы коллектора северо-восточного склона Южно-Татарского свода формировались в прибрежно-мелководных условиях опресненного морского бассейна седиментации в области с активной гидродинамикой водной среды. Учитывая это, можно спрогнозировать наклонно-пластовый характер залегания песчаного коллектора с постепенным переходом по латерали в плотные алеволиты и аргиллиты.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Список литературы

1. Валева И.Ф., Анисимов Г.А., Анисимова Л.З. Геологические аспекты верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Актаныш-Чишминского прогиба ККС // Георесурсы. 2015. №3(62). С.37-42.
2. Ларочкина И.А., Ганиев Р.Р., Капкова Т.А. Типизация залежей нефти в продуктивных бобриковских отложениях и закономерности их развития – основа проектирования бурения скважин // Георесурсы. 2009. №4(39). С. 19-21.
3. Нурғалиева Н.Г., Нуриев А.Г., Королев Э.А. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности пород бобриковских нефтеносных отложений одной «врезовой» зоны восточного борта Ммелекесской впадины // Ученые записки Казанского государственного университета. Сер. Естественные науки. 2009. Т. 151. Кн.3. С. 180-191.
4. Korolev E.A., Eskin A.A., Barieva E.R., Muzalevskaya L.V., Korolev A.E. Assessment of the prospects for oil-bearing deposits of the Visean stage of the Western Zakamya region at the Tatarstan Republic // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2022, 1010(1), 0121145
5. Korolev, E.A., Eskin, A.A., Korolev, A.E., Barieva, E.R., Alina, A.A. Reservoir oil deposits in terrigenous complexes of the Bobrikian horizon of the western slope of the South Tatar arch // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2023, 1154(1), 012028

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ПАЛЕОПОЧВЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РАЗРЕЗА КЕНИТРА 1 (МАРОККО)

Р.Г. Курманов¹, Г.А. Данукалова¹, Ж.-П. Лефорт², Н. Хамуми³

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

² Университет г. Рен, UMR 6566 CReAAN, Франция

³ Университет Рабата имени Мохаммеда V, Марокко

e-mail: ravil_kurmanov@mail.ru

Плейстоценовые отложения Марокканского побережья Атлантического океана давно привлекают внимание исследователей. Прибрежная зона региона Рабат–Темара, и примыкающая к ней территория гг. Кенитра и Схират, представляет собой уникальный геологический архив, документирующий четвертичный период от среднего плейстоцена до настоящего времени. Исследование палеоландшафтов этого района позволило выявить здесь последовательность четвертичных палеопляжей, сформировавшихся в среднем и позднем плейстоцене. Прибрежная зона также представляет большой интерес для археологов из-за наличия многочисленных пещер, содержащих разнообразные артефакты [2–5].

В 2015 г. нами было проведено рекогносцировочное изучение осадков среднего плейстоцена разреза Кенитра 1 с целью диагностики концентрации в них спор и пыльцы. Изученный нами фрагмент разреза представляет собой клиф высотой 18 м, расположенный на левом берегу реки Себу, около г. Кенитра. Клиф сложен песчаниками с четырьмя прослоями палеопочв. Эти отложения интересны тем, что их можно сопоставить с похожей последовательностью отложений среднего плейстоцена (МИС 7–6) из разреза Рабат–Кебибат, где были найдены череп и человеческие кости [4].

Всего на спорово-пыльцевой анализ было взято 9 образцов из палеопочвы 2 в интервале 90 см (СП 1–9). При исследовании осадочных пород применялся мацерационный метод [1].

В результате проведенного палинологического анализа в пробах была диагностирована пыльца различных древесно-кустарниковых и травянисто-кустарничковых растений. Споры в палиноспектрах не обнаружены. Среди деревьев выделены пыльцевые зерна хвойных – сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), вечнозеленых – дуб каменный (*Quercus ilex*) и широколиственных пород – клен (*Acer* sp.), лещина (*Corylus* sp.), дзельква (*Zelkova* sp.) и дуб черешчатый (*Quercus robur*). Среди кустарников отмечена пыльца фисташки (*Pistacia* sp.), ивы (*Salix* sp.) и розоцветных (Rosaceae). Травы представлены злаками (Poaceae), маревыми (Chenopodiaceae(=Amaranthaceae)), полынями (*Artemisia* sp.), разнотравьем в виде сложноцветных (Asteroideae и Cichorioideae), губоцветных (Lamiaceae) и гречишных (Polygonaceae), а также водными растениями (*Typha* sp.).

Благодаря рекогносцировочным исследованиям установлена очень низкая насыщенность пылью нижней части палеопочвы 2 (СП 4–9) и выделено высокое содержание палиноморф в ее верхней части (СП 1–2). Предположительно, нижняя часть отложений может быть сопоставлена с переходной зоной от МИС 7 к МИС 6, а верхняя – с МИС 6.

Несмотря на единичные находки пыльцы в пробах из нижней части разреза нам удалось обозначить общие тенденции смены растительных сообществ побережья и изменения климатических обстановок в изучаемый промежуток времени. В начальный период в прибрежной зоне, вероятно, были распространены лесные и лесостепные ландшафты в условиях средиземноморского климата (СП 7 и 9). Затем вечнозеленые дубовые леса сменились на хвойно-широколиственные листопадные, а на открытых территориях стали распространяться злаково-разнотравные и полынно-маревые ассоциации. Климат стал прохладнее (СП 5). Позже на смену лесостепям приходят безлесные пространства, занятые луговыми сообществами. В составе разнотравья доминировали сложноцветные. Климатическая обстановка продолжала ухудшаться – шло дальнейшее похолодание (СП 4).

На основе палиноспектров, полученных из верхней части слоя палеопочвы 2, удалось восстановить широкое распространение пойменных ивовых лесов (СП 2), которые затем опять сменились на открытые пространства с луговым разнотравьем, где также, как и раньше доминировали сложноцветные (СП 1). Климат в это время был прохладным и умеренно влажным. Наличие единичной пыльцы широколиственных деревьев (дзельква и дуб черешчатый) свидетельствует о начале потепления климата.

Поездка в Марокко организована профессором Jean-Pierre Lefort (UMR 6566 CReAAN «Centre de Recherche en Archéologie, Archéosciences, Histoire», Университет г. Рен, Франция) в рамках сотрудничества с Институтом геологии УФИЦ РАН и Университетом Рабата (University of Rabat Mohammed V, Faculty of Science) и с профессором Naïma Hamouti (naïmahamouti@yahoo.fr). Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы № FMRS-2022-0010.

Список литературы

1. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз. 1948. С. 127–136.
2. Barton R.N.E., Bouzouggar A., Collcutt S.N., Schwenninger J.-L., Clarck-Balzan L. OSL dating of the Aterian levels at Dar es-Soltan I (Rabat, Morocco) and implications for the dispersal of modern *Homo sapiens* // *Quaternary Science Reviews*, 28, 2009. P. 1914–1931. doi:10.1016/j.quascirev.2009.03.010
3. Chahid D., Boudad L., Lenoble A., Lamothe M., Chakroun A., Falgueres C., Nespoulet R. Les paléorivages des formations littorales atlantiques du Pléistocène moyen–supérieur de Rabat-Témara (Maroc) // *L'Anthropologie*, 121 (1–2), 2017. P. 122–132. DOI: 10.1016/j.anthro.2017.03.012
4. Chahid D., Boudad L., Lenoble A., Lamothe M., Chakroun A., Oujaa A., Nespoulet R., El Hajraoui M.A. New lithostratigraphic and chronostratigraphic data for the fossil human skull-bearing eolianite of Rabat-Kebibat (Morocco). Nouvelles données lithostratigraphiques et chronostratigraphiques de l'éolianite à crâne humain fossile de Rabat-Kebibat (Maroc) // *Quaternaire*, 31 (3), 2020. P. 249–261. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.14287>
5. Chakroun A., Chahid D., Boudad L., Campmas E., Lenoble A., Nespoulet R., El Hajraoui M.A. The Pleistocene of Rabat (Morocco): Mollusks, Coastal Environments and Human Behavior // *African Archaeological Review*, 34, 2017. P. 493–510. <https://doi.org/10.1007/s10437-017-9279-6>

БИРЬЯНСКИЕ АРКОЗЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИКИ ДЛЯ НИХ: НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

А.В. Маслов

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: amas2004@mail.ru

В стратотипическом разрезе рифея на западном склоне Южного Урала на двух уровнях – в основании бурзянской серии (липовская подсвита айской свиты) и в основании каратауской серии (бирьянская подсвита зильмердакской свиты. Речь в нашей заметке пойдет как раз о последних) присутствуют аркозовые и близкие к ним по составу песчаники, рассматривающиеся соответственно как нижне- и верхнерифейский аркозовые комплексы [3]. Известно, что аркозы – это специфический класс песчаников, состоящих преимущественно из кварца и калиевых полевых шпатов, и предположительно образующихся при разрушении гранитов и сходных с ними по составу пород [5, 1, 6 и др.].

В середине 1960-х гг. Г.Н. Акимова (ВСЕГЕИ) на основании массовых замеров ориентировки индикаторов палеотечений в песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты показала, что источники кластики для них располагались на территории Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (Волго-Уралии). По современным данным в центральной части Волго-Уралии в Средневожском мегаблоке распространены метаосадочные, в том числе Fe-кварциты, и подчиненные им метамагматические гранулиты архея. Здесь известны также чарнокиты и гранитоиды, в т. ч. монцонитовые и эндербиты. Есть интрузии перидотитов, габбро-анортозитов и анортозитов. В Токмовском мегаблоке среди ТТГ-гранитоидов присутствуют метакоматииты, метагабброиды, метабазальты и метатифы, а также Fe-кварциты. Коллизия названных мегаблоков (2.73...2.70 млрд лет назад) привела к становлению многочисленных тел эндербито-гнейсов, основных гранулитов, эцлогитоподобных пород, амфиболитов, Amf-Vt-гнейсов и парагнейсов. С этим событием связано также плавление коры обоих мегаблоков и массовая генерация гранитоидов. Как видно из приведенных данных, граниты на территории Волго-Уралии есть, но вопрос о конкретных областях сноса и комплексах пород, служивших в начале позднего рифея источниками громадного объема аркозовой кластики, постулавшей на восток Волго-Уралии, все еще не нашел удовлетворительного ответа. В то же время, располагая сведениями о содержании в аркозовых песчаниках и ассоциирующих с ними тонкозернистых обломочных породах (глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах) породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов, можно попытаться реконструировать с той или иной долей вероятности природу гранитов, поставлявших обломочный материала для верхнерифейского аркозового комплекса, и, тем самым, определить те рамки, в которых можно продолжать исследования далее.

Верхнерифейский аркозовый комплекс Южного Урала представлен преимущественно аркозовыми и субаркозовыми песчаниками бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, среди которых можно видеть также алевролиты и глинистые сланцы. Постседиментационные преобразования песчаников соответствуют в основном глубинному катагенезу, что предполагает достаточное сходство между их составом и составом исходных осадков. Максимумы на графике распределения плотности вероятности U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона, выделенных из песчаников верхнерифейского аркозового комплекса, имеют значения 3043, 2814, 2685, 2094, 2049, 2040, 1989, 1835, 1786 (данный пик образован максимальным количеством датировок), 1640, 1590, 1538, 1504, 1474, 1390, 1338, 1237, 1170 и 1054 млн лет. Это показывает, что в формировании песчаников участвовал весьма пестрый по возрасту спектр источников, или же какая-то часть кристаллов является многократно переотложенной. Тонкозернистые обломочные породы, ассоциирующие с песчаниками сложены иллитом, присутствуют в них также обломочный мусковит и мелкоалевритовые

зерна кварца и полевых шпатов. Распределение фигуративных точек песчаников и глинистых пород на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc показывает, что они сложены преимущественно петрогенным материалом 1го седиментационного цикла. Это позволяет использовать их литогеохимические особенности для решения стоящей перед нами задачи.

Выполненный нами анализ распределения фигуративных точек аркозовых песчаников и тонкозернистых обломочных пород на ряде дискриминантных диаграмм (рис. 1) позволяет сделать вывод, что основными источниками кластики для верхнерифейского аркозового комплекса выступали граниты вулканических дуг (VAG) и коллизионные (COLG). Возможно, среди них были также и внутриплитные граниты (WPG), что достаточно хорошо видно на большинстве диаграмм Дж. Пирса с соавторами [7], а также на диаграммах Hf–Rb–Ta и Zr–(Nb/Zr)_{PM}. По своим петрогеохимическим характеристикам эти граниты могли принадлежать к щелочным и магнезиальным разностям и были близки к S-гранитам. В пользу такого предположения возможно говорит и свойственный аркозовым песчаникам бирьянской подсветы широкий спектр U-Th-U-изотопных возрастов присутствующего в них обломочного циркона. Все сказанное, хотя и не дает представления о конкретных массивах и районах их былого распространения, позволяет детализировать информацию о возможной природе гранитов-источников кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала [2].

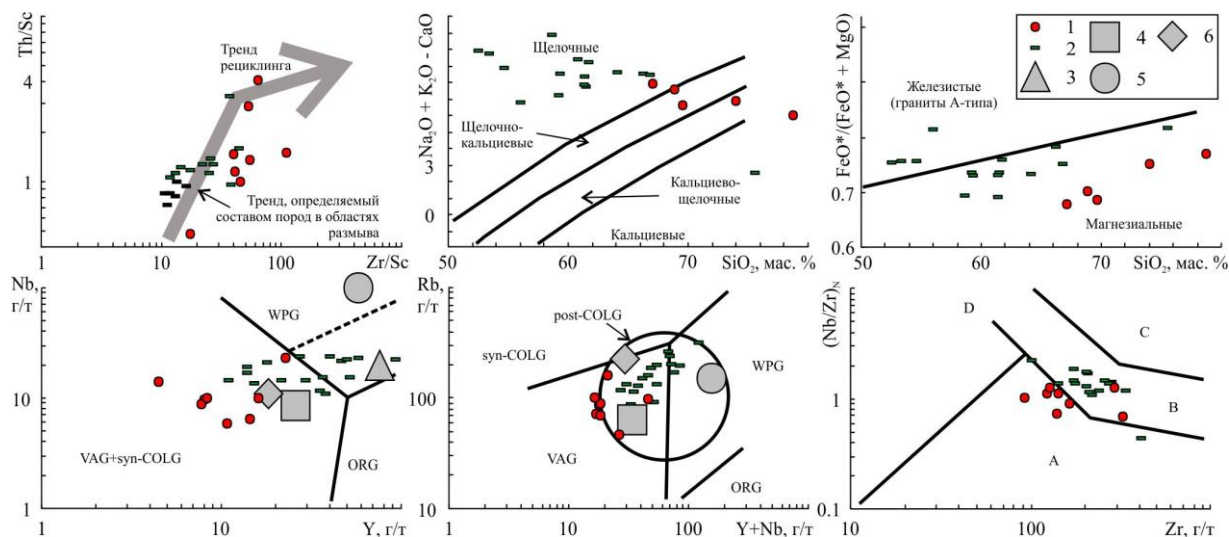


Рис. 1. Распределение точек состава песчаников (1) и глинистых пород (2) верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала на ряде дискриминантных диаграмм.

Средние точки состава гранитов, по [7]: 3 – океанических хребтов; 4 – вулканических дуг; 5 – внутриплитных; 6 – коллизионных

Не всеми, однако, эти выводы были встречены положительно, т. к. по мнению ряда специалистов к настоящему времени имеется огромное количество фактов, что геохимически, и как казалось «геодинамически» разные гранитоиды формируются одновременно в пределах относительно небольших сегментов земной коры. Более того, разные типы гранитоидов (S, I и A) слагают единые батолиты, разделяясь на интрузивные фазы. Иначе говоря, они формировались в одно время и в одном месте. Кроме того, стало понятно, что даже такие «узнаваемые» гранитоиды, как А-граниты установлены практически во всех типах геодинамических обстановок, кроме офиолитов (океанической коры), хотя первоначально были выделены как анорогенные. Что уж говорить о наиболее распространенных типах гранитоидов! Геодинамическая природа конкретных гранитоидных массивов или целых ареалов гранитоидного магматизма дискутируется десятилетиями. Единство взглядов – редкое исключение. Иначе говоря, даже изучая собственно граниты, а не трансформированные

продукты их разрушения, возникают разные точки зрения. Более того, геохимические характеристики пород, в частности гранитоидов, в большей мере отражают состав источников, а не геодинамические обстановки, хотя понятно, что источники опосредованно связаны с геодинамическими условиями проявления магматизма. Кроме того, т. н. дискриминантные диаграммы, можно использовать лишь как вспомогательный инструмент для идентификации геодинамических обстановок. Отмечалось также, что реконструируя возможные типы гранитоидов, поставивших кластику для аркозов верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала, автор отмечает, что: «...основными поставщиками обломочного материала для верхнерифейского аркозового комплекса [...] могли выступать граниты вулканических дуг и коллизионные. Возможно, среди них были также и внутриплитные граниты». Вопрос простой: в каких еще геодинамических обстановках образуются граниты? Плагииграниты в офиолитовых комплексах можно не рассматривать, т. к. объем их очень мал. Представляется, что «разрешающая способность» предлагаемого подхода заканчивается на том, что аркозы – это продукт разрушения гранитов (в широком смысле этого термина) и детализировать этот вывод – какие граниты, предлагаемым способом невозможно.

В целом, однако, несмотря на скептическое отношение к описанному подходу ряда специалистов, писавших иногда прямо, что «Предлагаемый [...] подход имеет право на жизнь, но я его не разделяю, поэтому не могу рекомендовать [...] к публикации», идея оценки «геодинамической природы» гранитов-возможных источников алюмосиликокластики по литогеохимическим характеристикам аркозов представляется нам достаточно интересной.

Далее мы рассмотрим ряд литературных примеров, в которых современные аркозовые пески (приведена лишь минимальная информация. Более полные данные можно найти в работе [4]) имеют достаточно определенные источники сноса, сложенные преимущественно гранитоидами. Основная цель – установить насколько геохимические характеристики гранитоидов транслируются в осадочные образования первого седиментационного цикла.

Так, современные осадки (пески и алевриты) небольших рек, дренирующих западные области калифорнийского батолита Сьерра-Невада (монцонитаы и гранодиориты) сложены кварцем, плагноклазом и калиевым полевым шпатом. Глинистые минералы в пелитовых осадках – иллит и смектит, подчиненную роль играет хлорит. Породы центральной части батолита относятся к I-типу. На диаграмме $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) - (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ точки гранитов присутствуют во всех трех ее полях, а точки песков, в том числе и аркозовых, в полях гранитов I- и S-типов. Напротив, на диаграммах $(Y + Nb) - Rb$ и $Y - Nb$ наблюдается практически полное перекрытие областей точек песков и гранитоидов (рис. 2). На первом графике и те и другие сосредоточены в поле VAG, на втором – в поле VAG + syn-COLG. Следовательно, геохимические особенности песков в рассматриваемом примере наследуют геохимические характеристики гранитоидов, за счет размыва которых они сформированы.

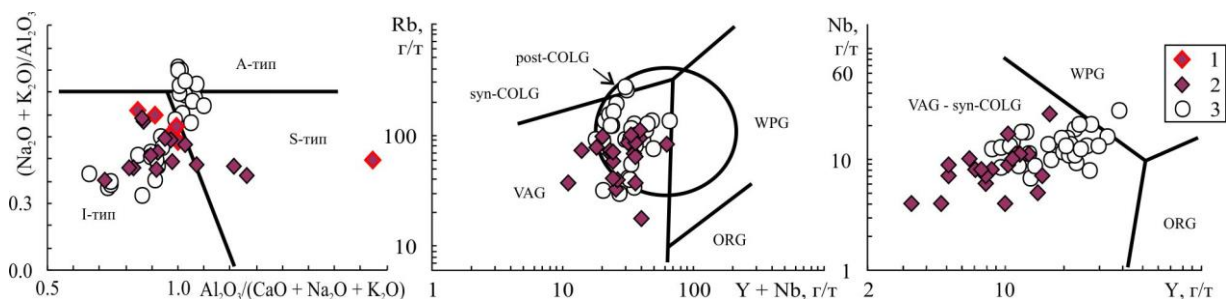


Рис. 2. Распределение фигуративных точек песков рек, текущих на запад от батолита Сьерра-Невада на некоторых дискриминантных диаграммах.

1 – аркозовые пески; 2 – пески, ассоциирующие с аркозовыми; 3 – гранитоиды батолита Сьерра-Невада

Влекомый материал р. Хулар (шт. Мадхья-Прадеш, Индия) представлен в основном грубой песчаной аркозовой фракцией. Источниками его являются преимущественно архейские гранитоиды кратона Бунделкхан. Геохимические и геохронологические исследования различных фаз гранитоидов Бунделкхан позволили установить, что они формировались в островодужных (VAG) обстановках 2.58–2.49 млрд лет назад. Некоторые же неархейские граниты принадлежат подгруппе A₂. На дискриминантных диаграммах подавляющее большинство их точек тяготеет к полю WPG. По соотношению Zr, Sc и Th пески р. Хулар сложены и петрогенным и рециклированным материалом. Совокупность их фигуративных точек на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc образует область, практически полностью перекрывающуюся с областью точек гранодиоритов, гранитов, гнейсов и кислых вулканитов кратона Бунделкхан. На диаграмме (Y + Nb)–Rb точки песков локализованы в поле VAG; здесь же сосредоточена подавляющая часть точек магматических пород-предполагаемых прототипов источников кластики для них (рис. 3). На графике Y–Nb точки состава песков расположены в поле VAG + syn-COLG. В нем же в основном находятся фигуративные точки гранодиоритовых гнейсов, гранитоидов, кислых вулканитов и неархейских гранитоидов кратона Бунделкхан. Это дает основание считать, что сходные с ними по составу образования и являлись источниками кластики для песков р. Хулар. На диаграмме 10⁴*Ga/Al–Zr точки песков расположены в поле I- и S-типов гранитов, тогда как точки возможных прототипов источников кластики для них можно видеть и в названных полях и в поле гранитов А-типа. Все это в целом позволяет считать, что состав аркозовых песков р. Хулар хорошо отражает геохимические особенности прототипов источников кластики, которыми выступали гранитоиды надсубдукционных и синколлизийных обстановок.

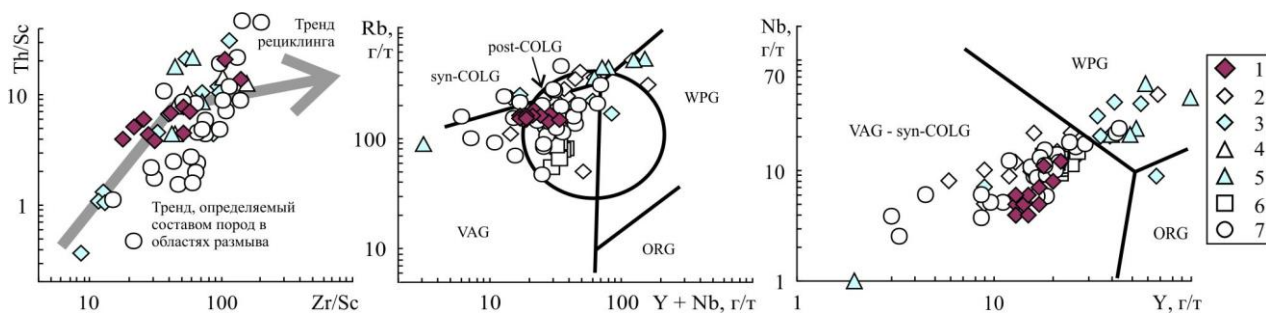


Рис. 3. Положение фигуративных точек песков, образованных за счет размыва гранитов кратона Бунделкхан, на ряде дискриминантных диаграмм.

1 – пески р. Хулар; 2–7 – различные типы гранитоидов-источников обломочного материала (гранодиоритовые гнейсы, граниты, гранодиориты, гнейсы, кислые вулканиты)

Современные пески близкого к аркозовому состава распространены и на пляжах восточного побережья Калифорнийского залива на северо-западе Мексики. Состав минералов тяжелой фракции, соотношение редких и рассеянных элементов (La/Sc, Th/Sc, La/Co и др.), а также распределение РЗЭ свидетельствуют о преобладании среди источников названных песков кислых магматических пород. Соотношение в песках таких индикаторных отношений как Zr/Sc и Th/Sc показывает, что они сложены материалом первого седиментационного цикла. Источниками его являлись кислые магматические породы, что следует из характерных для песков высоких величин Th/Sc и низких Cr/Th. В рассматриваемом районе идентифицировано два возможных источника аркозовой кластики. Это пермо-триасовые гранитоиды в северо-западной части шт. Сонора (гранодиориты и кварцевые монцодиориты, монцограниты, монцодиориты, кварцевые сиениты и монзониты). На диаграмме Y–Nb их точки состава локализованы в поле VAG. На диаграмме 10⁴*Ga/Al–Zr они расположены в полях M-, I- и S-гранитов. Второй источник – ларамийские гранитоиды – кварцевые диориты, граниты и гранодиориты. На диаграмме (Y + Nb)–Rb их фигуративные точки локализованы в поле VAG.

На диаграмме $(Y + Nb)–Rb$ точки состава и песков и предполагаемых прототипов источников слагающей их кластики сосредоточены в поле VAG, но можно заметить, что между областями точек песков и такими возможными источниками как гранитоиды, лейкократовые гранитоиды и пегматиты-аплиты лейкократовые, существует почти полное перекрытие, тогда как между областями точек песков и “северными”, “центральными” и “южными” гранитами ларамийского пояса северо-западной Мексики оно отсутствует. Еще более интересную картину можно видеть на графике $Y–Nb$. Здесь распределение точек пляжевых песков окрестностей Пуэрто-Пеньяско существенно не отличается от распределения фигуративных точек пермо-триасовых гранитоидов, тогда как точки пляжевых песков из районов Десембок и Баия Кино тяготеют к области точек ларамийских гранитоидов. Подавляющее большинство точек состава и песков и гранитоидов сосредоточено в поле VAG + syn-COLG, а часть точек ларамийских магматических образований есть и в поле WPG (рис. 4). Все это показывает, что геохимические характеристики аркозовых и близких к ним песков пляжей Калифорнийского залива хорошо отражают специфику предполагаемых прототипов-источников слагающей их кластики.

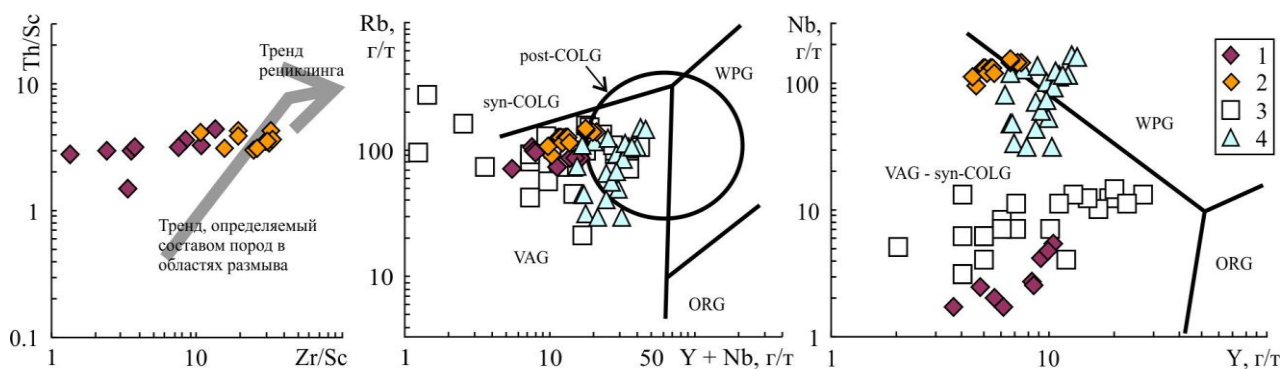


Рис. 4. Положение фигуративных точек песков Калифорнийского залива и предполагаемых прототипов источников кластики для них на некоторых дискриминантных диаграммах.

- 1 – пески района Пуэрто-Пеньяско; 2 – пески окрестностей Десембок и Баия Кино; 3 – пермо-триасовые гранитоиды, лейкократовые гранитоиды и пегматиты-аплиты; 4 – ларамийские гранитоиды

Все сказанное выше дает основание предполагать, что литогеохимические характеристики аркозовых песчаников, являющихся почти всегда породами первого седиментационного цикла, позволяют более или менее уверенно судить о возможной “геодинамической природе” кислых изверженных пород-источников слагающего их обломочного материала.

Можно предполагать, что более достоверные выводы мы получаем при анализе собственных аркозам содержания и соотношений высокозарядных элементов, тогда как содержания и соотношения основных породообразующих оксидов дают менее корректную информацию в силу известных трансформаций кластики на путях переноса и влияния собственных им в определенных ситуациях повышенных концентраций оксидов кальция и магния.

Таким образом, можно все же считать, что сделанные ранее [2] выводы о возможной природе гранитов-источников обломочного материала для песчаников верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала имеют право на существование.

Список литературы

1. Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. М.: Научный мир, 2011. 360 с.
2. Маслов А.В. Источники кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала: некоторые геохимические ограничения // Геохимия. 2022. Т. 67. № 11. С. 1124–1141.
3. Маслов А.В. Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 4. С. 29–42.
4. Маслов А.В., Подковыров В.Н. К литогеохимической реконструкции возможных «геодинамических» типов гранитов-источников обломочного материала аркозов // Геохимия. В печати.
5. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
6. Япаскурт О.В. Литология. М.: ИНФРА-М, 2016. 359 с.
7. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. No 4. P. 956–983.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ ПЕРМСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В РАЗРЕЗЕ АКОБИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)

Н.К. Николенко^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

e-mail: nata2001nik@gmail.com

В 2006 году в южной части Предуральяского прогиба было открыто Акобинское месторождение, расположенное под Сагарчинской соляной грядой [0]. Наибольший интерес представляют отложения башкирского яруса среднего карбона, к которым приурочена газоконденсатная залежь [0]. Было установлено, что они формировались в обстановках мелководной карбонатной платформы с активной гидродинамикой среды седиментации [0 и др.], а их коллекторские свойства определяются наложенными процессами выщелачивания компонентов пород [0, 0]. Вышележащие отложения пермского и мезозойско-кайнозойского возраста не являются продуктивными и исследованы менее детально, однако их изучение также имеет значение для общего понимания развития Акобинской структуры и реконструкции обстановок осадконакопления.

Ассельско-артинские отложения слагают разрез депрессионного типа. В частности, ассельский ярус представлен глинисто-карбонатными отложениями, характеризующимися мелкоритмичным переслаиванием различных типов известняков, доломитов, мергелей и аргиллитов с тонкими прослоями силицитов. В нижней части разреза преобладают тёмно-серые до чёрных аргиллиты и битуминозно-глинистые доломито-известковые породы, выше по разрезу – известняки микрозернистые и полидетритовые [0]. Рассмотрим некоторые особенности литологии карбонатных отложений ассельского яруса (из интервала глубин 5192–5211 м по стволу скв. 172) на примере образца с глубины 5199 м, из которого изготовлено два шлифа.

Описание. Образец (рис. 1) представляет собой тёмно-серый доломитизированный известняк, слоистый до массивного, с микрозернистой основной массой и рассеянными разноразмерными биокластами, среди которых наиболее распространены криноидеи и мшанки. Сортировка обломков плохая, наблюдаются крупные разноориентированные членики криноидей размером до 4х8 мм. Присутствуют фрагменты мшанок плохой сохранности размером до 30х40мм.

а



б



Рис. 1. Образец известняка ассельского яруса: а – вид на поверхность наслоения, б – спил вкрест наслоения (масштаб – 1 см)

Микроскопические исследования показывают, что известняк представлен вакстоуном, участками до флаутстоуна, доля слабо перекристаллизованного матрикса составляет до 35%, форменных элементов – около 40%. При этом доля доломита варьирует в пределах 20–25%.

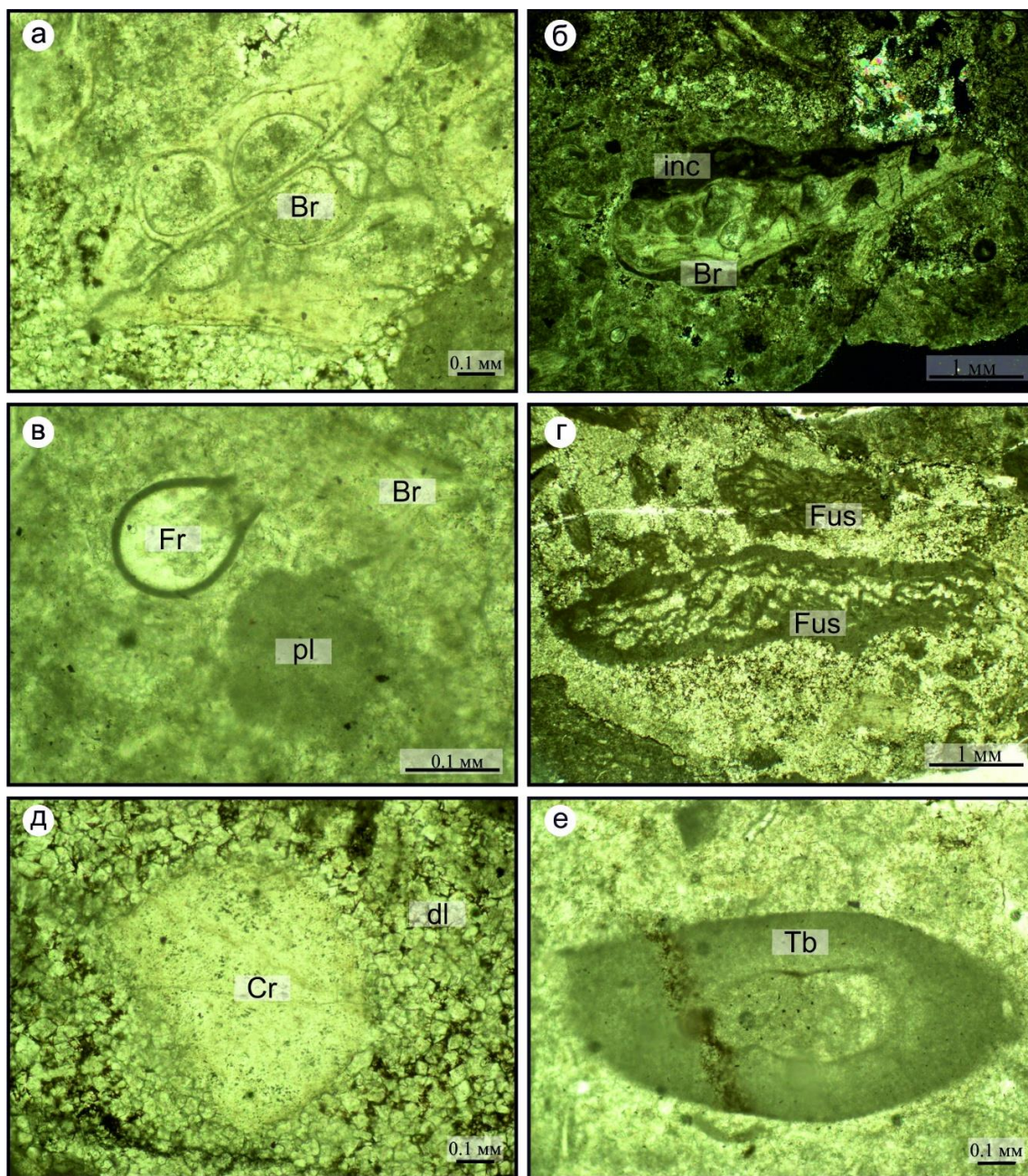


Рис. 2. Основные структурные компоненты в изученном образце: а – мшанка с пустотами, выполненными криптозернистым илом и микрокристаллическим цементом, б – фрагмент мшанки, инкрустированной кальцимикробами, в – небольшой обломок мшанки, однокамерная прикрепляющаяся фораминифера и пелоид в окружении слабо перекристаллизованного матрикса, г – многокамерные фораминиферы, частично и неравномерно доломитизированные, д – обломок криноидеи в окружении доломитовой массы, е – поперечное сечение Tubiphytes. Рис. 2а, 2в–2е – николи параллельны, 2б – николи скрещены. Условные обозначения: биокласты: Br – мшанки, Cr – криноидеи, Fus – фузулиниды, Fr – однокамерные фораминиферы, Tb – тубифитесы, inc – инкрустирующие кальцимикробы; прочие компоненты: pl – пелоиды, dl – доломит, anh – ангидрит, st – стилолиты, cv – каверны, om – битумы

Главными форменными элементами в рассматриваемом образце являются обломки мшанок (14-15%) (рис. 2а, рис. 2б, рис. 2в), раковины многокамерных фораминифер – фузулинид (в среднем 16–17% от площади шлифа) (рис. 2г), фрагменты иглокожих (в том числе членики криноидей, 6%) (рис. 2д) и остатки проблематичных организмов – тубифитесов (3%) (рис. 2е). Реже (доли процента) встречаются обломки раковин брахиопод, однокамерные фораминиферы, неопределимые фрагменты других организмов (детрит). Присутствуют также пелоиды (порядка 1%) округлой формы с размерами в среднем до 0,2мм (см. рис. 2в). Не очень высокая доля члеников криноидей по сравнению с образцом в целом объясняется их избеганием при изготовлении шлифов (из-за больших размеров). На некоторых обломках, например, биокластах мшанок, наблюдаются инкрустации в виде корок пелитоморфного кальцита с пузыревидными структурами неясного генезиса (см. рис. 2б). Сортировка частиц плохая, ориентировка беспорядочная. Контакты между зёрнами точечные или отсутствуют.

Основная масса (видоизменённый карбонатный ил) микрозернистая, иногда до пелитоморфной, неотчётливо комковатая, как правило, слабо перекристаллизованная. Цемент поровый микрокристаллический кальцитовый, наблюдается только внутри биокластов – в камерах фораминифер и мшанок (менее 1%). Поры не обнаружены.

Для породы характерны интенсивная неравномерная доломитизация, проявленная главным образом по основной массе, в меньшей степени по форменным элементам, например, раковинам фузулинид (рис. 3а, 3б, 3в, см. рис. 2г). Доломит микрокристаллический, реже до тонкокристаллического, кристаллы субидiomорфные (ромбоэдрические), их размер достигает 0,05x0,1 мм. Менее 30% кристаллов имеют выраженные грани. Доломит нередко ассоциирует со стилолитовыми швами. Судя по взаимоотношениям этих компонентов, последние могли служить как проводником флюидов, так и флюидоупором (в случае если они разделяют участки мозаичного доломита и реликтовой основной массы) (см. рис. 3б, 3в). Стилолиты прерывистые, извилистого характера, зубчатые, местами ступенеобразные, ориентированы косо по отношению к наслоению (секущие). Толщина швов составляет до 0,04 мм, амплитуда зубцов – до 0,3 мм. Стилолиты заполнены чёрным тонкодисперсным веществом – органическим (битумным?), возможно, в ассоциации с глинистым материалом.

Встречаются неравномерно распределённые каверны (микрокаверны) размером до 0,4x0,7 мм, выполненные по периферии микрокристаллическим карбонатом (доломитом и/или кальцитом) и заполненные битумным веществом (рис. 3г).

Ангидрит распределён неравномерно (в среднем до 3%) и представлен как отдельными таблитчатыми вкрапленниками размером до 0,5мм, так и стяжениями размером до 5 мм, состоящими из плотных скоплений разноразмерных кристаллов (рис. 3д, 3е).

Интерпретация. Структура породы (вакстоун, участками до флаутстоуна), различный размер обломочных частиц и значительное количество известкового ила –35% (если не учитывать долю доломита, то заметно больше) при незначительном количестве первичного цемента (обнаруживающегося только в пустотах) – указывают на формирование отложений в относительно глубоководных обстановках передового склона карбонатной платформы в условиях низкой гидродинамики. Известно, что фузулинидово-мшанково-криноидные известняки характерны для ассельского яруса Оренбургского Приуралья [0]. Установлено также, что на восточной и южной окраинах карбонатной платформы (шиханский горизонт ассельского яруса в современной структуре Соль-Илецкого свода) в то время располагались органогенные постройки, каркас которых состоял из тубифитесов, а свободное пространство было заселено мшанками, криноидеями, кораллами и брахиоподами [0; 0]. Таким образом, можно предполагать, что охарактеризованные выше отложения формировались при разрушении данных построек. Комплекс форменных элементов в описанном образце не противоречит такой интерпретации.

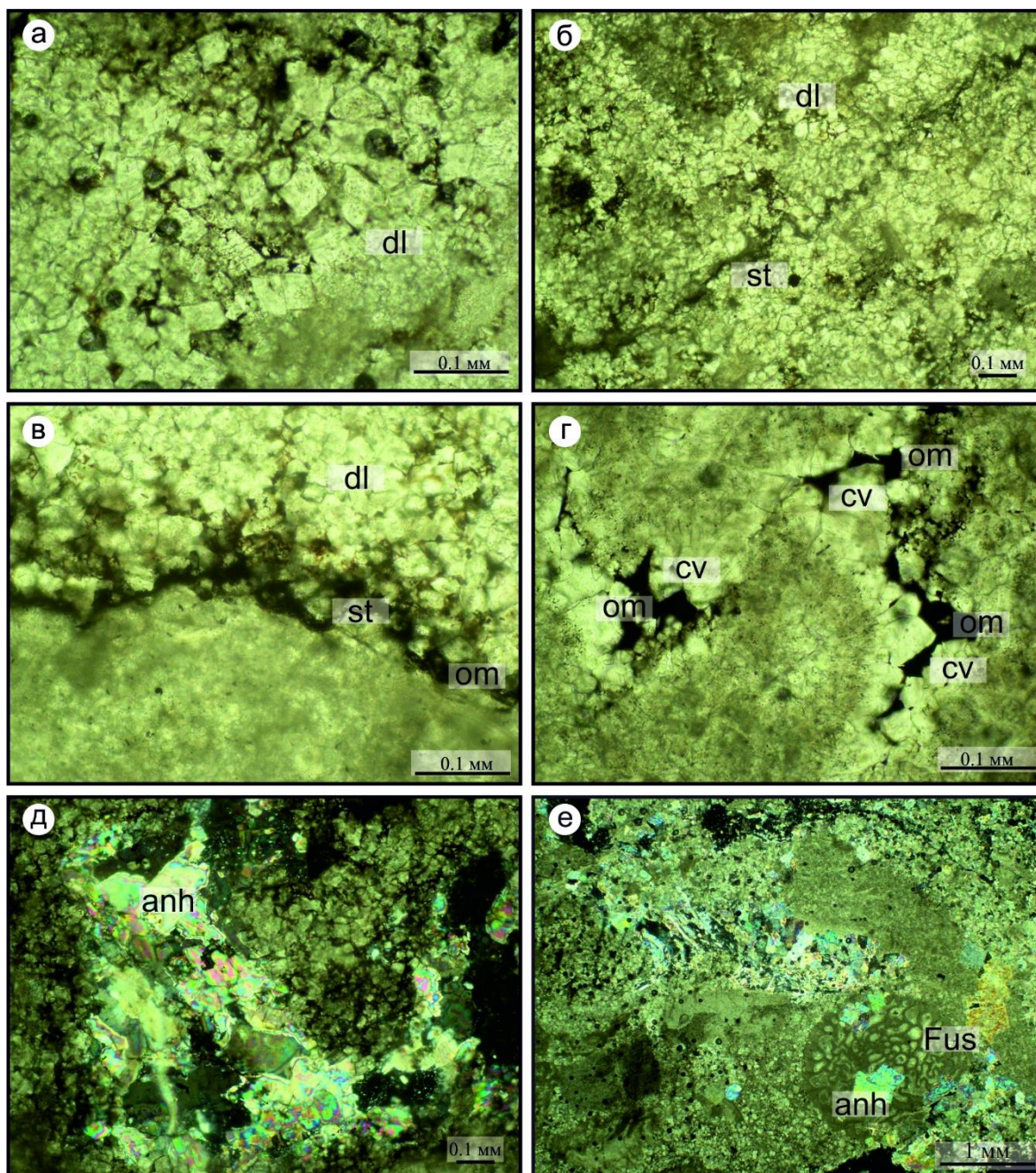


Рис. 3. Постседиментационные преобразования известняков: а – ромбоэдрический доломит в основной массе, б – доломитизированные участки в ассоциации со стилолитами, в – стилолитовый шов, разделяющий реликтовые (слабо перекристаллизованную основную массу) и доломитизированные участки, г – микрокаверны, выполненные светлым кристаллическим карбонатом и тёмным битумным веществом, д – неоднородное стяжение ангидрита, состоящее из множества разноразмерных кристаллов, е – стяжение (слева сверху) и отдельные таблитчатые вкрапленники сульфатов (справа внизу, приурочены к раковине фораминиферы). Рис. 3а–3г – николи параллельны, 3д, 3е – николи скрещены. Условные обозначения – см. рис. 2.

Неравномерная слабая перекристаллизация основной массы затрудняет диагностику первичной структуры. Тем не менее, отсутствие явно выраженного спаритового цемента между форменными элементами позволяет относить породы к вакстоунам и флаутстоунам. Субидiomорфный характер кристаллов доломита говорит об его вторичной (наложенной) природе. Метасоматическое замещение кальцита доломитом, по-видимому, привело к

образованию палеокаверн. Предполагается, что поступление сульфатов в породы происходило по стилолитовым швам вследствие их перераспределения из более мелководных отложений. На поздний генезис ангидрита указывает его коррозионный характер по отношению как к основной массе, так и к форменным элементам. В целом, перекристаллизация основной массы, интенсивная доломитизация, сульфатизация и образование разноориентированных стилолитов свидетельствуют о достаточно высокой степени преобразования известняков – возможно, о позднем катагенезе. Битумное вещество внутри мелких каверн является индикатором бывшего присутствия жидких углеводородов (вероятнее всего, их скоплений в виде залежей, которые позднее были разрушены) в отложениях.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Список литературы

1. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М., Ефимов А.Г. Роль разломно-блоковой тектоники в формировании залежей углеводородов в подсолевых отложениях палеозоя на юге Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа. 2013. №2. С. 22-33.
2. Горожанина Е.Н., Побережский С.М., Горожанин В.М., Ефимов А.Г. Нижнепермские рифы в структуре юга Предуральяского прогиба и Северного Прикаспия (по сейсмическим и скважинным данным) // Рифы и карбонатные псефитолиты. Материалы Всероссийского литологического совещания, 5–7 июля 2010 г., Сыктывкар, Республика Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 56–58.
3. Данилова Е.А. Перспективы нефтегазоносности приразломных зон трещиноватости Оренбургского Приуралья. Дисс. на соискание уч. ст. к.г.-м.н. Оренбург, 2020. 161 с.
4. Днистрянский В.И., Галимов А.Г., Пиманова З.В., Панфилова В.Б., Никулина О.П., Кондратенко В.Ф. Стратиграфическое расчленение и литолого-фациальные особенности подсолевых отложений Акобинского газоконденсатного месторождения (Оренбургская область) // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2008. № 9. С. 35-38.
5. Канипова З.А., Горожанина Е.Н., Кулагина Е.И., Горожанин В.М. Эпигенез и коллекторские свойства пород башкирского яруса среднего карбона Акобинского газоконденсатного месторождения // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Мат-лы и доклады. 10-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С.114–116.
6. Кулагина Е.И., Горожанина Е.Н. Фораминиферы и фации башкирского яруса (средний карбон) южной части Предуральяского прогиба. Труды XVII Всероссийского микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы» (Казань, 24–29 сентября 2018 г.). М.: ПИН РАН, 2018. С. 65–69.
7. Филимонова Т.В., Горожанина Е.Н., Исакова Т.Н., Горожанин В.М. Приуральский отдел пермской системы юго-восточной части Соль-Илецкого свода: биостратиграфия и литолого-фациальные особенности. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 17–42.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕВАЛОКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

В. Н. Паньков

Геологический институт РАН, Москва
e-mail: pankov.vladimir.2002@yandex.ru

Макроскопические палеонтологические остатки ископаемой летописи верхнего докембрия (венда/эдиакария) широко распространены и детально изучены в обрамлении Восточно-Европейской платформы от Юго-Восточного Беломорья до Южного Урала. Тем не менее, среди них до сих пор остаются малоизученными разнообразные уплощенные углефицированные макроостатки, и вопрос об их природе вызывает неподдельный интерес исследователей. В августе 2022 г. при непосредственном участии автора были проведены полевые исследования перевалокской свиты сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий), наиболее представительные разрезы которой вскрыты на левом берегу в скале Крутая Гора среднего течения р. Усьва, Пермский край (рис. 1).

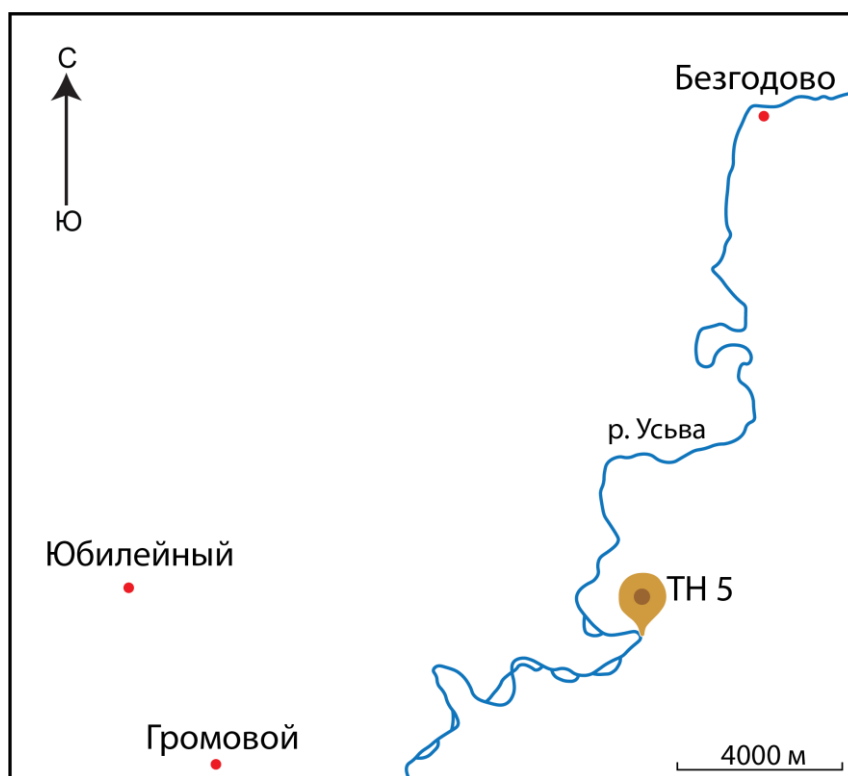


Рис. 1. Схематическая карта расположения местонахождения углефицированных остатков из обнажения Крутая гора на р. Усьва, Пермский край (отмечено на карте желтым маркером)

Ранее предыдущими исследователями из этого местонахождения были обнаружены углефицированные остатки, интерпретированные как ископаемые сообщества макроскопических эукариотических водорослей с неясным систематическим положением [1, 2]. В составе ориктоценоза перевалокской свиты ими были выделены несколько морфогрупп: ланцетовидные, лентовидные, нитевидные, уплощенные остатки буваловидной формы, дисковидные тела, а также крючковидные и подковообразные изогнутые уплощенные цилиндрические формы.

В 2022 году во время полевого исследования обнажения Крутая гора был отобран комплекс разнообразных уплощенных углефицированных остатков, в числе которых оказались как ранее известные находки, так и новые. В результате морфологического анализа новой коллекции автором были выделены несколько морфологических групп углефицированных остатков:

1. Изогнутые — уплощенные остатки размером от 0,5 см до 2-3 см, спиральнозавитые, а также имеющие крючковидные и подковообразные формы (рис. 2А, В);

2. Вытянутые пятнистые — уплощенные остатки вытянутой лепесткообразной формы, длиной от 1 см до 5-6 см, шириной до 1,5-2 см, тела которых неравномерно сохранены и напоминают пятна размытой акварели (рис. 2С);

3. Удлиненные — уплощенные остатки лентовидной формы, длиной до 6-7 см, шириной до 0,8 см. Остатки данной группы имеют буваловидную вытянутую форму, некоторые имеют округлые выросты на теле, напоминающие почки, и незначительные изгибы (рис. 2D);

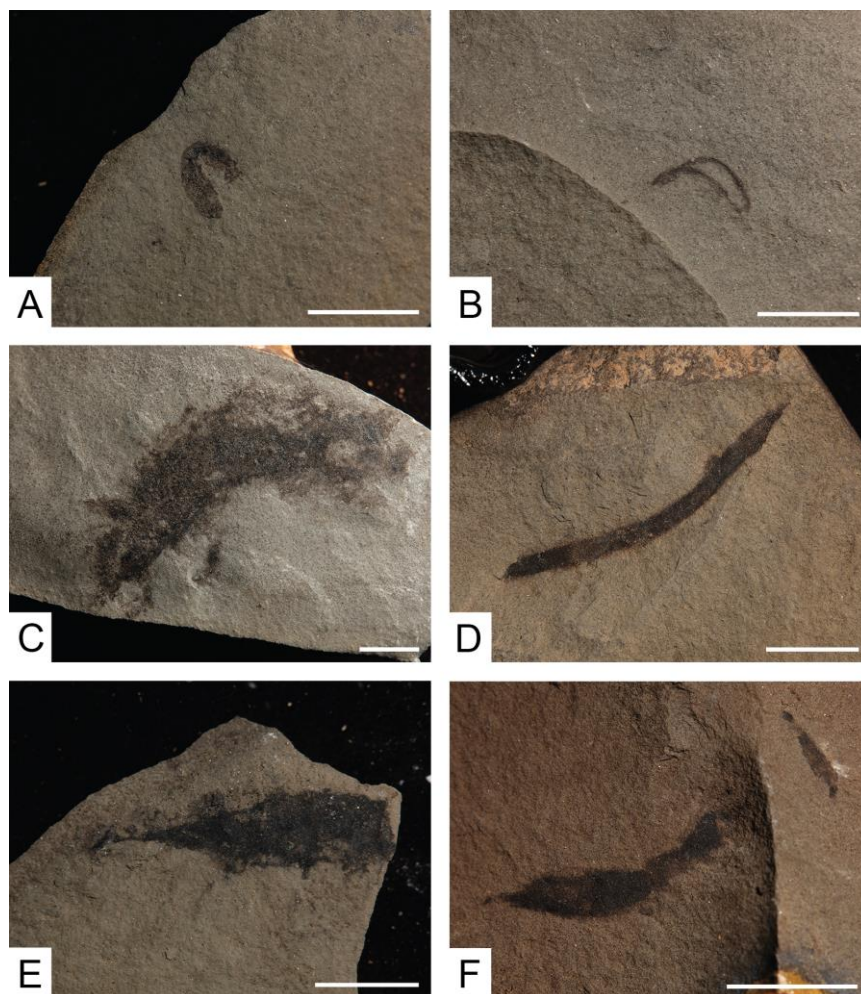


Рис. 2. Углефицированные макроостатки из перевалокской свиты по р. Усьва, Пермский край (обнажение Крутая гора)

4. Ланцетовидные — уплощенные остатки остроконечной, узкой и листовидной формы, длиной до 5-6 см, шириной до 1,5 см. Некоторые остатки имеют вытянутое тело с расширением с одной его стороны примерно в два раза, другие же имеют четко выраженный неровный край с остроконечными выростами длиной до 0,5 см (рис. 2Е, F);

5. Крупные овальные — крупные уплощенные остатки неясной скругленной формы, напоминающие большие пятна на поверхности породы, диаметром до 10 см. Некоторые

остатки из этой группы представлены в виде скругленного изогнутого конуса, напоминающего форму уплощенного кубка, другие же имеют ярко выраженный контур. По всему диаметру отдельных отпечатков наблюдаются нечеткие остроконечные выросты длиной до 1,5-2 см. Некоторые остатки имеют странную изогнутую форму плохой сохранности, что наводит на мысль, что некоторые фрагменты отпечатка были утрачены, в связи с этим их можно отнести к данной группе (рис. 3А);

6. Округлые — уплощенные остатки округлой формы диаметром до 1,5-2 см, имеющие четко выраженную границу. На некоторых представителях данной группы можно наблюдать остроконечные изогнутые выросты шиповидной формы, достигающие 1 см в длину (рис. 3В);

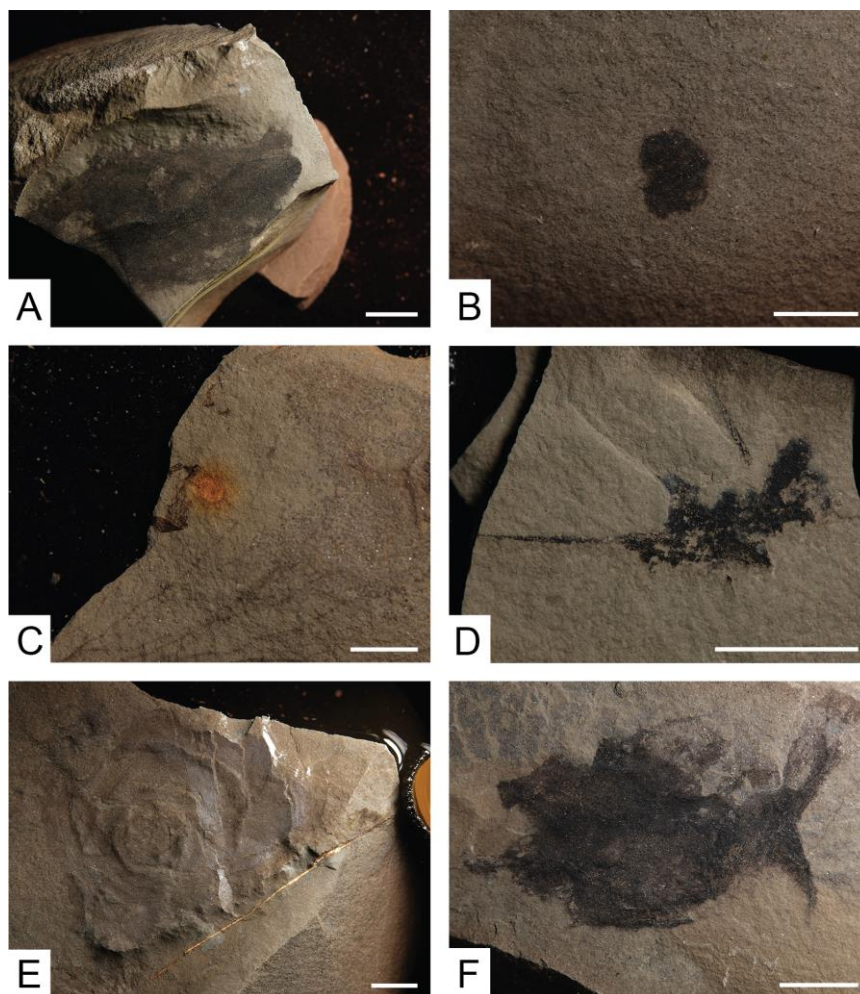


Рис. 3. Углефицированные макроостатки из перевалокской свиты по р. Усьва, Пермский край (обнажение Крутая гора)

7. Нитевидные — остатки вытянутой формы длиной до 10 см, по своему строению похожи на тонкие волокнистые структуры. Некоторые остатки представляют из себя отдельную черную тонкую нить, другие же напоминают тонкую изогнутую сеть (рис. 3С);

8. Кляксовидные — уплощенные отпечатки причудливой формы, напоминающую форму упавшей на лист бумаги капли чернил. Размеры данных отпечатков варьируются от 0,5 см до 2-3 см. Отпечатки имеют по несколько округлых выростов на их периферии. Тела некоторых представителей данной группы сильно деформированны и имеют на своей поверхности участки без органического вещества (рис. 3D);

9. Похожие на макрофоссилии — остатки данной группы по своей форме напоминают уже известные и описанные на сегодняшний момент представители эдиакарской биоты. В эту

группу удалось выделить несколько отпечатков — отпечатки микробимальных колоний с концентрическим строением *Cyclomedusa* (рис. 3Е);

10. Проблематичные — остатки неясной формы, по которой нельзя выявить общие повторяющиеся морфологические признаки, и соответственно отнести их в какую-то из выделенных групп (рис. 3F).

Ранее предыдущими исследователями были изучены выходы перевалокской свиты в долине р. Сылвица (Свердловская область) (рис. 4.) [3], где в обнажении 0508 были обнаружены многочисленные ископаемые остатки организмов группы палеопасцихид (рис. 5). Позже данное местонахождение было изучено детально А.В. Колесниковым, где было установлено, что комплекс палеонтологических остатков в перевалокской свите включает в себя исключительно представителей группы палеопасцихид. Анализируя данные предшественников [3] и материалы, предоставленные автору А.В. Колесниковым, установлено, что разрезы перевалокской свиты демонстрируют вариации литологического состава свиты в пределах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, что также находит отражение в вариациях состава ориктоценоза органостенных макроостатков и

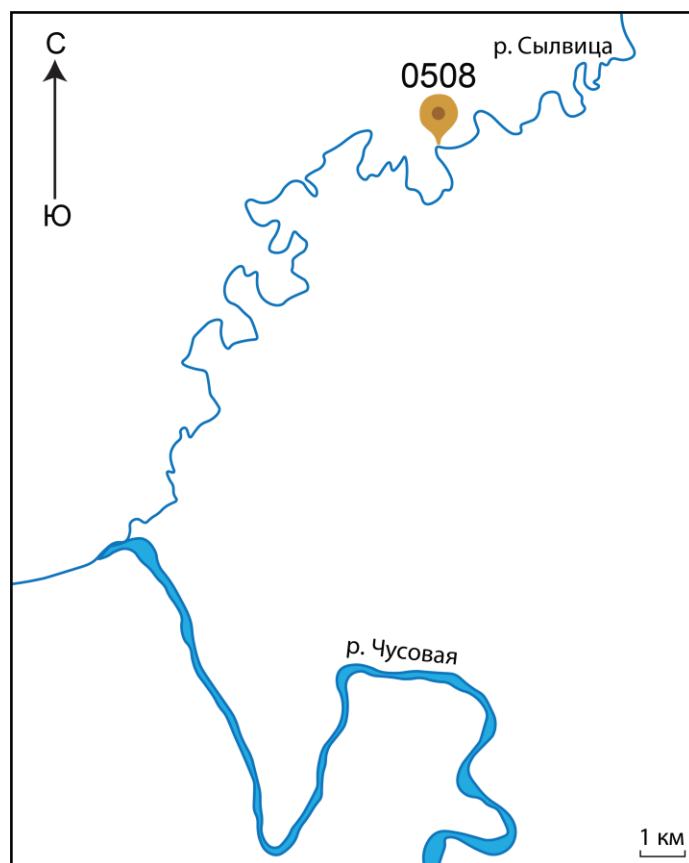


Рис. 4. Схематическая карта расположения местонахождения остатков палеопасцихид из обнажения 0508 на р. Сылвица, Свердловская область (отмечено на карте желтым маркером)

палеопасцихид. Выявлено, что эти две группы остатков приурочены к разным обстановкам осадконакопления и формируют две диагностируемые биофации. То есть происходят изменения палеонтологического состава в перевалокской свите Среднего Урала по мере смещения из более проксимальных обстановок осадконакопления (разрезы по р. Сылвица) в более дистальные (по р. Усьва). Таким образом, можно сделать первые выводы о том, что наблюдаемые закономерности распределения ориктоценозов в перевалокской свите демонстрируют, что уже на ранних этапах развития эдиакарских сообществ макроорганизмов

(575–567 млн лет), до диверсификации мягкотелой биоты в беломорское время, наблюдается их экологическая диверсификация.

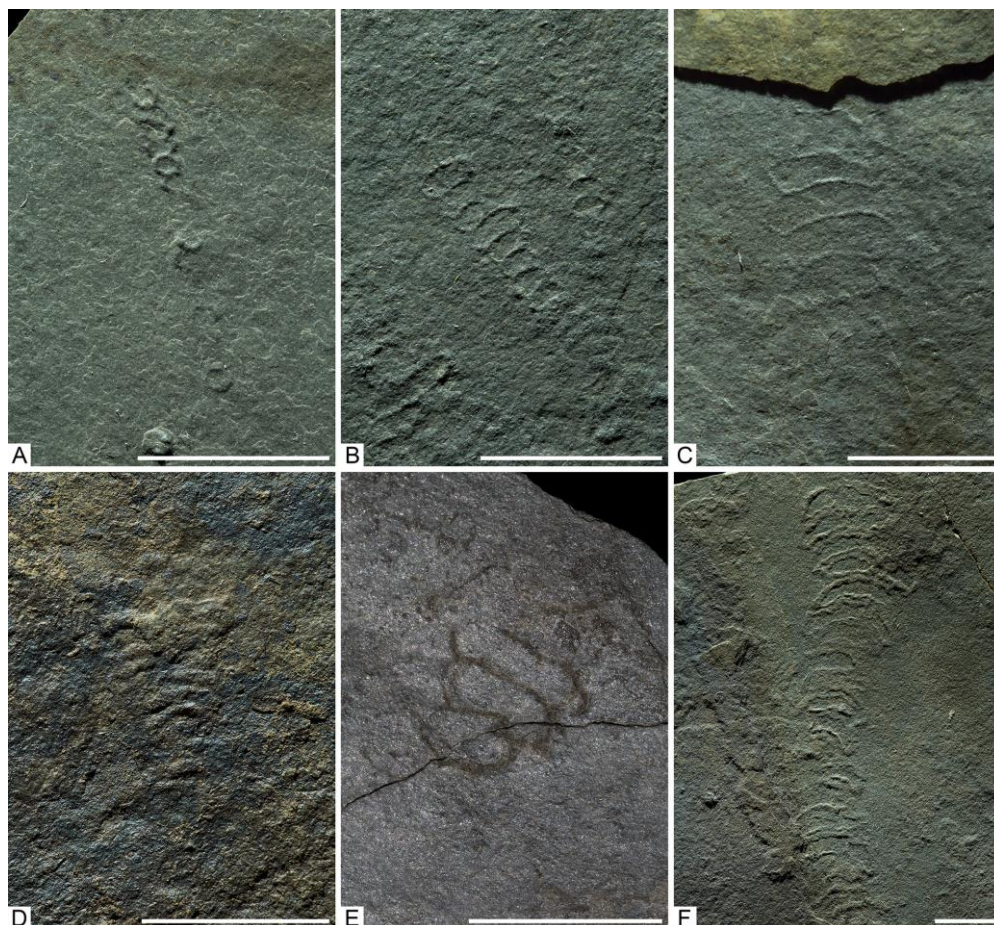


Рис. 5. Остатки многокамерных организмов *Palaeopaschichnus* из перевалокской свиты по р. Сылвица, Свердловская область (обнажение 0508)

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФ № 21-77-10106.

Список литературы

1. Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. Миаохонская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // ДАН, 2007. Т. 417, №1. С. 73-78.
2. Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Меерт Дж. и др. // ДАН, 2011. Т. 440, №2. С. 201-206.
3. Гражданкин Д. В., Маслов А. В. и др. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010, 280 с.

ВЕНДСКАЯ МАКРОБИОТА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА: СИСТЕМАТИКА, ТАФНОМИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

В. А. Панькова

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: terehowa.violetta@yandex.ru

Вендская биота, известная исключительно благодаря уникальной сохранности в виде отпечатков, слепков или примитивных агглютинированных скелетных остатков, представлена настолько разнородными ассоциациями вымерших организмов, что установление их положения на филогенетическом древе эволюции до сих пор проблематично, и мировое сообщество еще не пришло к единому мнению относительно того, как функционировали эти живые системы прошлого. В 2021-2022 г.г. были проведены полевые исследования по берегам Широковского вдхр и на р. Усьва (Пермский край) на Среднем Урале, а также в г. Усть-Катав (Челябинская область) и по дороге Макарово-Кулгунино (Республика Башкирия, Ишимбайский район) на Южном Урале. Нами были обнаружены богатые комплексы вендских макроостатков с уникальной сохранностью в осадочных системах сылвицкой (Широковское вдхр и р. Усьва) и ашинской серий (г. Усть-Катав и дорога Макарово-Кулгунино).

Сылвицкая серия состоит из следующих свит: старопечнинская, перевалокская, чернокаменная и усть-сылвицкая. Особый интерес вызывают перевалокская и чернокаменная свиты сылвицкой серии верхнего венда на Среднем Урале в Пермском крае. В перевалокской свите на р. Усьва был обнаружен богатый комплекс углефицированных макроостатков (рис. 1). Ранее нашими коллегами уже была собрана представительная

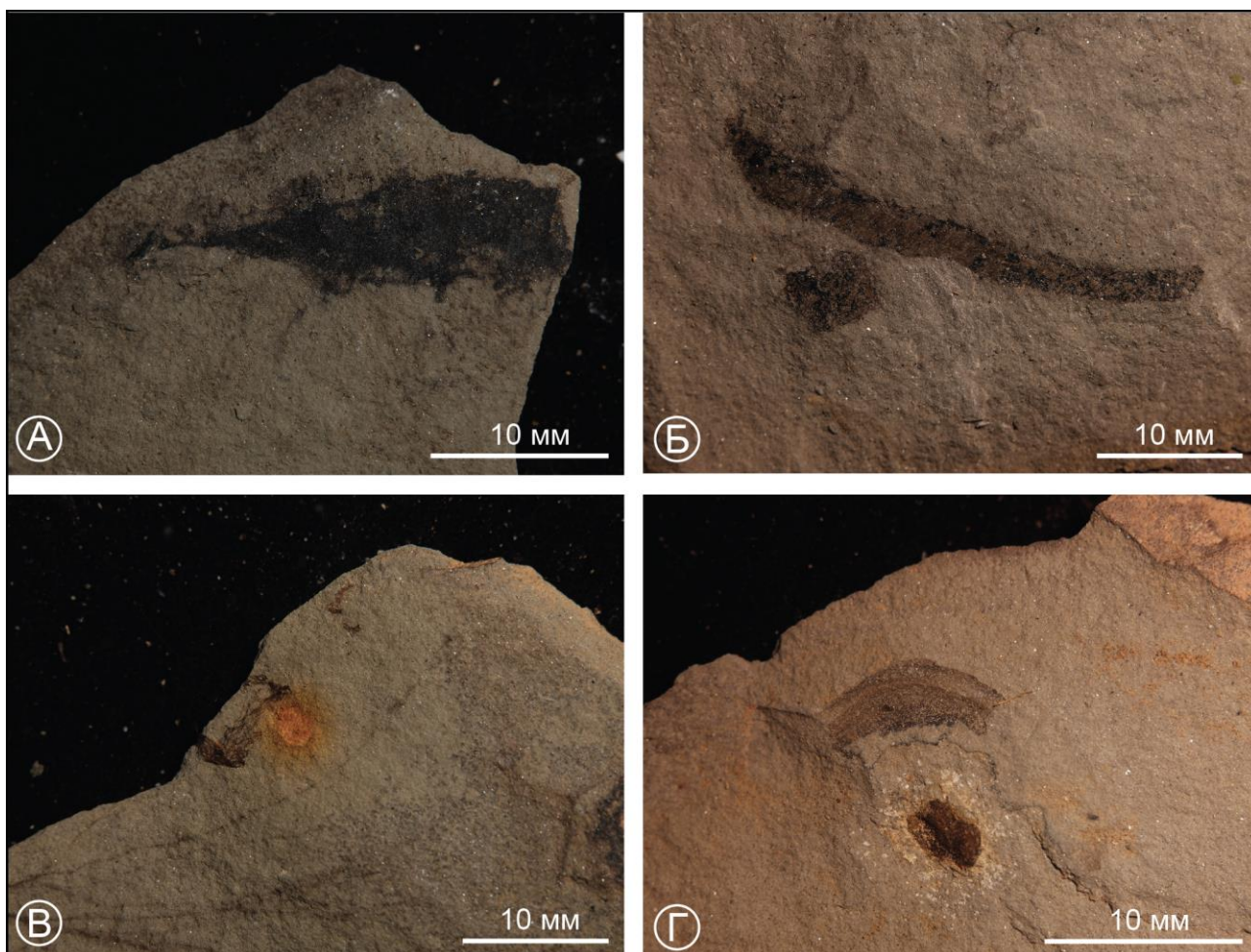


Рис. 1. Углефицированные остатки из перевалокской свиты сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала

коллекция данных макроостатков, относящихся, по их мнению, к миаохонской экологической ассоциации эдиакарских организмов [1, 2]. В обнаруженном нами комплексе углефицированные макроостатки представлены как уже повторяющимися формами, так и новыми, еще не встречавшимися ранее.

В чернокаменной свите сыльвицкой серии на Среднем Урале в обнажениях по берегам Широковского вдхр были найдены следующие палеонтологические остатки: дисковидные отпечатки микробиальных колоний (*Cyclomedusa* Sprigg (рис. 2А), *Ediacaria* Sprigg (рис. 2Б), *Paliella* Fedonkin (рис. 23)), разные виды рода *Palaeopaschichnus* Palij (рис. 2В), слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов рода *Aspidella* Billings (рис. 2Ж), отпечатки чуариоморфных колоний *Beltanelliformis* Menner (рис. 2Г), фрактальные отпечатки *Arborea* Glassner and Wade (рис. 2Д), микробиально индуцированные осадочные текстуры *Arumberia* Glaessner & Walter, а также ископаемые следы жизнедеятельности в виде вертикальных норок *Bergaueria* Prantl (рис. 2И) и горизонтальные следы *Harlaniella* Sokolov (рис. 2Е).

На Южном Урале в отложениях басинской свиты ашинской серии был обнаружен фоссиленоносный уровень, в котором на одних поверхностях напластования песчаников,

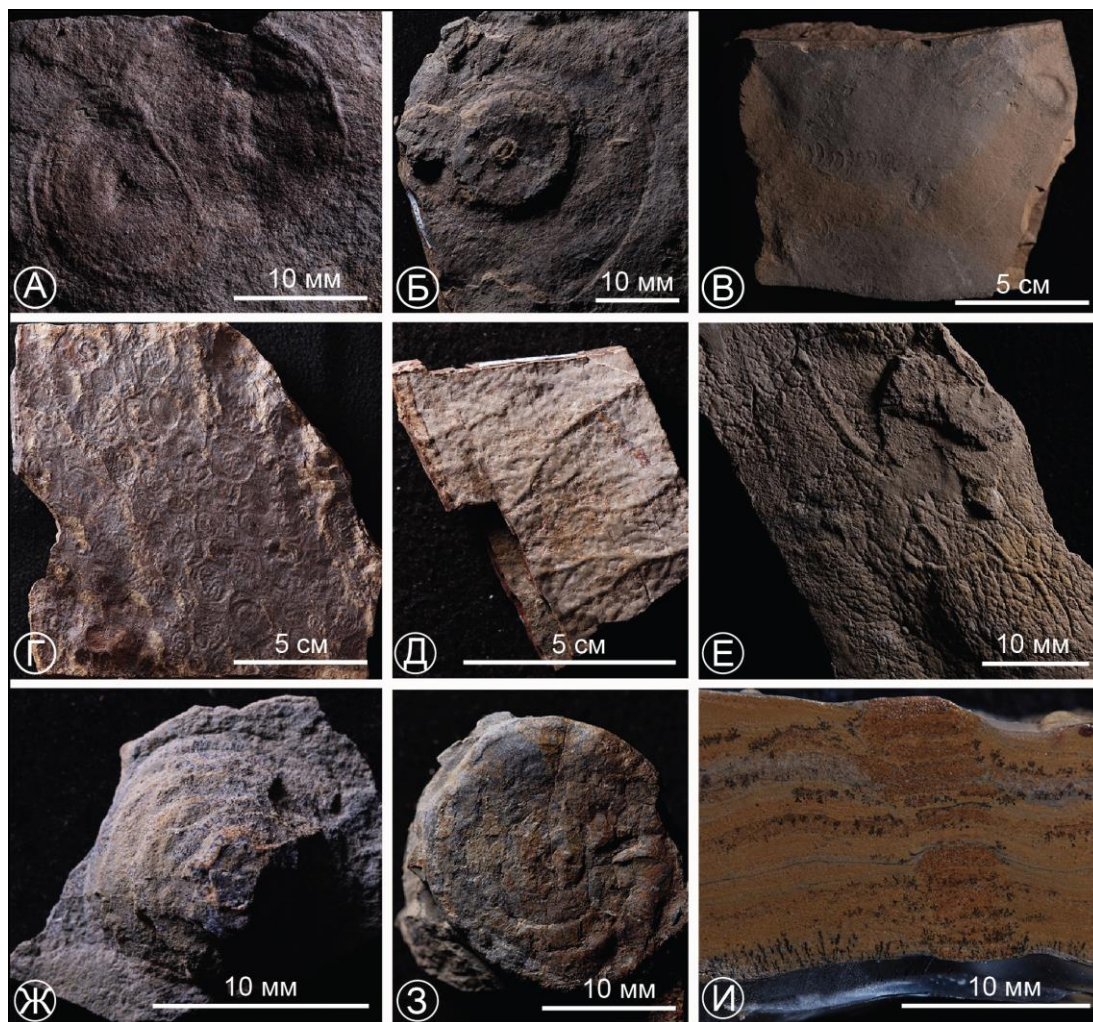


Рис. 2. Вендские макроостатки из чернокаменной свиты сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала.

аргиллитов и алевролитов встречаются ихнофоссилии вместе с остатками организмов эдиакарского типа (*Palaeopaschichnus* Palij) (рис. 3) [3].

До настоящего времени находки ископаемых следов жизнедеятельности в венде (эдиакарии) были чрезвычайно редки и приурочены в основном к временному интервалу ~ 560–540 млн лет. Полученные при исследовании басинской свиты в окрестностях г. Усть-Катав новые данные, наряду с результатами датирования циркона из нескольких стратиграфически различных прослоев вулканических (пепловых) туфов ашинской серии [4], убедительно показывают, что некоторые представители организмов группы палеопасцихрид могли появиться уже ~575–580 млн лет назад, т.е. на 25–35 млн лет раньше, чем считалось прежде. Следовательно, начало “первой агрономической революции” и “кембрийского взрыва” биоразнообразия значительно не совпадали по времени. Кроме того, обнаружение новых ископаемых остатков с относительно высокой степенью сохранности в басинской свите ашинской серии Южного Урала указывает на то, что палеонтологический потенциал верхнего докембрия востока ВЕП раскрыт далеко не полностью.

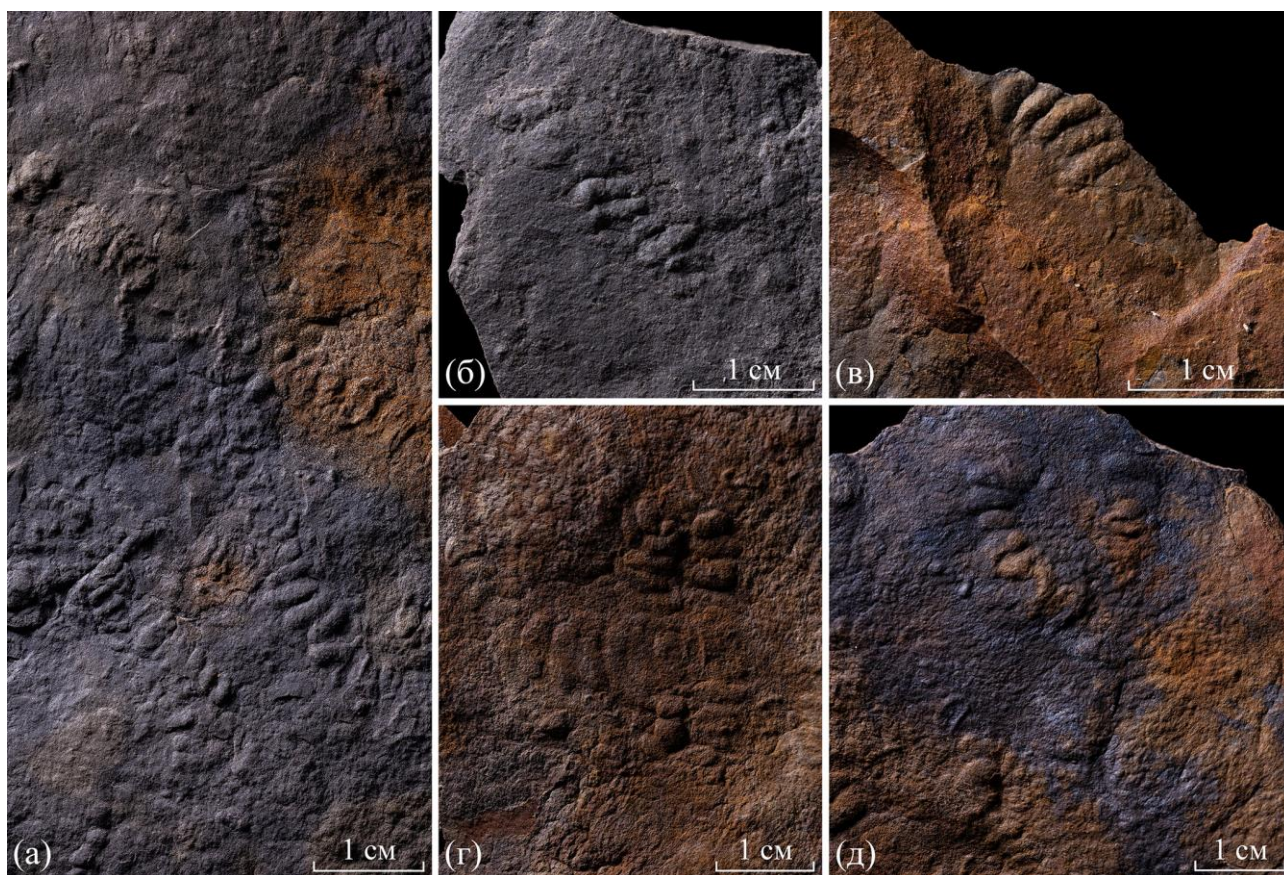


Рис. 3. Представители ископаемой биоты эдиакарского типа (группа палеопасцихрид) из басинской свиты.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что на Среднем и Южном Урале выявлены местонахождения с богатым комплексом палеонтологических макроостатков хорошей сохранности вендских организмов, а также обнаружено, что на одних и тех же поверхностях напластования расположены представители эдиакарских организмов и ископаемые следы жизнедеятельности.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 21-77-10106.

Список литературы

1. Гражданкин Д. В., Наговицин К. Е., Маслов А. В. Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // ДАН, 2007. Т. 417, №1. С. 73-78.

2. Гражданкин Д. В., Маслов А. В. и др. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010, 280 с.

3. Колесников А. В., Десяткин В. Д. и др. Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала // ДАН, 2023. Т. 512, №2. С. 120-127.

4. Рязанцев А. В., Разумовский А. А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и LA-ICP-MS) датирования акцессорного циркона // ДАН, 2023. Т. 508. №1. С. 68–78.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

Н.С. Сагдеева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа,

e-mail: sag-nyrija@mail.ru

Фаменские отложения Восточно-Оренбургского сводового поднятия характеризуются повсеместным распространением и рассматриваются в объеме нерасчлененных нижнего и среднего подъярусов фамена и заволжского горизонта верхнего подъяруса фаменского яруса девонской системы [1]. Согласно литературным данным литолого-фациальный состав представлен двумя типами карбонатных отложений сублиторального и литорального происхождения [1].

Методика седиментологических исследований включает макроскопическое описание и микроскопический анализ с целью выделения структурных и текстурных особенностей.

Макроскопическое описание каменного материала осуществлялось с учетом литературных источников и рекомендаций по изучению литологии карбонатных отложений [4,6,8], в том числе касающихся литологии палеозойских отложений Оренбуржья [3]. При микроописании пород использована классификация Р. Данэма [7], основанная на соотношении илового и зернистого компонентов (матрикса и зерен).

Материалом для работы стал керновый материал нескольких скважин, полученных в результате бурения в пределах юго-восточной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП).

В составе карбонатных отложений верхнего фамена, вниз по разрезу, широко распространены несколько литотипов: автобрекчии, вторичные доломиты, фенестровые и строматолитовые известняки.

Известняки брекчиевидного облика сложены интракластовыми тонко- и мелкокристаллическими известняками в карбонатно-глинистом матриксе. Они содержат реликты строматопор, кораллов, которые рассматриваются как продукты размыва рифогенных образований (рис.1.1а). В керне скважин брекчиевидные известняки являются основным типом пород верхнего фамена, составляя до 80 % разреза. Интракласты известняков в брекчиях представлены одним и тем же типом породы – вакстоуном с обрывками трубчатых водорослей *Катаена*, а также мелкого криноидного детрита, раковин остракод, брахиопод, гастропод. Размер обломков 0,5–5 см, форма угловатая и неправильная, матрикс брекчий – микритовый, битуминозный, доломитизированный (рис.1.1в). Отложения в разной степени биотурбированы. Среди интракластов брекчий встречаются фрагменты с сохранившимися текстурами твердого дна (рис.1.1б). В вакстоунах иногда сохраняются реликты размывных приливно-отливных глинистых слоев – признаки тайдалитов. Данные брекчиевидные породы рассматриваются как автобрекчии, образованные на месте без значительного перемещения.

Основной тип первичного ненарушенного осадка представлен тонкослоистыми вакстоунами – тиховодными осадками мелководного шельфа с приливно-отливным влиянием. По степени нарушенности первичной структуры выделяются четыре типа автобрекчированных пород [3]:

- Слабо биотурбированные и биоэродированные вакстоуны с сохранившейся поверхностью твердого дна;
- Интенсивно биоэродированные вакстоуны без разрушения, в них ходы сверлильщиков заполнены более темной доломитизированной битуминозной массой;
- Нодулярно-слоистая брекчиевидная порода с прослоями криноидно-биокластового грейнстоуна – результат разрушения биоэродированной породы и действия течений;

• Карбонатная брекчия с признаками переноса обломков, часто с фрагментами крупных строматопор и кораллов – результат штормового влияния.

Карбонатная брекчия сформировались в результате подводного размыва, разрушения источенной сверлильщиками поверхности твердого дна и указывают на периоды более активной (штормовой) гидродинамики. Фациально, по мере развития от первого к четвертому типу брекчий, наблюдается переход от сублиторальной к литоральной обстановкам осадконакопления [3].

Среди автобрекчий отмечаются редкие прослои известняка тонкокристаллического, однородной и слоистой текстуры, разной степени биотурбированного, при микроскопическом исследовании определен как вакстоун и редкие прослои типа грейнстоун.

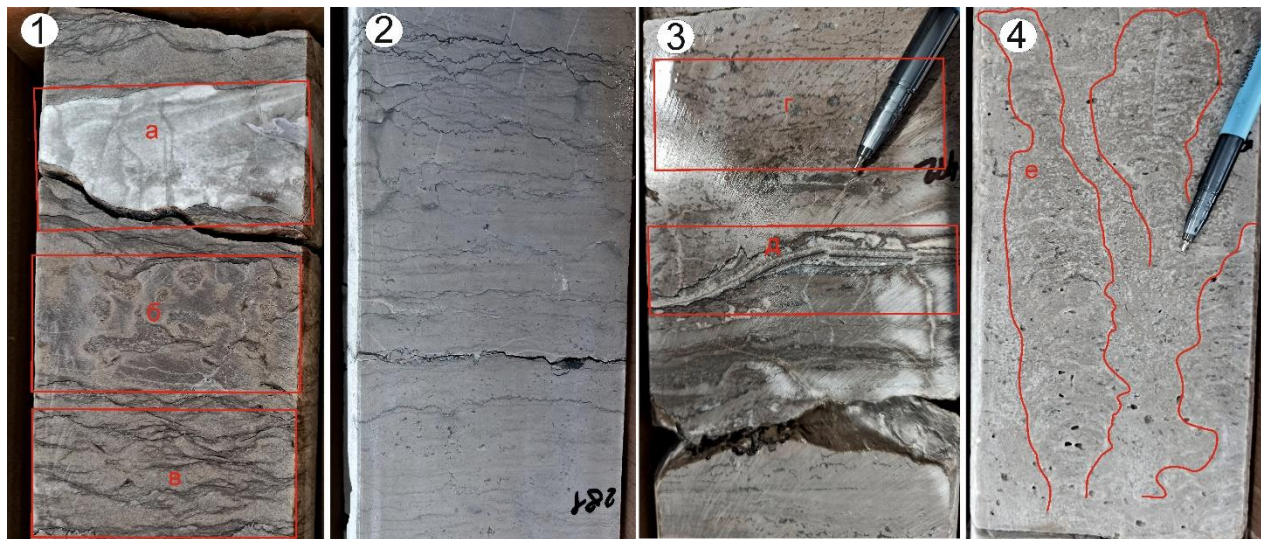


Рис. 1. Литотипы фаменских отложений ВОСП. 1 -Автобрекчия. а- реликт строматопоры, б – текстура твердое дно; в – интракдасты вакстоуна в микритово-глинистом матриксе; 2 – Известняк доломитизированный, тонкокристаллический, тонкослоистый; 3 – Известняк мелкокристаллический, фенестровый; г – фенестровые полости; д – послойный шестоватый кальцит (текстура «зебра»); 4 – Известняк строматолитовый; е – строматолит кустистой формы

Известняк доломитизированный, тонкокристаллический, тонкослоистый с терригенной (глинистой и алевритовой) примесью (рис.2). Микроскопически порода отнесена к типу вакстоун. Порода содержит многочисленные реликты известковых водорослей вида Катаена, а также раковины остракод. Присутствие реликтов вакстоуна и алевритовой примеси кварца указывает на формирование доломитов по алевритистым известнякам. Тонкокристаллическая структура отложений; текстурные особенности отложений, такие как горизонтальная тонкая слоистость, наличие тайдалитов, прослои фенестровых известняков; фаунистический состав органических реликтов; позволяют отнести отложения к фации приливно-отливной литорали с терригенным привносом.

Известняк тонкокристаллический неяснослоистый с фенестрами и тонкими глинистыми прослоями. Ламинарно-фенестровый текстурный рисунок обусловлен чередованием тонких слоек, различных по структуре и составу. Слоистость часто подчеркнута фенестровыми пустотами, размером до 1,2-7,0 см, горизонтальной ориентировки, и глинистыми прослойками (рис. 3г). Микроскопически это вакстоуны-пакстоуны сферовогустовые (пелоидные с кальцисферами), с трубчатыми водорослями, кальцисферами, остракодами и гастроподами.

Структурно-текстурные особенности отложений позволяют сделать вывод об условиях осадконакопления фации верхней литорали.

Наблюдается плавный переход от известняков тонкокристаллических, массивных, мелкофенестровых с редкими маломощными тонкослоистыми микробиалитами к известнякам мелкокристаллическим, фенестровым, микробиальным и онколитовым

Строматолиты представлены пластовыми и столбчатыми разновидностями различного размера, а также другими микробиальными разновидностями - тромболитами, онколитами и т.п. (рис.4.е). В отложениях отмечаются послойно расположенные зональные «жилы», сложенные шестоватыми УВ-содержащими кальцитами - «текстура зебры», а также пустоты типа строматакис (рис.3.д). Согласно литературным источникам, генезис текстур связан с лоферитовым комплексом карбонатных отложений приливно-отливного типа [8]. Фациально отложения отнесены к приливно-отливным каналам верхней литорали.

Таким образом, в карбонатных отложениях верхнефаменского возраста Восточно-Оренбургского сводового поднятия представлен несколькими литотипами с широким спектром седиментологических структурно-текстурных особенностей, индикаторов признаков:

- Ритмичности осадконакопления (горизонтальная слоистость, тайдалиты)
- Следов перерывов в осадконакоплении: подводные (ходы илоедов, поверхности твердого дна, следы сверления);
- Следов осушения (карстовые явления – брекчии обрушения);
- Признаков штормового воздействия – нарушение регулярной слоистости, взломанные «корки» твердого дна, формирование брекчий размыва и автобрекчий; признаки и закономерности строения осадочных ритмов, мощность ритмов;
- Признаков органогенных построек: фаунистические остатки колониальных организмов-биогермообразователей, строматолитовые (микробиальные) постройки;
- Брекчий размыва и автобрекчии (типы и разновидности, особенности формирования)
- Признаки первичной пористости карбонатных отложений (фенестры)
- Текстуры проблематичного генезиса (зебра и строматакис)

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0010

Список литературы

1. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области - Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997. 272 с.
2. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Сферово-сгустковые известняки фамена западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий. Материалы 6 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С.44-46
3. Горожанин В.М., Сагдеева Н.С., Горожанина Е.Н. Генезис карбонатных брекчий в фаменских отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова; под ред. Ю. В. Ростовцевой. Москва: МАКС Пресс, 2022. 44-46 с.
4. Тугарова М.А., Жуковская Е.А. Атлас типовых фаций. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2019. 142 с.
5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980.463с.
6. Фролов В.Т. Литология. Кн.3 М.:Изд-во МГУ, 1995.352 с.
7. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks (ed. Ham W. E.): Tulsa. AAPG, 1962. Memoir 1. P.108–121.
8. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 pp.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ ФИЛИППОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА В СВЯЗИ С ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТЬЮ

М.А. Смакова, Е.О. Шиянова
ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа
e-mail: SmakovaMA@bnipi.rosneft.ru

В настоящее время все большее значение принимают вопросы промышленной нефтеносности нижнепермских карбонатных отложений на месторождениях Республики Башкортостан. Промышленная нефтегазоносность в нижнепермском карбонатном комплексе установлена в 39 месторождениях, 35 из них расположены в Предуральском прогибе и 4 в платформенной части Башкортостана. Основные зоны нефтенакопления платформенного Башкортостана тектонически приурочены к территории Южно-Татарского свода. Более половины запасов нижнепермского нефтегазоносного комплекса в данной тектонической зоне содержит пласт «К4» филипповского горизонта кунгурского яруса, представленный толщей доломита, покрышками для которых являются гипсово-ангидритовые, соленосные образования иреньского горизонта [5]. Однако отложения пласта до сих пор являются недостаточно изученными, а информация по структурно-минералогическим особенностям отсутствует.

В ходе петрографического изучения и анализа на растровом электронном микроскопе (РЭМ) отложений филипповского горизонта было выявлено несколько морфологических разновидностей кристаллов доломита: от пелитоморфной кристаллической массы, стандартных ромбических форм до наиболее интересных нетипичных, пластинчатых, шестиугольных, пинакоидальных кристаллов (рис. 1), которые оказывают влияние на неоднородность распределения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС).

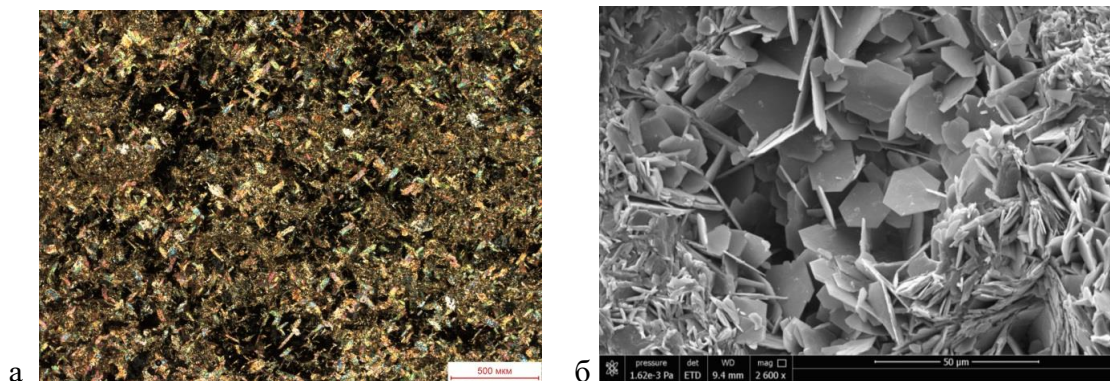


Рис. 1. Образец доломита филипповского горизонта, сложенный нетипичными кристаллами: а – игольчатые кристаллы в доломите с реликтовой микробильно-водорослевой структурой (фото шлифа, увеличение 40х); б – пинакоидальные, шестиугольные, пластинчатые кристаллы доломита (фото на РЭМ, увеличение 2600х).

Проведенное нами литолого-петрографическое изучение доломитов филипповского горизонта позволило выделить 5 литотипов. При типизации особое внимание уделялось морфологии кристаллов доломитов, давалась характеристика петрофизических свойств пород. Также был выделен литотип 6, представленный ангидритом.

Литотип 1. Доломит микро-тонкокristаллический, пористый. Структура и морфология кристаллов: в шлифах игольчатые формы, на РЭМ таблитчатые, шестиугольные, пинакоидальные, пластинчатые формы кристаллов, иногда с выщелоченной центральной частью. Текстура: наклонно-тонкослоистая, тонкослоистая. Пустотное пространство представлено межкристаллическими порами, реже внутрикристаллическими порами,

образованными в результате выщелачивания. Значения пористости по данным ФЕС в пределах 12,6-34,8%, а проницаемость достигает 27,62 мД.

Литотип 2. Доломит микро-тонкокристаллический, пористый. Структура и морфология кристаллов: идиоморфные ромбоэдрические формы кристаллов, часто с выщелоченной центральной частью. Текстура: массивная, пятнистая. Пустотное пространство представлено межкристаллическими и внутрикристаллическими порами. Значения пористости по данным ФЕС достигают 18,4%, а проницаемости – 18,72 мД.

Литотип 3. Доломит микро-тонко-, прослоями микрокристаллический, с реликтовой микробиально-водорослевой структурой, пористый. Структура и морфология кристаллов: в шлифах игольчатые и пелитоморфные формы, на РЭМ таблитчатые, шестиугольные, пинакоидальные, пластинчатые формы кристаллов, участками пелитоморфная кристаллическая масса. Текстура: тонкослоистая. Пустотное пространство представлено межкристаллическими порами. Значения пористости по данным ФЕС достигают 33%, а проницаемость до 10,84 мД.

Литотип 4. Доломит тонко-микрокристаллический, иногда с реликтами биокластов, плотный с редкими порами. Структура и морфология кристаллов: преимущественно субидиоморфные формы и сплошные пелитоморфные кристаллические массы. Текстура: тонкослоистая, массивная. Пустотное пространство преимущественно заполнено сульфатами, редко отмечаются открытые межкристаллические поры. Значения пористости по данным ФЕС на участках развития пор достигают 30%, а проницаемость варьирует в пределах 0,1-22,1 мД.

Литотип 5. Доломит оолитовый/с реликтовой структурой грейнстоун известняков пелоидных, неравномерно сульфатизированный. Структура и морфология кристаллов: ромбэдры идиоморфные и субидиоморфные, участками (преимущественно в инкрустации пустот) шестиугольные, пластинчатые. Текстура: слабосрезанная, косослоистая. Пустотное пространство частично или полностью залечено сульфатами, участками с открытыми межформенными и межкристаллическими порами. Значения пористости по данным ФЕС достигают 16,4%, а проницаемость варьирует в пределах 1,29-13,36 мД.

Литотип 6. Ангидриты разнокристаллические, плотные, с неравномерно распределенными прожилками доломита, преимущественно микрокристаллического. Структура и морфология кристаллов: сноповидные, волокнистые агрегаты, неправильные и призматические зерна. Текстура: массивная, реже пятнистая.

Для проведения типизации был использован весь имеющийся керновый материал с выносом из целевого объекта (пласта К4). Общая сумма исследованного керна составил 217,6 м из 24 скважин.

Изучение петрофизических свойств, а также анализ зависимости проницаемости от пористости для выделенных литотипов показал, что образцам одного литотипа соответствуют широкие диапазоны значений ФЕС (рис. 2).

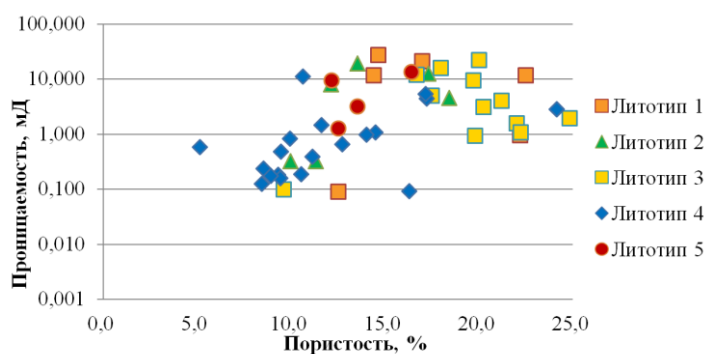


Рис. 2. Зависимость Кпр от Кп по литотипам.

Такая неоднородность объясняется неравномерным заполнением пор и межпоровых каналов ангидритом при их выпадении из пластовых вод. Тем не менее, по графику (рис. 2) отмечается, что наиболее высокие значения ФЕС соответствуют литотипам 1, 2 и 3, среди которых 1 и 3 сложены кристаллами шестиугольной формы, а литотип 2 представлен ромбоэдрическими кристаллами с выщелоченной центральной частью.

Мировой опыт изучения выявленных нетипичных кристаллов доломита [1, 2, 3, 4, 7] показывает, что такие кристаллы встречаются в отложениях кунгурских солей Пермского края, в разрезах пермских доломитов в Германии, в карбонатных породах кембрийского возраста Восточно-Сибирского соленосного бассейна и являются результатом диагенетических преобразований доломита в морских эвапоритовых условиях из первичных карбонатов.

Формирование отложений филипповского горизонта на территории Южно-Татарского свода происходило в мелководном эпиконтинентальном бассейне, постепенно усыхавшем и засолявшемся [6] (рис. 3).

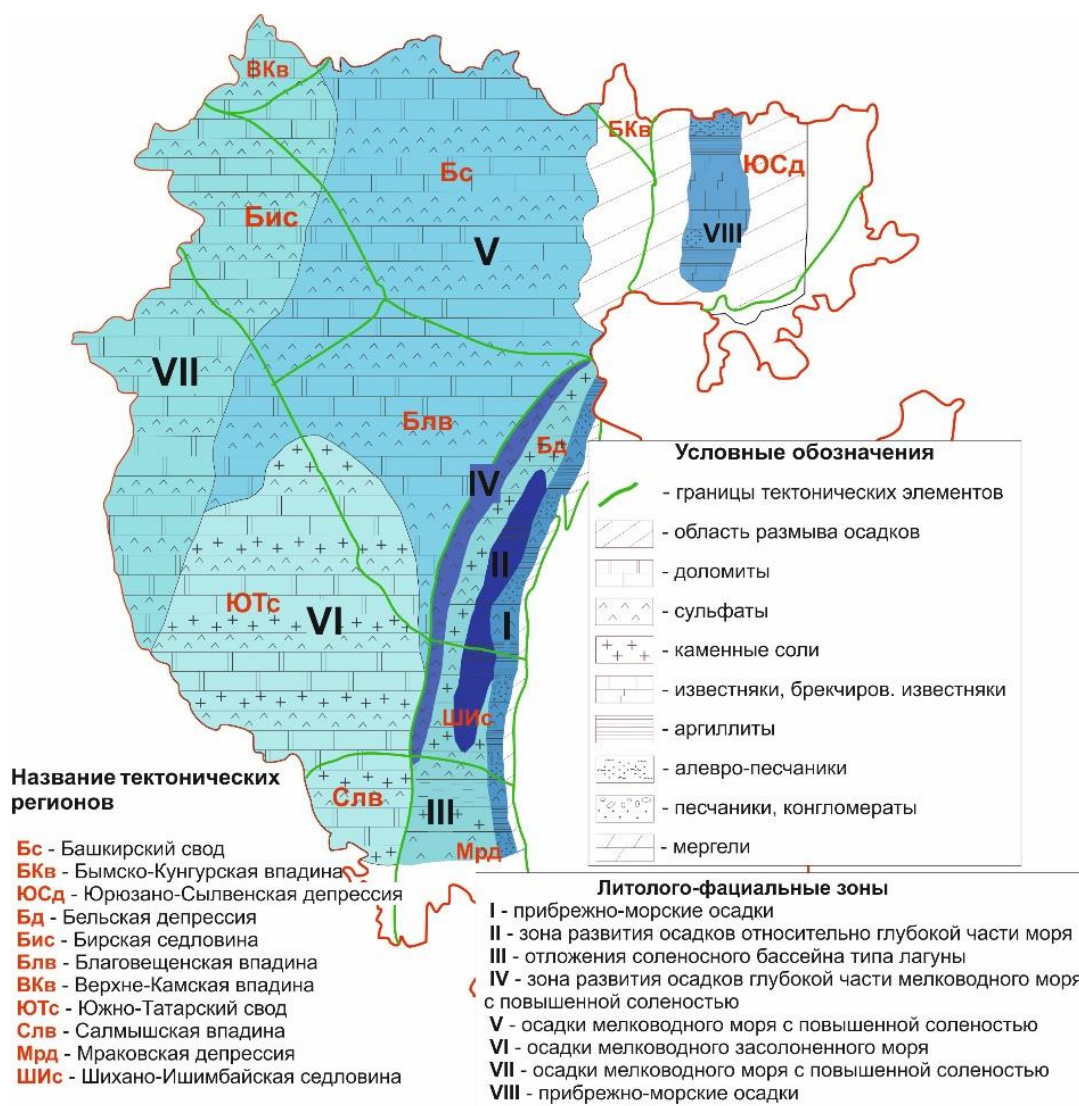


Рис. 3. Литолого-фациальная карта кунгурского яруса (по Сюдюкову А.З., 1975 с изменениями).

В изучаемых нами разрезах нетипичная морфология кристаллов отмечается в пористых и разуплотненных породах, представленных доломитами оолитовыми, доломитами с

реликтовой микробиально-водорослевой структурой, доломитами тонко-микрористаллическими, осложненными ризокрециями и биотурбациями (зона субэвральная экспозиции). В связи с этим можно предположить, что усиление эвапоритизации в филипповско-иреньское время и усыхание бассейна приводило к взаимодействию с метеорными водами в зоне аэрации, в результате чего происходило частичное выщелачивание и перекристаллизация уже разуплотненных участков пород с образованием шестиугольных кристаллов доломита.

Также нами выявлена закономерность в распределении доломитов нетипичной морфологии – увеличение частоты встречаемости их в разрезе скважин в направлении с северо-запада на юго-восток Южно-Татарского свода, что коррелирует с увеличением солёности бассейна в данном направлении (рис. 3). Для того, чтобы проследить закономерности распределения выделенных литотипов по территории, была рассчитана их мощность по скважинам с полным выносом керна из целевого объекта К4 и представлена в виде диаграммы. Из диаграммы видно, что к юго-восточной зоне приурочено нефтенасыщение и возрастает мощность отложений, сложенных пинакоидальными кристаллами (рис. 4, линия скважин отмечена на карте красным цветом).

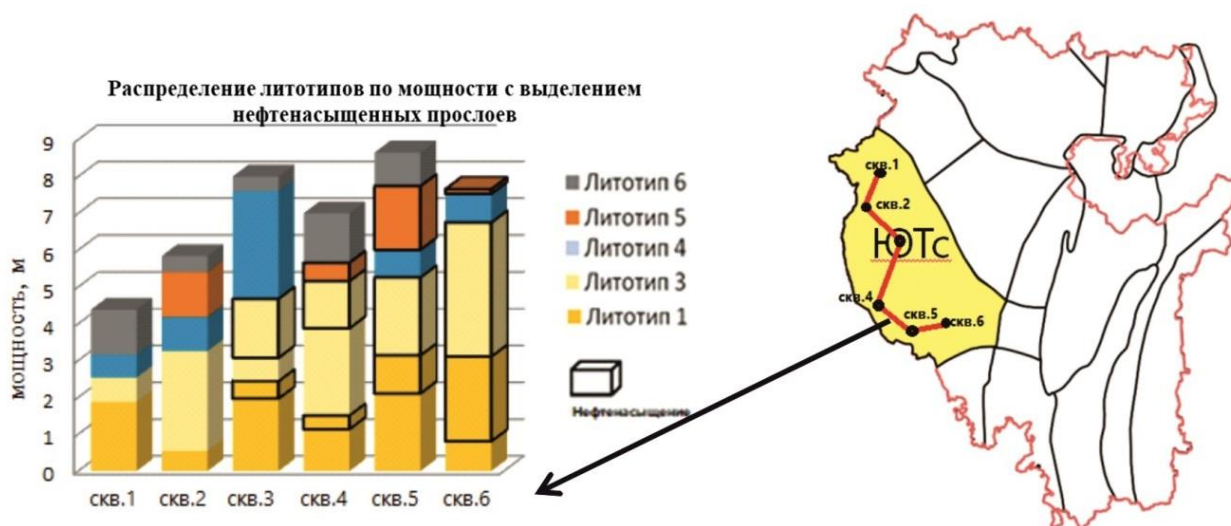


Рис. 4. Распределение литотипов по скважинам в направлении от северо-запада на юго-восток с выделением мощности нефтенасыщенных прослоев.

Проведенные исследования отложений филипповского горизонта позволили выявить несколько морфологических разностей кристаллов доломита, определить приуроченность нефтенасыщения к литотипам, сложенным преимущественно кристаллами шестиугольной формы, в которых более высокие значения пористости и проницаемости, вероятно, связаны с ориентировкой и расположением кристаллов. Изучение условий осадконакопления отложений и опубликованной литературы, дает возможность предположить, что нетипичные шестиугольные кристаллы доломита образовались в процессе диагенетического преобразования пород в морских эвапоритовых условиях и являются результатом инкрустирования пористых и разуплотненных участков пород. Увеличение частоты встречаемости в разрезах скважин нетипичных кристаллов в направлении с северо-запада на юго-восток Южно-Татарского свода также свидетельствуют о том, что чем выше солёность, тем больше их содержание.

Список литературы

1. Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Алексеев Л.О., Ушатинская Г.Т., Герасименко Л.М. Трансформация карбонатных минералов в цианобактериальном мате при лабораторном моделировании // Микробиология, Т. 76, № 3, 2007. С. 390-404.
2. Калинина Т.А. Изотопный состав эвапоритов пермского Прикамья и продуктов их выветривания / Т.А. Калинина // Виртуальные и реальные литологические модели: материалы Всерос. школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург, 2014. С. 67-69.
3. Коротченкова О.В. Особенности химизма карбонатных минералов Верхнекамского месторождения калийных солей (Пермский край) // Уральская минералогическая школа, № 24, 2018. С. 93-97.
4. Коротченкова О.В., Чиркова Е.П. Особенности микропустотного пространства пород нижнетолбачанской подсвиты кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна // Горное эхо, №3 (76), 2019. С. 5–9.
5. Лозин Е.В. Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: БашНИПИнефть, 2015. 704 с.
6. Сюндюков А.З. Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 175 с.
7. Axel Gillhaus, Detlev K.Richter, ThomasGötte, Rolf D.Neuser / From tabular to rhombohedral dolomite crystals in Zechstein 2 dolostones from Scharzfeld (SW Harz/Germany): A case study with combined CL and EBSD investigations // Sedimentary Geology. Volume 228, Issues 3–4, 1 July 2010, Pages 284-291.

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

ДОЛОМИТЫ АВЗЯНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Р. Р. Ахмедова¹, С. В. Мичурин¹, Е. О. Шиянова², Н. Д. Сергеева¹, А. А. Шарипова¹

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
ул. Карла Маркса, 16/2, 450077, Уфа, Российская Федерация

²ООО РН-БашНИПИнефть, 450008, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 30/1
e-mail: delmukhametovar@mail.ru

Авзянская свита в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале завершает юрматинскую серию среднего рифея. Свита является одним из наиболее интересных подразделений типового разреза рифея, как с седиментологической и палеогеографической, так и с металлогенической точек зрения [6; 8]. Породы авзянской свиты являются рудовмещающими для многих полезных ископаемых – месторождений и проявлений железа, полиметаллов, магнезита, барита и других. Их формирование связывают с разгрузкой нагретых элизонных катагенетических растворов и относят к гидротермально-метасоматическим литогенным образованиям [8]. Мощность свиты составляет около 2000 м, из которых более двух третей приходится на долю карбонатных пород, преимущественно доломитов.

Авзянская свита в типовом разрезе расчленена на 6 подсвит (снизу вверх): катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую, реветскую и тюльменскую [4; 8; 9]. Катаскинская подсвита (мощность 200–600 м) сложена известняками, доломитами с прослоями и линзами строматолитов и с подчиненными прослоями низкоуглеродисто-глинистых сланцев и алевролитов, малоинзерская (150–250 м) – алевролитами, сланцами, песчаниками, содержащими прослой карбонатных пород со строматолитами, ушаковская (30–100 м) – доломитами и доломитизированными известняками с большим количеством строматолитов и микрофитолитов, куткурская (150–250 м) – пестроокрашенными сланцами с прослоями песчаников, реветская (400–500 м) – доломитами и доломитизированными известняками, содержащими строматолиты и микрофитолиты, с редкими прослоями и линзами кремней, тюльменская (50–300 м) – алевролитами, песчаниками, сланцами и глинистыми доломитами

Для изучения нами взято 25 образцов доломитов авзянской свиты, в том числе из катаскинской подсвиты у с. Веселовка – 10, из кужинской свиты (аналог катаскинской подсвиты) у д. Исламбаево – 4, реветской подсвиты на р. Большой Авзян – 5, тюльменской подсвиты на р. Тюльмень – 6. Рентгенографические исследования проводили на дифрактометре ДРОН-4 (аналитик Г.С. Ситдикова) в порошковых пробах навеской 0.5–1 г. По результатам дифрактометрии определены параметры элементарной ячейки доломитов a и c , минералогический состав пород, а также так называемый [1] коэффициент упорядочения структуры K , представляющий собой отношение интенсивностей субструктурных рефлексов $I_{01.5}/I_{11.0}$. Химический состав доломитов определяли на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре X-Calibur (Израиль). Содержания FeO по валовым пробам доломитов находили объемным бихроматным титриметрическим методом. Изучение химического и минералогического состава доломитов выполнено на электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments. Анализ проводили в полированных шлифах доломитов.

В доломитах из разных подсвит средние содержания MgO колеблются от 18.89 до 19.27 мас. %, CaO – от 25.13 до 31.04 мас. %, SiO₂ – от 2.25 до 13.44 мас. %. Среднее количество силикластической примеси изменяется в пределах от 3.76 до 17.03 мас. %. Большая часть из измеренных микроэлементов в доломитах находится на кларковом уровне и ниже, исключение

представляют Sr, Ni, Y, Zr, Ba, концентрации которых превышают кларк для карбонатных пород в несколько раз. Главным минералом в породах является доломит, средние содержания которого в разных подсвитах варьируют от 78 до 95%. Породы характеризуются изменчивыми содержаниями кварца, кальцита и микролина и низкими концентрациями ($\leq 1\%$) слюд (мусковит, биотит), клинохлора и альбита. Кристаллохимические характеристики, содержания двухвалентного железа, марганца, стронция и отношения этих элементов в доломитах авзянской свиты приводятся в таблице.

Таблица
 Параметры элементарной ячейки a и c , значения коэффициента $K (I_{01.5}/I_{11.0})$, содержания Fe (II), Mn, Sr (г/т) и их отношения в доломитах авзянской свиты

№ обр.	$a, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$I_{01.5}/I_{11.0}$	Fe (II)	Mn	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr
м2355	4.8112	16.0282	0.62	9899	981	222	4.4	44.6
м2356	4.8125	16.0275	0.60	3891	640	183	3.5	21.3
м2357	4.8113	16.0231	0.71	4941	394	172	2.3	28.7
м2358	4.8113	16.0251	0.60	5217	406	157	2.6	33.2
м2360	4.8108	16.0199	0.73	5821	375	142	2.6	41.0
м2361	4.8114	16.0269	0.58	9231	454	129	3.5	71.6
м2362	4.8102	16.0219	0.55	6626	540	141	3.8	47.0
м2375	4.8115	16.0237	0.67	2220	286	136	2.1	16.3
м2376	4.8106	16.0194	0.63	3342	291	138	2.1	24.2
м2377	4.8105	16.0272	0.48	5026	416	134	3.1	37.5
Ср. по av_1	4.8111	16.0243	0.62	5621	478	155	3.0	36.5
м1110	4.8101	16.0191	0.67	2130	265	35	7.6	60.3
м1112	4.8109	16.0243	0.59	6910	622	70	8.9	99.4
м1114	4.8108	16.0224	0.52	6180	533	57	9.3	108.8
м1115	4.8108	16.0231	0.74	6405	533	85	6.3	66.8
Ср. по av_1^*	4.8107	16.0222	0.63	5406	488	62	8.0	83.8
м1140	4.8097	16.0146	0.88	2215	285	63	4.5	35.2
м1142	4.8108	16.0208	0.59	1065	185	79	2.3	13.5
м1143	4.8109	16.0196	0.73	1065	363	72	5.0	14.8
м1144	4.8096	16.0160	0.68	1648	287	51	5.6	32.3
м1145	4.8106	16.0217	0.62	2915	427	49	8.7	59.5
Ср. по av_5	4.8103	16.0185	0.70	1782	309	63	5.2	31.1
м1918	4.8099	16.0156	0.69	5402	403	138	2.9	39.1
м1919	4.8097	16.0178	0.73	4812	369	155	2.4	31.0
м1920	4.8087	16.0116	0.77	5480	399	124	3.2	44.2
м1925	4.8102	16.0184	0.77	4734	435	173	2.5	27.4
м1926	4.8091	16.0186	0.67	2752	347	202	1.7	13.6
м1927	4.8100	16.0199	0.67	3708	348	184	1.9	20.2
Ср. по av_6	4.8096	16.0170	0.72	4481	383	163	2.4	29.3

Примечание. Разрезы: м2355–м2377 – av_1 (с. Веселовка); м1110–м1115 – av_1^* (д. Исламбаево); м1140–м1145 – av_5 (р. Б. Авзян); м1918–м1927 – av_6 (р. Тюльмень).

В доломитах авзянской свиты фиксируются повышенные параметры кристаллической решетки ($a_{cp}=4.8105 \text{ Å}$, $c_{cp}=16.0211 \text{ Å}$) и пониженные значения субструктурного рефлекса ($K_{cp}=0.66$) (см. табл.) по сравнению со стехиометрическими доломитами. В последних параметр a находится в пределах $4.803\text{--}4.807 \text{ Å}$, параметр c – $15.984\text{--}16.006 \text{ Å}$ [3], а значения отношения $I_{01.5}/I_{11.0}$ близки к 1 [1; 2; 7].

Результаты проведенного изучения показывают, что доломиты разных стратиграфических уровней авзянской свиты подвержены эпигенетическим преобразованиям. Для оценки их степени нами использованы геохимические критерии. Считается [5; 11; 15 и ссылки в этих работах], что не высокие концентрации Fe и Mn, отсутствие корреляции между ними и низкие значения их отношений ($Mn/Sr \leq 6$ и $Fe/Sr \leq 15$) отвечают геохимическим критериям «сохранности» доломитов.

В доломитах авзянской свиты средние содержания Fe (II) равны 4545 г/т, Mn – 423 г/т, Sr – 124 г/т, а средние отношения Mn/Sr и Fe/Sr – 4.1 и 41.3 соответственно (см. табл.). Наши результаты соответствуют аналогичным данным по авзянским доломитам, приводимым в работе [12]. Согласно представлениям указанных авторов, доломиты авзянской свиты с концентрациями Fe и Mn соответственно не выше 12000 и 500 г/т являются наименее измененными постседиментационными преобразованиями. В большинстве исследованных нами образцов доломитов содержания этих катионов не превышают обозначенных пределов, однако, между ними фиксируется высокая прямая корреляция ($K_{корр}=0.78$), что характерно для перекристаллизованных карбонатных пород. На это же указывают очень высокие значения отношения Fe/Sr в авзянских доломитах, иногда значительно (в 5-6 раз) превышающие величину Fe/Sr геохимического критерия «сохранности», а также данные петрографического изучения.

Во всех разрезах в породах фиксируются участки развития крупнокристаллического доломита поздней генерации, образование кальцит-доломитовых прожилков, часто окварцованных, и увеличение в них размерности зерен доломитов. Все это свидетельствует о проявленных процессах перекристаллизации. Следует отметить при этом, что часто во всех разрезах в поздней генерации доломитов по сравнению с ранней увеличиваются концентрации Fe и Mn, а по контуру и вблизи перекристаллизованных участков развиваются гидроокислы железа. Это говорит о том, что растворы, которые участвовали в процессе перекристаллизации, были насыщены Fe и Mn. По доломит-кальцитовому геотермометру [10] температуры и давления образования кальцит-доломитовых прожилков в породах авзянской свиты составляют 260–530°C и 0.3–2.3 кбар. В породах часто встречается вкрапленность пирита и гидроксидов железа. В разрезе катакской подсвиты у с. Веселовка в ассоциации с кальцитом-2 установлен железисто-магнезиальный хлорит, температура образования которого по хлоритовому геотермометру [13; 14] составляет 300–330°C. Таким образом, приведенные материалы позволяют говорить о том, что породы авзянской свиты были подвержены интенсивным эпигенетическим преобразованиям, обусловленным воздействием на породы Fe- и Mn-содержащих средне- и высокотемпературных флюидов. По нашему мнению, именно с этим процессом связано изменение кристаллохимических характеристик доломитов авзянской свиты, поскольку в них содержания Fe и Mn прямо коррелируют с увеличением параметров кристаллической решетки и имеют обратную связь с величиной субструктурного рефлекса (рис. 1, а, б).

В изученных разрезах катакской и тюльменской подсвит присутствуют дайки габбродолеритов и во вмещающих их доломитах обнаруживается отчетливая связь изменения кристаллохимических характеристик от расстояния до магматических пород (рис. 1, с). Наибольшие значения параметров a и c кристаллической решетки, а также минимальные величины субструктурного рефлекса $I_{01.5}/I_{11.0}$ в них фиксируются в непосредственной близости от даек. Согласно петрографическому изучению, в доломитах, расположенных в разрезах вблизи габбродолеритов наблюдаются процессы рекристаллизации, которые не отмечаются на большом расстоянии от них. К тому же, в доломитах около магматических пород, как правило, увеличиваются концентрации Sr и Ni. Все это указывает на то, что перекристаллизация доломитов и изменение в них кристаллохимических параметров в разрезах у с. Веселовка и на р. Тюльмень связаны с деятельностью постмагматических флюидов.

Другой причиной эпигенетической перекристаллизации доломитов и изменения в них кристаллохимических параметров может быть воздействие Fe- и Mn-содержащих катагенетических флюидов и их разгрузкой в тектонически ослабленных зонах. В обнажениях у д. Исламбаево и на р. Б. Авзян не установлены магматические породы, однако, в них, также как и в доломитах из других разрезов авзянской свиты, обнаруживаются гидротермальные кальцит-доломитовые прожилки, образованные при температурах 350–530°C и давлениях 0.3–0.7 кбар.

В реветских доломитах на р. Б. Авзян в прожилках отмечается окварцевание. Кварц представлен вытянутыми кристаллами, ориентированными поперек или под углом к направлению прожилков, что, вероятно, свидетельствует о сопутствующих их формированию процессах растяжения. В обнажении у д. Исламбаево в доломитах катаскинского уровня наблюдаются метасоматические (?) участки в виде разноориентированных полос с разным уровнем насыщения Fe и Mn, при этом участки с максимальным содержанием железа ($FeO=3.09$ мас. %) развиваются вдоль границ дизъюнктивных дислокаций. Перечисленные особенности позволяют предполагать синтетектоническую циркуляцию средне- и высокотемпературных Fe- и Mn-содержащих флюидов в доломитах из разрезов у д. Исламбаево и на р. Б. Авзян.

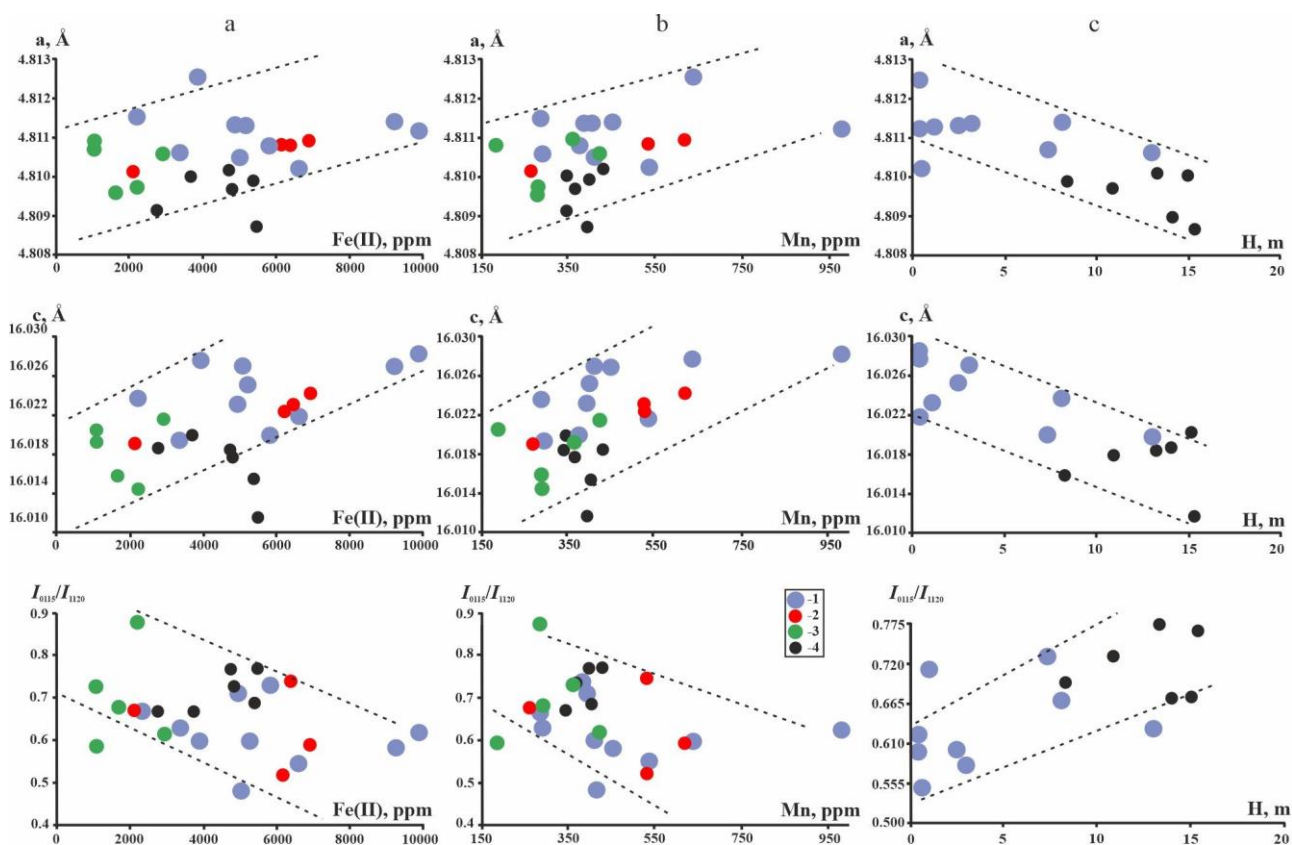


Рис. 1. Зависимость между параметрами кристаллической решетки, коэффициентом упорядочения структуры $K (I_{01.5}/I_{11.0})$ доломитов с содержаниями в них Fe (II) (а) и Mn (б) и расположением доломитов относительно даек габбродолеритов (с)

1 – катаскинская подсвита (с. Веселовка); 2 – кужинская свита (аналог катаскинской подсвиты) (д. Исламбаево); 3 – реветская подсвита (р. Б. Авзян); 4 – тюльменская подсвита (р. Тюльмень).

Выводы:

1. В доломитах авзянской свиты фиксируются повышенные параметры кристаллической решетки ($a_{cp}=4.8105 \text{ \AA}$, $c_{cp}=16.0211 \text{ \AA}$) и пониженные значения субструктурного рефлекса ($K_{cp}=0.66$) по сравнению со стехиометрическими доломитами.

2. Доломиты разных стратиграфических уровней авзянской свиты подвержены интенсивным эпигенетическим преобразованиям, обусловленным воздействием на породы Fe- и Mn-содержащих средне- и высокотемпературных флюидов

3. Изменение кристаллохимических характеристик доломитов авзянской свиты связано с деятельностью постмагматических (разрезы у с. Веселовка и на р. Тюльмень) и катагенетических (разрезы у д. Исламбаево и на р. Б. Авзян) флюидов, циркуляция которых происходила по зонам разрывных нарушений.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015 и № FMRS-2022-0013

Список литературы

1. Демчук И.Г. Рентгенографическое исследование изоморфизма в доломитах // Известия Академии наук. Серия геологическая. 1992. №10. С. 153–158.
2. Демчук И.Г., Кисин А.Ю. Кристаллохимия доломитов метаморфических и осадочных пород // Ежегодник-1991. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 139. 1992. С. 79.
3. Карбонаты, минералогия и химия: пер. с англ. / Под ред. Р.Дж. Ридера. М.: Мир, 1987. 496 с.
4. Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Новые данные о геологическом строении Северо-Западной части Учалинского района (Южный Урал) // Геологический вестник. 2004. № 4. С. 27–38.
5. 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. 2006. Т. 14. № 6. С. 25-53.
6. Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: автореф. дис. ... к-та. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. – 19 с.
7. Мандрикова Н.Т., Перозио Г.Н. Способ определения генетической группы доломита. Авторское свидетельство SU 1130782 А (G 01 N 23/20). 1984. Бюл. № 47.
8. Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 132 с.
9. Стратотип рифея: Стратиграфия: Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
10. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. Издание: Наука, Москва, 1981. 135 с.
11. Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. pp. 3123–3137.
12. Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geol.. 2007. Vol. 273. pp. 211–232.
13. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. Vol. 23. No 4. pp. 471–485.
14. Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. Toronto. May 27–29. 1991. Program with Abstracts 16. A62.
15. Swart P.K. The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future // Sedimentology. 2015. Vol. 62. Iss. 5. pp. 1233–1304.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ МУРИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.Э. Баширов^{1,2}, А.В. Сначёв¹, Д.Е. Савельев¹, Р.А. Гатауллин¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

²Уфимский Университет Науки и Технологий, Уфа

e-mail: vladilen.bashirov2003@yandex.ru

Россыпь Муринская расположена в 5,5 км западнее д. Ильтебаново в пределах Миндякской эрозионно-структурной депрессии и имеет схожее геологическое строение с другими россыпями Уразовского рассыпного поля [2; 4]. Депрессия является широким (до 4,5 км) долинообразным понижением, параллельным основным разрывным и складчатым дислокациям, западная её граница совпадает с зоной Главного Уральского разлома. Для депрессии характерны плосковершинные, иногда куполовидные формы возвышенностей, представляющие собой останцовые фрагменты денудационных планаций, разделённые заболоченными понижениями долины [5].

Муринская россыпь располагается на южном продолжении простирания россыпи Тарлау, разобщенной с последней долиной р. Тарлау. Отработка россыпи была начата до 1917 г. По свидетельству старожилов добыча в небольших объемах производилось старателями в годы войны и послевоенное время. Россыпь прорезает плиоценовую террасу и сопряжена с эоплейстоценовой аллювиальной толщей фрагментарно сохранившейся в днище долины р. Урал. В отвалах обследованной россыпи наблюдаются песчано-глинистые красноцветные образования с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами кварца, кварцитов, кремнистых сланцев. Протяженность разработок 500 м, ширина от 40 до 100–150 м, глубина залегания пласта – 5–6 м. Всего добыто 119 кг золота. [3].

В ходе проведения комплекса поисково-оценочных работ по золотоносности рыхлых отложений Миндякской эрозионно-структурной депрессии, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» в 1993–2001 гг. (ответственный исполнитель В.Ф. Созинов) было определено, что плотик сложен порфиритами, мраморовидными тонкозернистыми известняками, песчаниками, серпентинитами. Небольшое площадное развитие получили коры выветривания. Почти через всю площадь россыпи в породах плотика прослеживается зона тектонического расланцевания, сопровождающаяся тальк-хлоритовыми сланцами и массивом габбро-диоритов в восточной части россыпи. Рельеф поверхности плотика изобилует неровностями под отложениями плиоцена и относительно ровный на площади развития плейстоценового аллювия в долине р. Урал, где отмечаются площади с небольшими различиями гипсометрических уровней и сглаженными уступами.

Золото представлено большей частью зернами комковидной формы, разной степени окатанности. Размер частиц варьирует 0,15–3,0 мм (по длинной оси) с преобладанием класса крупности -0,5+0,25 мм. Отмечались в единичных случаях мелкие самородки и сростки золота с лимонитом. Пробность золота составляет 832–940 ‰, коррозионной оболочки – 970–999 ‰. В составе золота часто отмечается примесь (мас. %) Hg (0,17–1,34), иногда – Cu (0,14–0,97) и Te (0,1–0,13) [5].

В россыпи отмечаются минералы платиновой группы (МПП) до 1 ‰ от содержания золота. В ходе работы нами были исследованы 47 зёрен МПП. По химическому составу их можно разделить на два типа: тугоплавкие платиноиды ряда Os-Ir-Ru (43 зерна) (рис. 1б) и железистая платина (Fe 5–10 мас. %) соответствующая по составу изоферроплатине (Pt₃Fe) (4 зерна) (рис. 1в). Также отмечено одно зерно самородного иридия вытянутой формы размером до 0,75 мм в длину (рис. 1а). В его составе концентрация Ir составляет 96,52–98,1 мас. %, а так же – Fe до 3,6 мас. % и Ni – до 0,4 мас. %.

На треугольной диаграмме составов тугоплавких платиноидов Os-Ir-Ru, расположение фигуративных точек анализов совпадает с таковыми для географически близких россыпей

Уразовского узла и пространственно связанных с офиолитами россыпей Миасской группы (Киалимская, Малый Иремель) и Байрамгуловской россыпной зоны (Байрамгуловская, Ингульская россыпи) [1; 7].

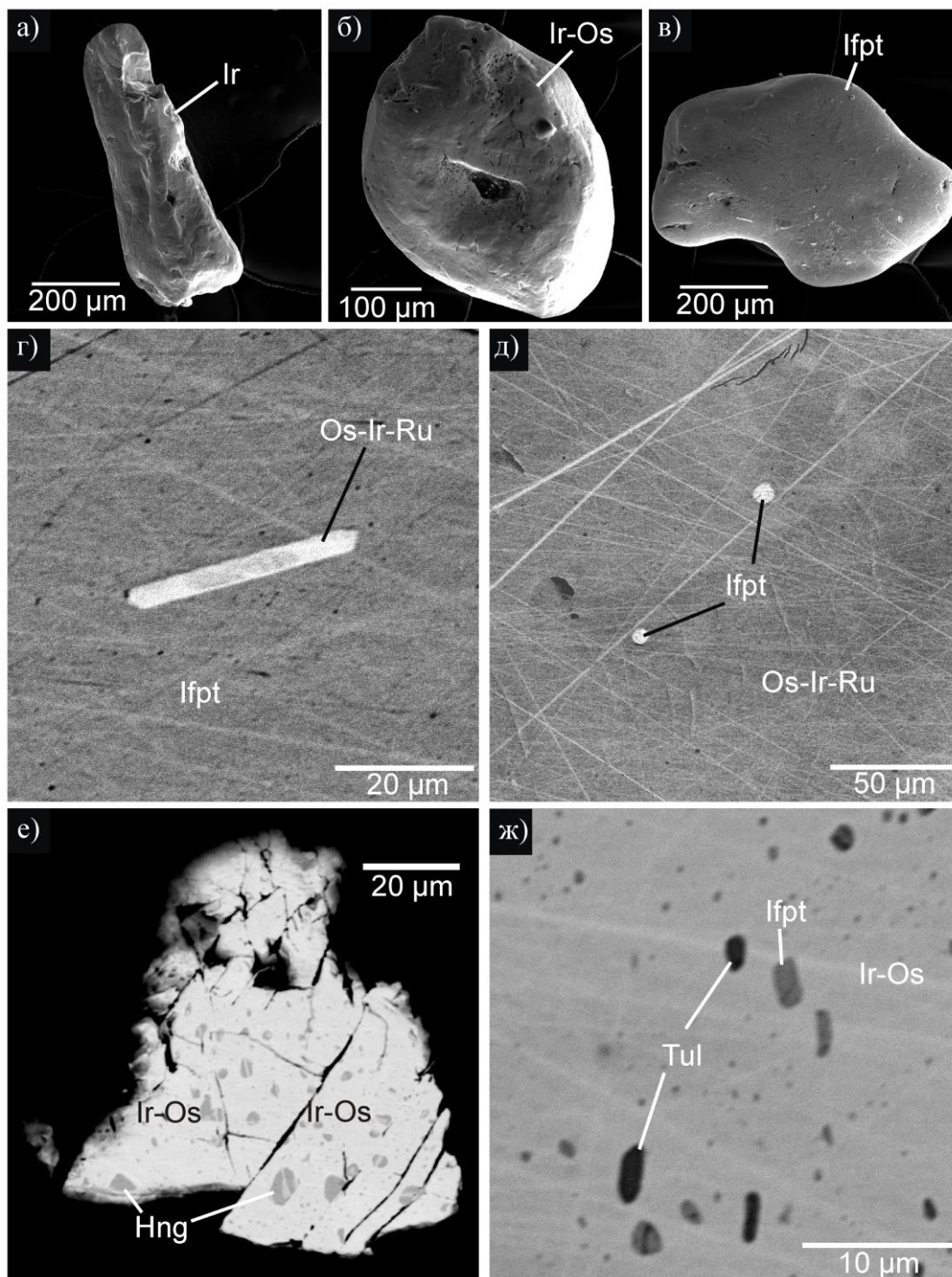


Рис.1. Электронно-микроскопические изображения поверхности зёрен (а-в) и полированных срезов МППГ (г-ж)

Примечание: а – самородный иридий; б – сплав Ir-Os; в – изоферроплатина; г – включение тугоплавких платиноидов Os-Ir-Ru в изоферроплатине; д – включения изоферроплатины в Os-Ir-Ru; е – включения хонгшиита в Ir-Os; ж – включения туламинита в Ir-Os. Аббревиатуры минералов даны по [6]: Ifpt – isoferroplatinum, Tul – tulameenite, Hng – hongshiite.

В зернах Os-Ir-Ru широко развиты мелкие округлые включения изоферроплатины размерами до 7 мкм с содержанием Pt достигающим 89,1 мас. % (рис. 1д). Также в них отмечаются многочисленные включения медистой платины размером до 10 мкм (рис. 1е). Их состав соответствует хонгшииту (PtCu) (Cu 22,76–24,42 мас. %) и сопоставим с подобными зернами и включениями из россыпи Малый Ирмель расположенной севернее в зоне Главного Уральского разлома [7]. Так же отмечены включения туламинита (Pt₂CuFe) размером до 5 мкм. вместе с зёрнами изоферроплатины размером до 4 мкм (рис. 1ж). По размеру и форме из исследованных включений в МПП выделяется зерно идиоморфного кристалла сплава Os-Ir-Ru вытянутой призматической формы размером до 35x5 мкм в зерне изоферроплатины (рис. 1г). В его химическом составе концентрации Os достигает 72,3 мас. %, Ir – до 13,9 мас. % и Ru – до 7,3 мас. %.

Таким образом, изучение минералы платиновой группы россыпи Мурунская показало, что их можно разделить на несколько типов: тугоплавкие платиноиды ряда Os-Ir-Ru, PtFe и самородный Ir. На треугольной диаграмме составов тугоплавких платиноидов расположение фигуративных точек анализов образует практически непрерывный тренд, который совпадает с таковым для большинства МПП из россыпей Главного Уральского разлома. В большинстве зерен встречены включения платиноидов, представленные как противоположными членами изоморфного ряда с широким диапазоном состава, так и самостоятельные минеральные фазы, представленные хонгшиитом (PtCu) и туламинитом (Pt₂CuFe). Морфологические особенности, химический состав и включения в МПП указывает на их вероятный привнос при дренировании массивов габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса (vσO₁₋₂s).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>. Авторы благодарят Г.В. Бойкова (ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка») за предоставленные геологические материалы.

Список литературы

1. Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674. DOI: 10.7868/S0869565217300156
2. Казаков П.В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндяжской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Серия: Геология. 2019. Т. 18. № 3. С. 267–275. DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.267
3. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. Ч. 2. 287 с.
4. Сначёв А.В. Геологическое строение, морфология и состав золота россыпи Террасовая-II (Южный Урал) // Нефтегазовое дело, 2021, т. 19, № 5, с. 20–30. DOI: 10.17122/ngdelo-2021-5-20-30
5. Шатилова Л.В., Позднякова Н.Н., Краснов А.Н., Рогова О.Ю. Типоморфные признаки самородного золота россыпей Тарлауской площади (Южный Урал) // Отечественная геология, 2023, № 2, с. 27–42. DOI: 10.47765/0869-7175-2023-10007
6. Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. Vol. 85, Iss. 3. 2021. pp. 291 – 320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43
7. Zaykov, V.V.; Melekestseva, I.Y.; Zaykova, E.V.; Kotlyarov, V.A.; Kraynev, Y.D. Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources // Ore Geology Reviews. 2017, 85, 299–320. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.001

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДА И ОЛИВИНА В УЛЬТРАМАФИТАХ МАССИВОВ КРАКА

Р.А. Гатауллин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: rusgatln97@gmail.com

Мантийные ультрамафиты – нижняя часть офиолитового разреза, в полной серии помимо ультрамафитов включающего в себя габброидный комплекс, комплекс параллельных даек, комплекс подушечных лав, и перекрывающие их кремнистые осадки [6]. Офиолитовые ультрамафиты привлекают исследователей своей специализацией на хромитовое оруденение (в меньшей степени – на платиноидное оруденение). В пределах Южного Урала одним из самых крупных офиолитов является массив Крака, общая площадь четырёх составляющих его тел - около 900 км² [10].

Предметом исследований послужили образцы мантийных ультрамафитов массивов Крака. Морфология зёрен хромшпинелидов была изучена методом оптической микроскопии и при помощи сканирующего электронного микроскопа, макроэлементные составы определены при помощи энергодисперсионного спектрометра (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик – Савельев Д.Е.).

Минералы группы хромшпинелида постоянно присутствуют в породах мантийного разреза офиолитов Крака в количествах менее 3 об.%. В бедновкрапленных хромититах его содержания доходят до 25%.

Акцессорные шпинелиды обладают относительным разнообразием сочетаний облика и размера зёрен – облик таковых в лерцолитах и перидотитах главным образом ксеноморфный, размер чаще не более 0,5 мм, иногда доходит до первых мм. В дунитах облик зёрен более изометричен и гипидиоморфен, нередко цепочечные выделения зёрен. Хромититы сложены изометричными агрегатами более крупных зёрен хромшпинелидов.

Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и перидотитов характеризуется значительными вариациями содержаний Al₂O₃ и Cr₂O₃ и низкими концентрациями Fe₂O₃. От лерцолитов к дунитам составы шпинелидов образуют тренд, выраженный в одновременном увеличении концентрации Cr₂O₃ и Fe₂O₃ (рис.1а.). Отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости для дунитов и перидотитов. Вариации содержаний магния и двухвалентного железа не столь значительны (0.5–0.8 #Mg для реститовых ультрамафитов), в хромшпинелидах из пироксенитов заметные тренды #Cr–#Mg не обнаруживаются (рис.1б.).

Данные о составе зёрен хромшпинелидов совместно с сосуществующими зёрнами оливина позволяют при помощи эмпирических геотермометров [2,3,4,5] рассчитать температуры окончаний химического обмена между оливином и шпинелью (табл.1.). Для этого отбираются анализы внутренних частей зёрен шпинели, имеющих не менее 30 мкм в поперечнике.

Предполагается, что при определённых РТ-условиях составы минералов в породе уравниваются [8]. Однако на точность таких оценок могут повлиять процессы деформационного распределения вещества в кристаллах, связанные, например, с диффузией и пластическими деформациями [9].

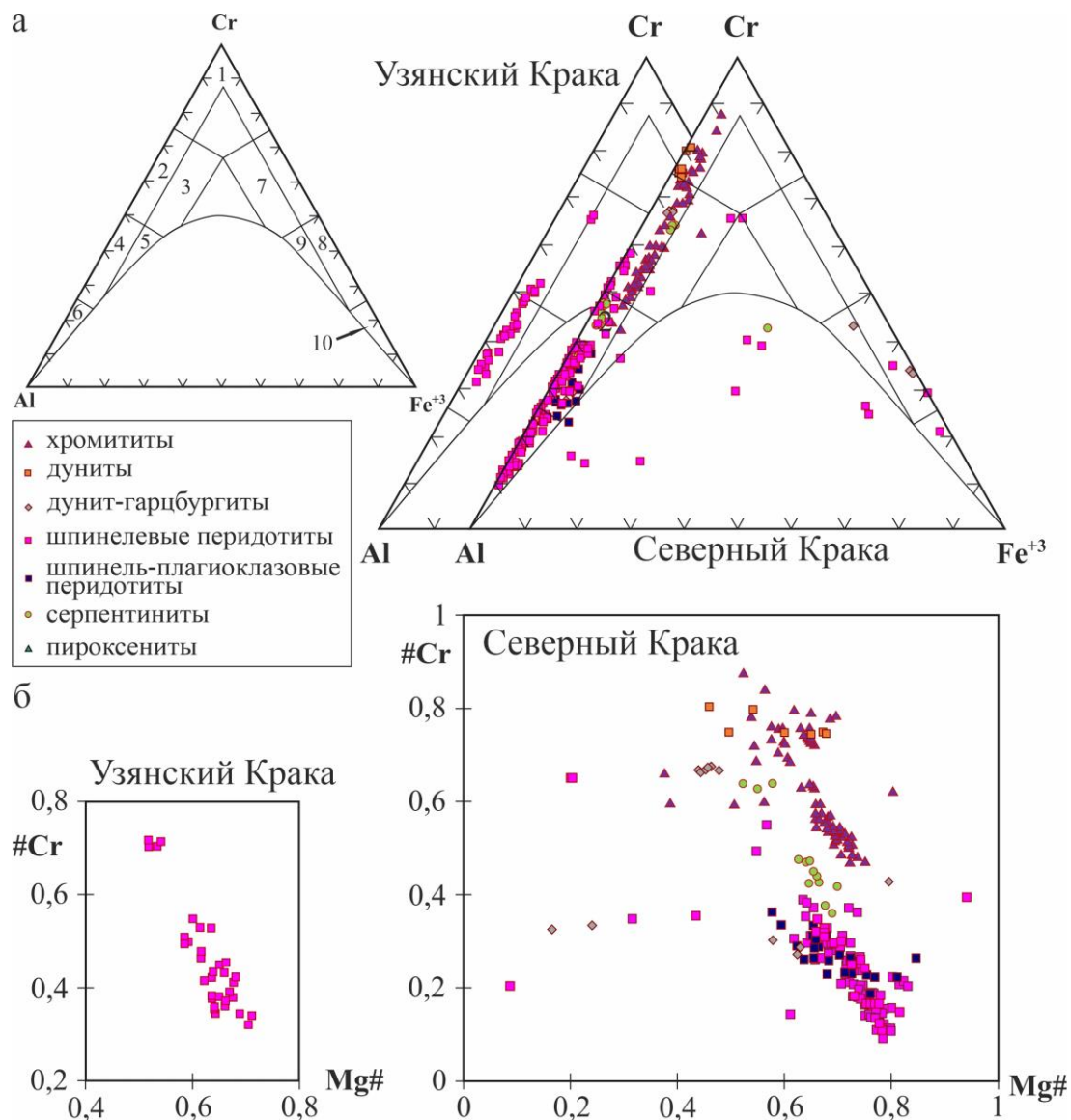


Рис. 1. Диаграммы составов хромшпинелидов из ультрамафитов массивов Крака:

А - Положение хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [7] по составу трехвалентных катионов: 1 - хромит, 2 - алюмохромит, 3 - субферриалюмохромит, 4 - хромпикотит, 5 - субферрихромпикотит, 6 - пикотит, 7 - субалюмоферрихромит, 8 - хроммагнетит, 9 - субалюмохроммагнетит, 10 - магнетит.

Б - Диаграмма #Cr-#Mg для хромшпинелидов. #Cr - доля хрома среди трёхвалентных катионов: $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})$. #Mg - доля магния среди двухвалентных катионов: $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

Для количественного отображения влияния процесса частичного плавления при образовании породы используется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации – OSMA. При её построении используются данные по химическому составу сосуществующих зёрен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек сосуществующих оливинов и хромшпинелидов на диаграмме OSMA попадают в поля, оконтуренные по данным экспериментов по частичному плавлению мантийных лерцолитов.

Таблица 1

Пример оценки температур образования ультрамафитов по оливин-шпинелевым геотермометрам Оно [4] и Фабри [2] для ультрамафитов Северного Крака.

порода	образец	X _{mg ol}	X _{mg sp}	f''	Fa	lnKd	Cr#Al	Оно	Фабри
гарц.	Сек-2180	0.925	0.642	0.358	0.075	1.570	0.385	583	651
гарц.	Сек-2151	0.927	0.616	0.384	0.073	1.656	0.571	737	750
гарц.	Сек-2167	0.922	0.619	0.381	0.078	1.580	0.467	662	702
гарц.	Сек-2171	0.913	0.522	0.478	0.087	1.696	0.479	596	650
лерц.	Сек-1761	0.915	0.766	0.234	0.085	1.010	0.166	643	718
лерц.	Сек-1752	0.916	0.710	0.290	0.084	1.234	0.289	666	719
лерц.	Сек-1763	0.916	0.673	0.327	0.084	1.357	0.330	632	688
лерц.	Сек-1751	0.914	0.665	0.335	0.086	1.360	0.320	612	679
л. шп-плаг.	Сек-2176	0.909	0.594	0.406	0.091	1.497	0.348	544	617
л. шп-плаг.	Сек-2166	0.910	0.691	0.309	0.090	1.194	0.318	814	779
л. шп-плаг.	Сек-2160	0.916	0.752	0.248	0.084	1.074	0.230	704	749
л. шп-плаг.	Сек-2178	0.909	0.677	0.323	0.091	1.245	0.280	655	693

Примечание - X_{mg ol} – доля магния среди двухвалентных катионов оливина (форстеритовый минал); X_{mg sp} – доля магния среди двухвалентных катионов шпинели; f'' – доля железа среди двухвалентных катионов шпинели; Fa – фаялитовый минал (доля железа среди двухвалентных катионов оливина); lnKD – сложный коэффициент, полученный из предыдущих (lnKD= X_{mg ol}* f''/ X_{mg sp}* Fa); Cr#Al – соотношение хрома к сумме хрома и алюминия в шпинели; формула геотермометра Оно: T(°C) = [10000 * (0.057 + 0.34 * Cr#Al)/(lnKD + 0.934 * Cr#Al - 0.102)] - 273 + kXTi; формула геотермометра Фабри: T(°C) = [(4250α + 1343)/(lnKD + 1.825α + 0.571)] - 273 + kXTi, где kXTi – атомное количество титана.

При этом, составы пар оливин-хромшпинелид в изученных лерцолитах соответствуют частичному плавлению до 20%, в гарцбургитах же значительно большим степеням — от 10 до 30% (рис. 2.).

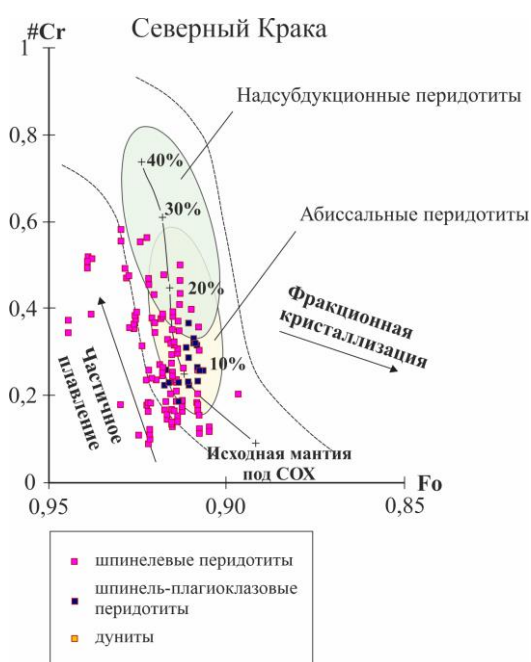


Рис. 2. Диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации

По вертикали - #Cr в хромшпинелиде, по горизонтали - доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина. Пунктиром проведены поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (ФММ). Стрелками отмечены

направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления. Поля приведены в соответствии с данными работы [1].

В данной работе были изучены макроэлементные химические составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов из ультрамафитов офиолитовых массивов Крака. Определены показатели частичного плавления в ходе образования лерцолитов и гарцбургитов Северного Крака. Подсчитаны температуры образования пород по составам оливина и шпинели.

Благодарности. Автор благодарит научного руководителя, д.г.-м.н. Савельева Д.Е., за помощь в проведении аналитических исследований и полезные замечания. Работа проведена за счёт гранта Российского научного фонда № 22-17-00019.

Список литературы

1. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
2. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1979, V. 69 P. 329 – 336.
3. O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // *J.Petrol.*, 1987, V. 28. P. 1169 – 1192.
4. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 1983, V. 78. P. 115 – 122.
5. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, V. 68. P. 325-334.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
7. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // *Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений*, 1949. № 13. С. 10-35.
8. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
9. Савельев Д.Е. К проблеме оценки температур минеральных равновесий в шпинелевых перидотитах // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*, 2019, №22, с. 143-147
10. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — 320 с.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭШИНИТА-(Y) И КАЙНОЗИТА-(Y) ИЗ РИОЛИТОВ САБЛЕГОРСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.В. Гракова, К.С. Попвасев

*Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
Сыктывкар,*

e-mail: ovgrakova@geokomisc.ru

Саблегорская свита (RF₃-V₁) завершает разрез верхнего докембрия Приполярного Урала в северной части Ляпинского антиклинория. В основном, она сложена испытывавшими слабый метаморфизм зеленосланцевой фации вулканогенными породами, в разрезе свиты фрагментарно в виде маломощных прослоев встречаются вулканогенно-осадочные и осадочные отложения [5]. Среди кислых вулканитов, входящих в состав саблегорской свиты и прорывающих ее субвулканических интрузий наиболее распространены риолиты и трахириолиты, реже встречаются трахириодациты, дациты и трахидациты. Породообразующими минералами риолитов являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, серицит, биотит, акцессорными – титанит, циркон, алланит, апатит, кальцит, барит, титаномагнетит и др. [6]. Ранее в исследуемом районе в золотоносных фукситовых прожилках в риолитах саблегорской свиты были установлены: алланит, кварц, альбит, кальцит, титанит, апатит, монацит, кайнозит, ксенотим, черновит, цинкохромит и минералы Pd [3, 4]. Ранее в этих породах нами был установлен бастнезит-(Ce), образованный, вероятнее всего, на поздних стадиях в результате аутометаморфизма и низкотемпературной гидротермальной переработки магматических пород [1]. С целью уточнения типохимических особенностей и установления условий формирования редкоземельных титанониобатов в риолитах саблегорской свиты были изучены алланит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y).

Проба была отобрана из риолитов саблегорской свиты, расположенных на левом берегу руч. Алькесвож, в 1880 м выше устья первого левого притока (С.Ш.: 65° 14' 59,6" В.Д.: 60° 17' 56,3"). Химические составы и фотографии минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max. Исследовательские работы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН, аналитики А. С. Шуйский и Е. В. Тропников.

Алланит-(Ce) и кайнозит-(Y) встречаются в виде агрегатов с неясными краями, размером до 50 мкм (таблица, рис. 1 а, б). По химическому составу видно, что алланит-(Ce) содержит легкие лантаноиды, а в составе кайнозита-(Y), помимо иттрия, также присутствуют и легкие лантаноиды. Можно предположить, что кайнозит-(Y) в процессе метаморфизма замещает алланит-(Ce), учитывая их схожий общий вид и присутствие в их составах легких REE элементов (рис.1, таблица). Эшинит-(Y) представлен зернами неправильной формы, размером 10-15 мкм (рис. 1 в, г). Он содержит, в основном тяжелые лантаноиды, а так же U и Th, что может указывать на митамиктность минерала (таблица). REE-содержащие минералы в риолитах саблегорской свиты ассоциируют с калиевым полевым шпатом, мусковитом и кварцем (рис. 1).

По мнению Юдовича Я. Э. и соавторов первоначально риолиты саблегорской свиты подверглись постмагматическим процессам минерализации грейзенового типа. Затем гидротермально переработанные породы могли подвергнуться гипергенному изменению в кембрийской коре выветривания, при этом происходили мощные процессы аутигенного образования. Редкоземельные фазы претерпели раскristализацию и переотложение и в период зеленосланцевого метаморфизма, часть редкоземельных минералов разложилась и трансформировалась в силикаты [7, 8]. В золотоносных фукситовых прожилках из риолитов саблегорской свиты проявлений Чудное и Нестеровское редкоземельная минерализация

могла образоваться в ходе единого гидротермального события, связанного, по мнению авторов, с позднегерцинским метаморфизмом [2].

Таблица
REE-содержащие минералы в риолитах саблегорской свиты.

Элемент	1	2	3	4	5
SiO ₂	2.69	5.26	2.04	27.2	31.19
CaO	0.14	0.24	0.23	6.14	10.42
Al ₂ O ₃	–	–	–	–	14.82
MnO	–	–	–	–	–
TiO ₂	28.15	26.05	30.36	–	–
Fe ₂ O ₃	0.73	0.81	0.79	4.08	15.50
SrO	0.9	–	–	–	–
Y ₂ O ₃	20.4	19.26	21.5	21.3	–
Nb ₂ O ₅	24.96	23.25	23.18	–	–
LaO ₃	–	–	–	0.47	4.87
Ce ₂ O ₃	–	–	–	3.97	14.06
Pr ₂ O ₃	–	–	–	1.17	1.21
Nd ₂ O ₃	0.63	0.56	0.73	7.05	3.70
Sm ₂ O ₃	0.97	0.97	0.9	3.83	–
Gd ₂ O ₃	2.5	1.95	2.3	4.5	–
Dy ₂ O ₃	3.82	3.59	4.01	2.7	–
Ho ₂ O ₃	–	0.93	–	–	–
Er ₂ O ₃	2.51	2.26	2.66	–	–
Yb ₂ O ₃	1.89	2.34	2.57	–	–
ThO ₂	2.52	1.77	0.85	–	–
UO ₃	2.83	1.73	1.24	–	–
CO ₂	–	–	–	5.47	–
H ₂ O	0.16	0.18	0.15	2.24	3.12
Сумма	95.8	91.15	93.51	90.11	99.7

Примечание: 1–3 – эшинит-(Y), 4 – кайнозит-(Y), 5 – алланит-(Ce). CO₂ и H₂O – расчетные данные. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Расчетные формулы на фиксированную сумму катионов металла:

- $(Y_{0.61}Dy_{0.07}Gd_{0.05}Er_{0.04}Sr_{0.03}Yb_{0.03}Th_{0.03}U_{0.03}Sm_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01})_{\Sigma 0.93}(Ti_{1.19}Nb_{0.63}Fe_{0.03}Si_{0.15})_{\Sigma 2}[O_{5.75}(OH)_{0.03}]$;
- $(Y_{0.57}Dy_{0.06}Gd_{0.04}Er_{0.04}Yb_{0.04}Th_{0.02}U_{0.02}Sm_{0.02}Ho_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01})_{\Sigma 0.85}(Ti_{1.09}Nb_{0.59}Fe_{0.03}Si_{0.29})_{\Sigma 2}[O_{5.59}(OH)_{0.03}]$;
- $(Y_{0.64}Dy_{0.07}Er_{0.05}Gd_{0.04}Yb_{0.04}Sm_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01}Th_{0.01}U_{0.01})_{\Sigma 0.90}(Ti_{1.27}Nb_{0.58}Fe_{0.03}Si_{0.11})_{\Sigma 2}[O_{5.67}(OH)_{0.03}]$;
- $(Y_{1.52}Ca_{0.88}Nd_{0.34}Gd_{0.20}Ce_{0.19}Sm_{0.18}Dy_{0.12}Pr_{0.06}La_{0.02})_{\Sigma 3.51}(Si_{3.59}Fe_{0.41})_{\Sigma 4}O_{12.49}(CO_3) \cdot H_2O$
(Ca_{1.07}Ce_{0.49}La_{0.17}Nd_{0.13}Mn_{0.07}Pr_{0.04})_{Σ1.98}(Al_{1.68}Fe_{1.15})_{Σ2.82}(SiO₄)(Si₂O₇)O(OH).

В результате можно сделать вывод о том, что в исследуемых породах алланит-(Ce), наряду с монацитом, ксенотимом и др. REE-содержащими минералами, является одним из концентраторов и поставщиков REE-элементов из магматических пород. Редкоземельные титано-ниобаты, в том числе эшинит-(Y), вероятно, образовался в постмагматическую стадию преобразования риолитов в присутствии в остаточном расплаве повышенных концентраций некоторых редких металлов – Zr, Nb, Y и REE, поставщиками которых являлись циркон, апатит, монацит и др.

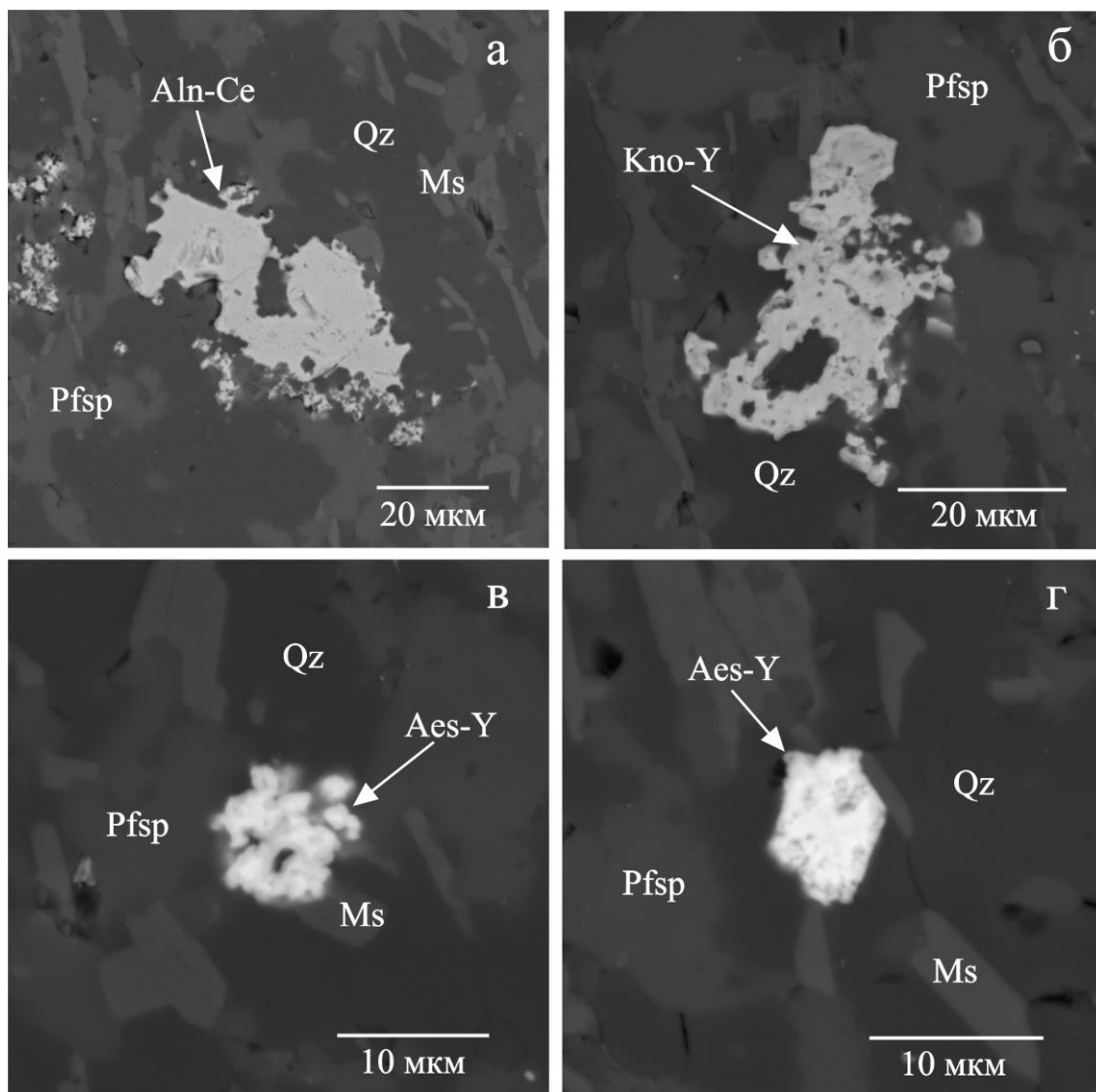


Рис. 1. REE-содержащие минералы в риолитах саблегорской свиты: а – алланит-(Ce), б – кайнозит-(Y), в, г – эшинит-(Y). Обозначение минералов: Aln-Ce – алланит-(Ce), Kno-Y – кайнозит-(Y), Aes-Y – эшинит-(Y), Pfsp – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Qz – кварц

Мы полагаем, что кайнозит-(Y) из риолитов саблегорской свиты является самым поздним минералом и, вероятнее всего, образовался при метаморфизме зеленосланцевой фации. Его появление могло происходить за счет перекристаллизации алланита-(Ce) при распаде эшинита-(Y).

Список литературы

1. Гракова О. В., Попвасев К. С. Редкоземельные карбонаты из докембрийских пород Приполярного Урала // Материалы XIII Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург, 2023. С. 89–91.
2. Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В., Нагаева С.П., Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Ефанова Л.И., Соболева А.А. Распределение и формы нахождения редкоземельных элементов на Au-Pd-REE рудопоявлениях Чудное и Нестеровское (хребет Малдынырд, Приполярный Урал // Геохимия, 2005. № 11. С. 1175-1195.
3. Онищенко С. А., Кузнецов С. К. Палладий-золотосульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2019. № 6(294). С. 20-27. DOI 10.19110/2221-1381-2019-6-20-27

4. Онищенко С. А. Цинкохромит на золоторудном месторождении Чудное (Приполярный Урал) / // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения - 2020): Материалы российской конференции с международным участием, Сыктывкар, 2020. С. 223-224.

5. Пыстин А. М., Гракова О. В., Пыстина Ю. И., Кушманова Е. В., Попвасев К. С., Потапов И. Л., Хубанов В. Б. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Литосфера. 2022, № 6. С. 741–760. DOI: 10. 24930/1681-9004-2022-22-6-741-760

6. Соболева А. А. Вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.

7. Юдович Я. Э., Козырева И. В., Швецова И. В., Ефанова Л. И., Филипов В. Н. Марганцовистые редкоземельные стяжения в метаморфических сланцах на Приполярном Урале. ДАН, 2000, т. 370, №5. С. 658-660.

8. Юдович Я.Э., Андреичев В.Л., Шулепова А.Н. О возрасте метаморфизма кожимских гипербазитов. В кн.: Геохимия древних толщ Севера Урала, Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 205-208.

ЭПИДОТ НИКОЛАЙШОРСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю. В. Денисова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

e-mail: yulden777@yandex.ru

Эпидот является одним из минералов, отмечаемых во всех породах. Его содержание в породе может варьировать от килограмма на тонну до небольшого количества в десятки грамм на тонну. В первом случае минерал выступает в качестве породообразующего вторичного происхождения. Он обычно является продуктом изменения основных пород при контактовом метаморфизме, вследствие чего характерен для сланцевых пород метаморфического происхождения (эпидот-хлоритовые, эпидот-амфиболитовые сланцы, амфиболиты, эпидотовые гнейсы и др.). Так же может образовываться в результате воздействия гидротермальных процессов на различные минералы (полевых шпатов, слюд, пироксенов, амфиболов, гранатов и других), составляющих эффузивные и интрузивные породы. В интрузивных породах эпидот относится к постоянно отмечаемому акцессорному минералу. Повышенные содержания Ca-Fe-Al-силиката отмечаются в гранитоидах, насыщенных кальцием и железом, диоритах, гранодиоритах. Наименьшие количества этого минерала типичны для альбитизированных гранитов [5, 8, 12, 13, 17].

В представленной работе показаны результаты изучения эпидота из гранитов Николайшорского массива (Приполярный Урал).

Николайшорский массив, расположенный в бассейне рр. Николай-Шор и Иг-Шор пространственно ассоциируется с гнейсами няргинского метаморфического комплекса. К массиву относится как вытянутое узкое согласное пластовое тело длиной 4 км при средней ширине 1, 5 км, так и расположенные южнее несколько мелких гранитных тел. Породы изученного массива представляют собой серовато-зеленые и серые среднезернистые лейкограниты. В пределах массива выделяют две разновидности: плагиограниты и нормальные кали-шпатовые граниты, которые имеют гнейсовидный облик и взаимные переходы к гнейсам и кристаллическим сланцам. Основываясь на этом, А. М. Пыстин [3] предложил рассматривать эти образования как плагиогранито-гнейсы и гранито-гнейсы. В нашем случае, для изучения была выбрана наименее измененная разновидность породы, составляющей Николайшорский массив, гранито- гнейсы, минеральный состав которой представлен калиевым полевым шпатом (25%), плагиоклазом (35%), кварцем (35%), биотитом (4%), мусковитом (1 %). Содержание эпидота в изученных гранитах в среднем составляет 95 г/т, при этом его количество может увеличиваться в приконтактных областях массива до 120 г/т. Представленные содержания составляют менее 1 % от общей массы породы, что позволяет рассматривать минерал как акцессорный [1, 3, 4, 7, 9, 10].

Изучение шлифов породы позволили установить наличие зерен эпидота, цвет которых преимущественно темно-зеленый с переходами к более светлому оттенку зеленого. Анализ растровых изображений (Рис. 1) выявил присутствие эпидота двух генераций.

Первый тип представлен крупными выделениями эпидота неправильной формы от 0,2 до 0,5 мм (редко 1 мм), приуроченным к стыкам зерен преимущественно плагиоклаза. Согласно В. В. Ляховичу [2], магматическая природа эпидота может быть определена по форме присутствия алланита, биотита, а так сохранности плагиоклаза в исследуемой породе, который может являться источником кальция для образования Ca-Fe-Al-силиката. Согласно Рис. 1. а, для эпидота I типа отмечается срастание с алланитом указывает на одинаковые условия образования этих двух минералов. Так же видим, что трещины в зернах эпидота были «залечены» биотитом, что указывает на более позднее формирование слюды по сравнению с минералом-хозяином. Четкие контакты эпидота с рядом лежащим плагиоклазом так же указывают на первичную природу этого минерала. Выявленные признаки позволяют

утверждать, что эпидот первой генерации является первичным минералом и сформирован в позднемагматическую стадию магматического этапа становления Николайшорского массива [6, 14].

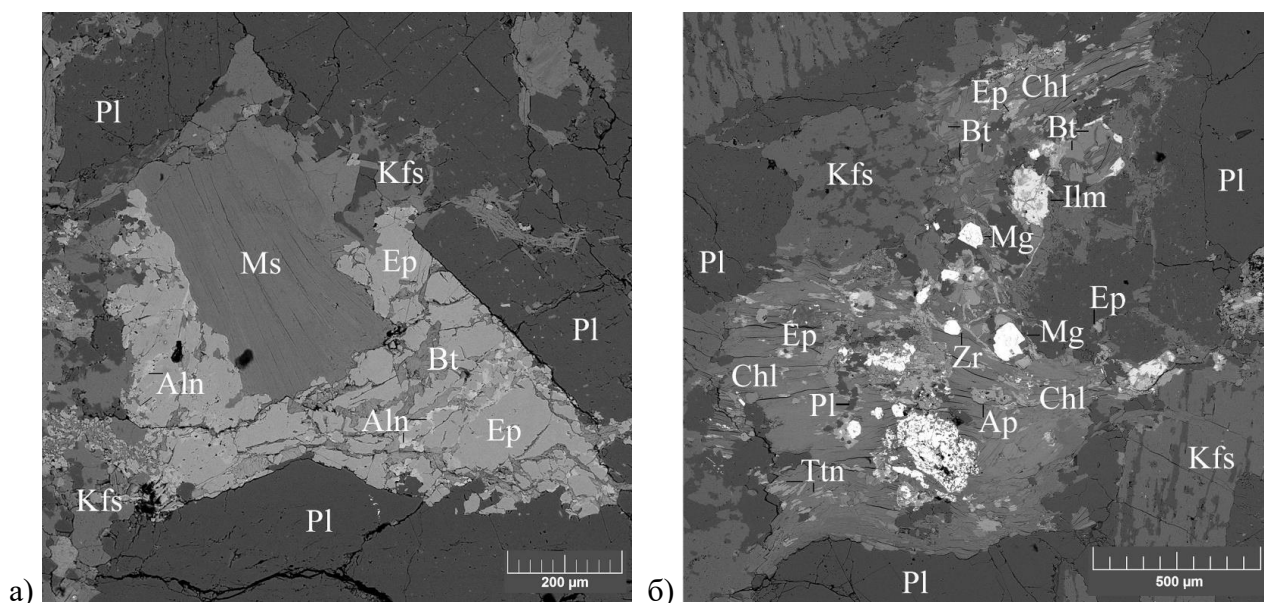


Рис. 1. Эпидот Николайшорского гранитного массива: а) магматический, б) метасоматический. Минералы (сокращение по ФГУП «ВСЕГЕИ»): Pl – плагиоклаз, Kfs – щелочной полевой шпат, Q – кварц, Bt – биотит, Ms – мусковит, Chl – хлорит, Zr – циркон, Ap – апатит, Ttn – титанит, Aln – алланит, Ep – эпидот, Mg – магнетит, Ilm – ильменит.

Ко второму типу отнесены мелкие выделения, приуроченные к участкам измененного плагиоклаза или биотита. Как мы можем наблюдать на Рис. 1. б, цепочкообразное размещение зерен эпидота приурочены к отдельным областям серицизированного полевого шпата, а так же образует окаймляют частично сохранившийся биотит [11, 16]. Породообразующая слюда большей частью замещена хлоритом, который согласно последовательности кристаллизации минералов для гранитоидов Приполярного Урала, разработанной М. В. Фишманом с коллегами [11], формируется в метасоматический этап. Эпидот второй генерации является вторичным минералом, кристаллизация которого происходила в период метасоматических изменений.

Изучение эпидота из гранито- гнейсов Николайшорского массива выявило наличие двух генераций. Первая генерация минерала кристаллизовался в период позднемагматического этапа магматической стадии становления массива одновременно с алланитом, который является собственно магматическим минералом. Вторая генерация образовалась в период метасоматических изменений при точечном воздействии среднетемпературных гидротермальных растворов.

Список литературы

1. Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранито-гнейсов Николайшорского массива (Приполярный Урал)// Известия Коми НЦ УрО РАН, № 3, Сыктывкар, 2021. С. 32–40. DOI 10.19110/1994-5655-2021-3-32-40.
2. Ляхович В. В. Акцессорные минералы: их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968.– 276 с.
3. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.

4. Осовецкий Б. М. Типохимизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2001. 244 с.
5. Прибавкин С.В. Вулканиды с вкрапленниками магматического эпидота из окрестностей Екатеринбурга, Урал // Записки ВМО. 2005 № 4 С. 115-125.
6. Прибавкин С. В., Авдоница И. С., Главатских С. П. Состав и внутреннее строение вкрапленников магматического эпидота из андезитов и дацитов, Средний Урал // Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010, с. 168–172
7. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11.
8. Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 1993 Т. 329 № 3 С. 332-334.
9. Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.
10. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
11. 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.
12. Dawes L. Evans W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado // Geological society of America bulletin. 1991.V. 103 № 8 P. 1017-1031.
13. Zen E., Hammarstrom J. M. Magmatic epidote and its petrologic significance // Geology. 1984. V. 12. P. 515–518.
14. Liou, J. G., Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSiO}_3\text{O}_{12}\text{OH}$. J. Petrol., 1973, 14, 381-413.
15. Schmidt M.W.; Poli S. Magmatic epidote // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2004, 56, С. 3, 399-430
16. Tulloch A. J. Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north-western North America // Geology. 1979. V. 14. P. 187–188.
17. Vyhna C. R., McSween Jr. H. Y. and Speer J. A., Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. Am. Mineral., 1991, 76, 176–188.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО ЯРУСА НА ПРИМЕРЕ СЛАДКОВСКО-ЗАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Э. Измайлова

ООО «Уфимский НТЦ», Уфа
e-mail: izmaylova.anna21@mail.ru

История науки о Земле и ее недрах – это непрерывный поиск новых петрофизических методов и геофизических исследований для обеспечения прироста запасов углеводородов и сырьевой базы страны.

Значительная часть мировых запасов углеводородов приурочена к карбонатным коллекторам, которые имеют сложное строение пустотного пространства. Подсчет запасов и проектирование разработки таких залежей требует детального изучения структуры порового пространства, которые определяют коллекторские свойства пород.

Считаем, что для полного описания структуры порового пространства требуется комплексный подход.

Знание полученной информации повысит точность подсчета запасов углеводородов и эффективность их разработки.

Одной из актуальных проблем комплексной интерпретации геофизических исследований скважин (далее ГИС) и составления петрофизической модели является анализ пустотного пространства карбонатных отложений, детализация и актуализация петрофизической модели.

Несмотря на глубинность залегания, башкирский ярус является перспективным нефтеносным объектом, его фильтрационные возможности оцениваются достаточно высоко. Поскольку прогиб испытал активную деформацию, то в потенциально продуктивных отложениях можно ожидать широкое развитие микротрещин, способное осуществлять фильтрацию углеводородов (УВ) в пластах и повышать добычные свойства низкопористых карбонатных коллекторов [2]. Поэтому вызывает интерес создание петрофизической модели Сладковско-Зареченского месторождения.

Башкирский ярус преимущественно представлен известняками, редко доломитизированными известняками и доломитами. В описании керна и шлифов – упоминание о порах, кавернах и трещинах.

Известняки оолитовые, биогермные крепкие зернистые кавернозно-пористые массивные, трещиноватые, встречаются упоминания об открытых трещинах. Открытые трещины перпендикулярны оси керна, по ним он распадается на столбики; фиксируются открытые трещины, параллельные оси керна. (1К, 2К, 3СЗ, 1 ЯН и т.д.)

Значительная часть керна отобрана из коллекторов и имеет высокие значения проницаемости. Максимальное значение пористости в пласте 28%. Максимальное значение проницаемости в пласте – 3000 мД. Коэффициент остаточной водонасыщенности ($K_{во}$) меняется от 2 до 43% (рис. 1).

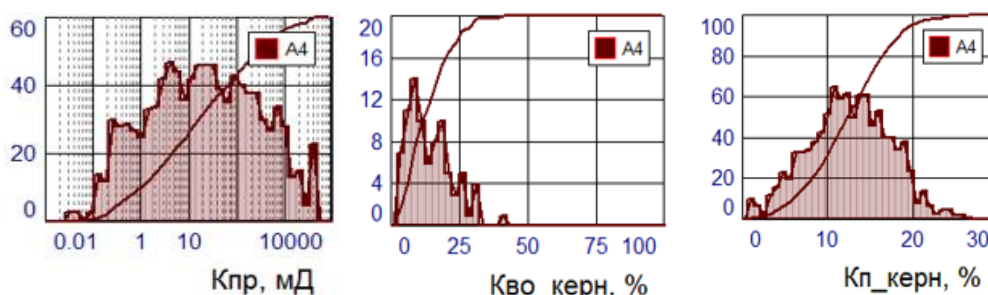


Рис. 1. Гистограммный анализ $K_{пр}$, $K_{во}$, $Кп$ керна соответственно

В соответствии с анализом карбонатности пласта А4 породы коллекторы состоят из известняков – 89,5%, доломитов 6,5% и нерастворимого остатка – 3,0% (рис. 2).

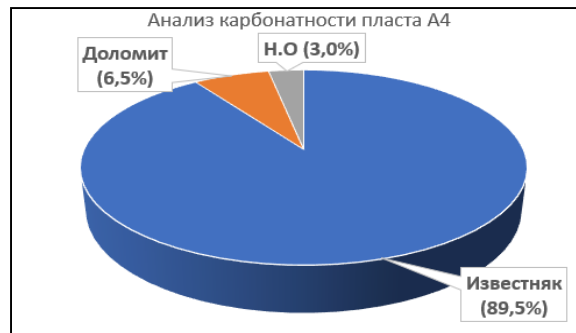


Рис. 2. Анализ карбонатности продуктивных пластов

По данным рентгено-структурного анализа (РСА), породы-коллекторы, в основном, известковистые (94,85%), доломитистые (14,6%), редко с присутствием ангидрита (1,4%). Присутствует также кварцевая составляющая (1,8%) (рис. 3).

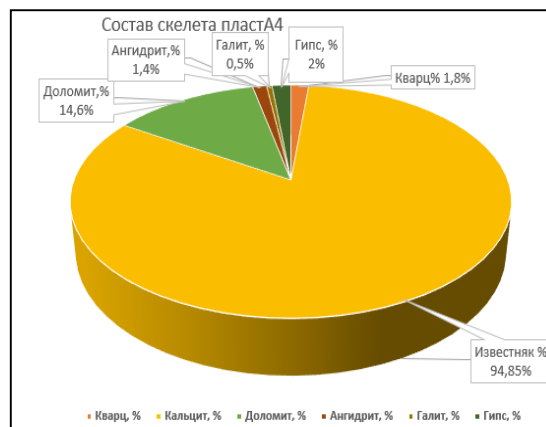


Рис. 3. Данные РСА пласта А4

На рис. 4 показана зависимость минералогической плотности от пористости для каждого пласта. В пласте А4, в основном, образцы представлены известняками (редко-доломитами).

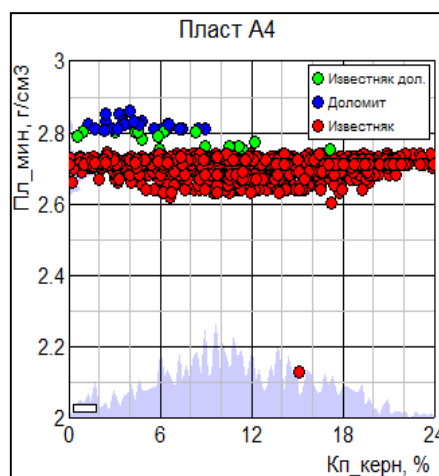


Рис. 4. Зависимость минералогической плотности от пористости для каждого из месторождений по пласту А4

По зависимости $\text{Пл}_{\text{мин}}(\text{Кп})$, построенной для каждого пласта совместно, так и отдельно по месторождениям (рис 4), можно сделать вывод, что пласт А4 представлен преимущественно известняками. Распределения по литологии, представленные на кросс-плотах, подтверждают анализ карбонатности и РСА. Полученные результаты необходимо учитывать при расчете пористости методами ГИС, что подразумевает своевременный ввод поправок за литологию. Для уточнения литологии методами ГИС комплекс должен включать плотностной каротаж.

При помощи палетки Добрынина [2], представленной на рисунке 5, было выявлено, что коллекторы пласта А4 имеют смешанный тип пустотного пространства с преобладанием по пористости: трещинно-порового типа ($\text{Кп} < 10\%$) и трещинно-каверново-порового типа ($\text{Кп} > 10\%$). Вид порового пространства-межзерновой (по 153 определениям из 5скважин).

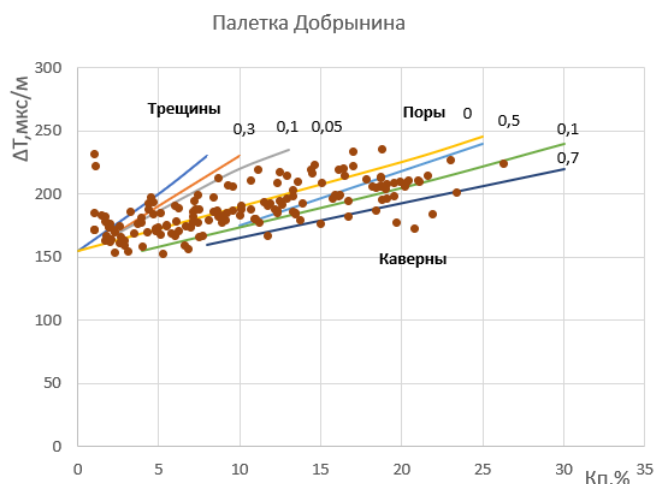


Рис. 5. Разделение типов карбонатных коллекторов по структуре пустотного пространства по палетке В.М. Добрынина (ГИС-ГИС)

Для известняков и доломитов построена единая зависимость $\text{Кп}_{\text{кern}} \text{—} \text{Кпр}_{\text{кern}}$. Как видно из зависимостей, пустотное пространство коллекторов на всех месторождениях является сложным и представлено трещинно-каверново-поровым типом (рис 6,7) [4].

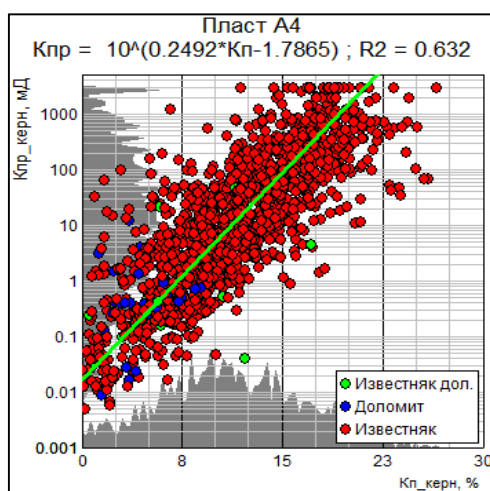


Рис. 6. Зависимость абсолютной проницаемости от пористости в пласте А4

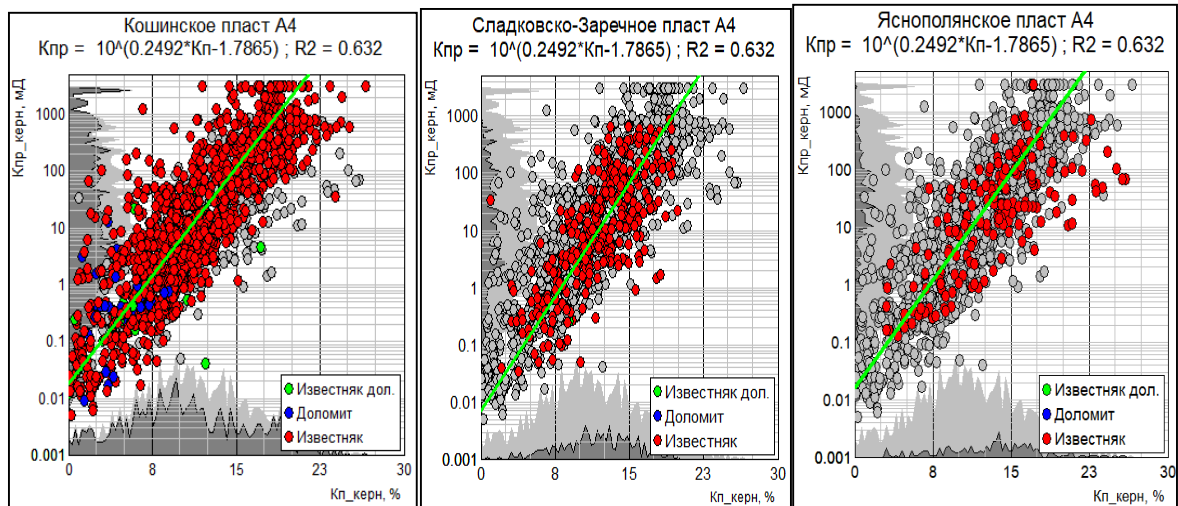


Рис. 7. Зависимость абсолютной проницаемости от пористости в пласте А4 для каждого из месторождений

Использование геологической информации о фациальной приуроченности скважин позволила сделать более детальный анализ по структурной и литологической изменчивости пород (рис 8, 9) [3].

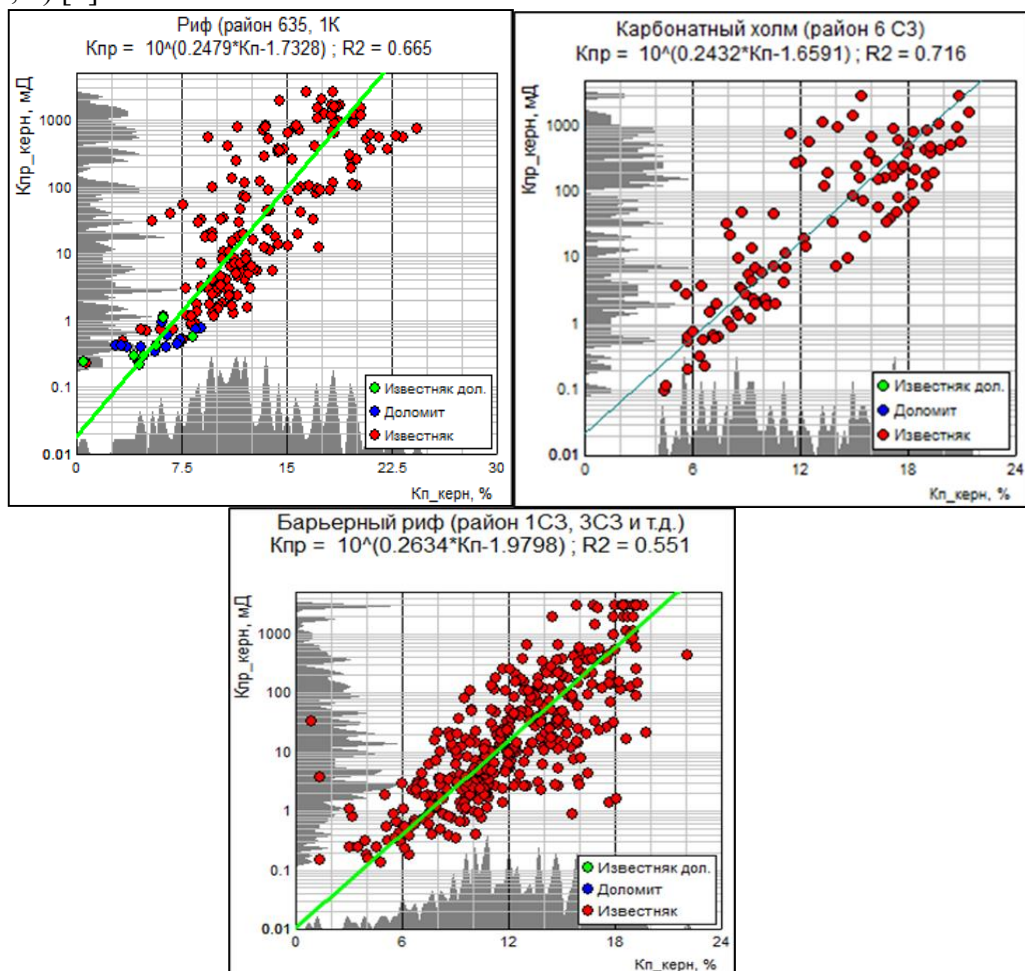


Рис.8. Зависимость абсолютной проницаемости от пористости в пласте А4 для рифовых отложений, карбонатного холма и барьернорифовых отложений соответственно

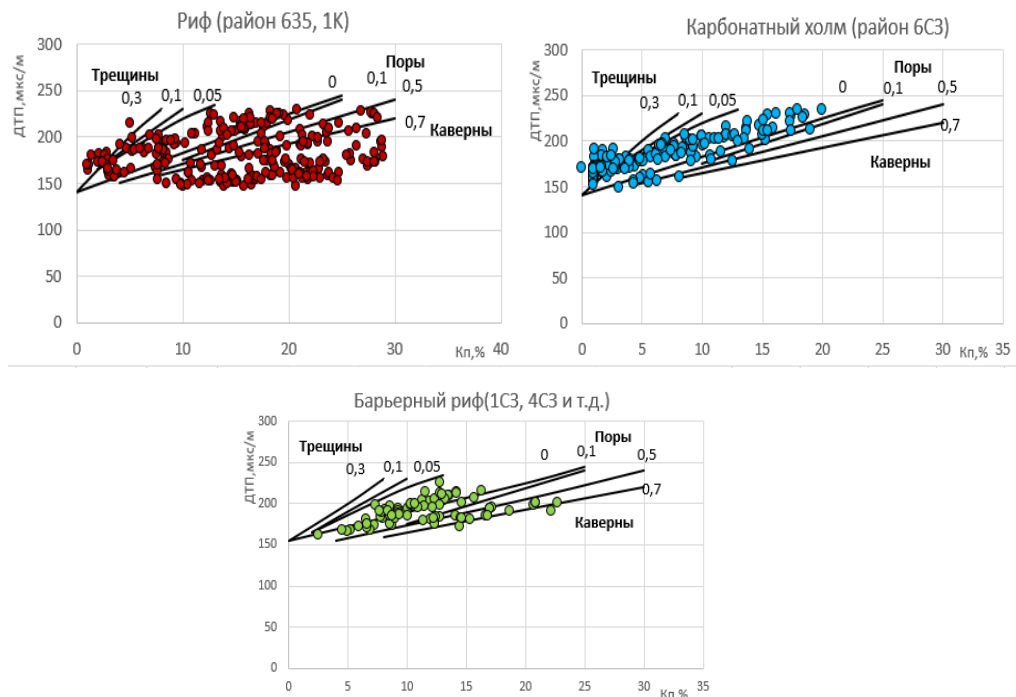


Рис. 9. Разделение типов карбонатных коллекторов по структуре пустотного пространства по палетке В.М. Добрынина (ГИС-ГИС)

При помощи палетки Добрынина выявлено, что для рифовых отложений отмечается большая неоднородность горных пород, что обусловлено сложным пустотным пространством горных пород. Пустотное пространство представлено трещинным и трещинно-каверново-поровым типом пористости. Для карбонатного холма пустотное пространство коллекторов более однородное с преобладанием порового типа. Для барьернорифовых отложений отмечен вклад каверновой составляющей с разной степенью связанности между собой.

Для обоснования кондиционных пределов пористости, проницаемости были привлечены все результаты анализов по керну трех месторождений. На рисунке 10 представлены зависимости для обоснования граничных значений пористости для пласта А4 каждой из фации в отдельности. По зависимости $K_p = f(K_{p, \text{дин}})$ определяются граничные значения пористости. Как видно из рисунка, $K_{p, \text{гр}} = 7,5\%$ для барьерного рифа, и $7,0\%$ для рифовых отложений и карбонатного холма.

Таким образом, выполнена классификация коллекторов КТСК по типу пустотного пространства. Подобрана петрофизическая модель КТСК для Сладковско-Зареченского месторождения. Выработаны основные критерии позволяющие сгруппировать коллектора по типам пустотного пространства.

Петрофизическая модель Сладковско-Зареченского месторождения позволила выделить коллектора с разным типом пустотного пространства: трещинно-порового типа, трещинно-каверново-порового типа.

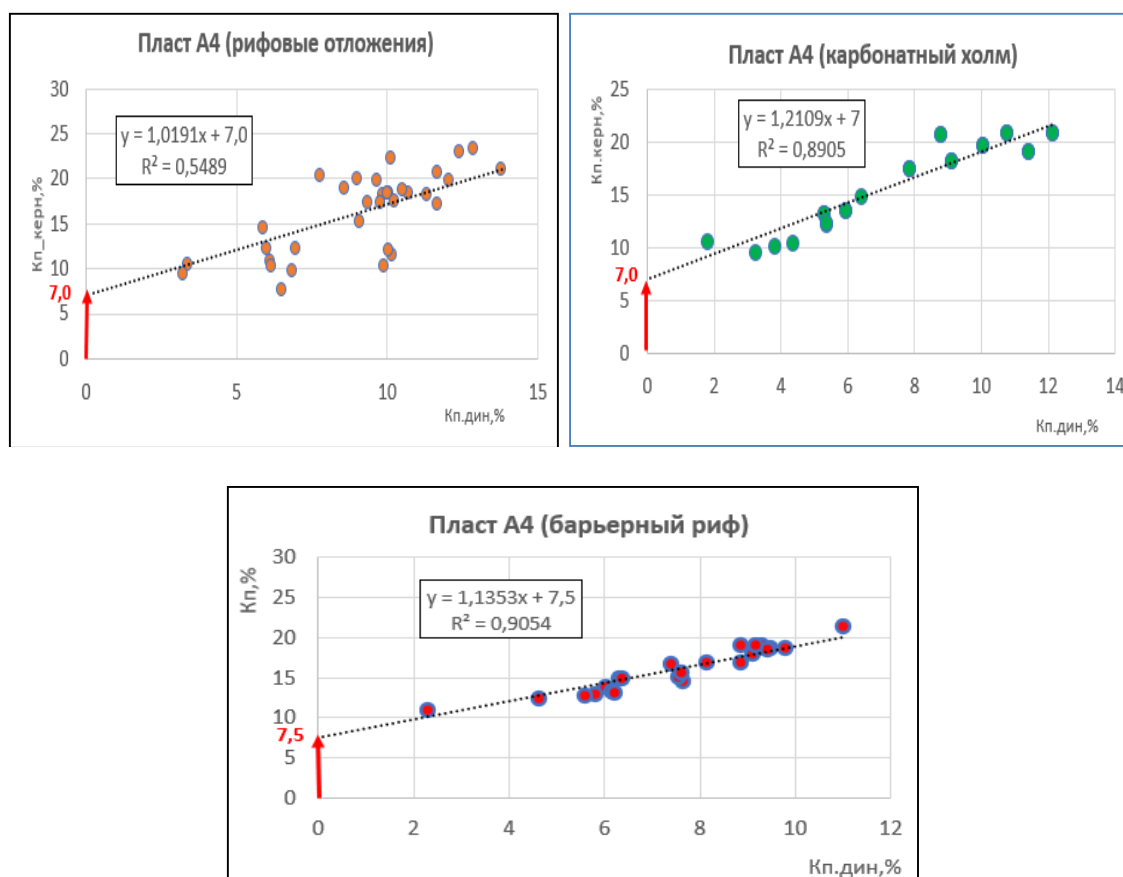


Рис. 10. Корреляционная связь Кп(Кп.дин) для пласта А4

Следовательно, анализ керновых данных впервые позволил отделить известняки от доломитов, определить тип пустотного пространства, определить граничное значение коэффициента пористости и нефтенасыщенность продуктивных отложений.

Список литературы

1. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А., Африкян А.Н. Промысловая геофизика: Учебник для вузов / Под ред. В. М. Добрынина. М.: Недра, 1986. с. 342.
2. Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. Москва: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. С.15.
3. Интегрированная система обработки данных геофизических исследований скважин ПРАЙМ.-Уфа, 2003.-250с.
4. Неодливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов. Часть 4. Изучение карбонатных пород-коллекторов. Классификация терригенных и карбонатных пород-коллекторов. Издательство Томского политехнического университета, 2012.с 11.

ХАЛЬКОПИРИТ ДЖУСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

А.В. Мизецкая

Оренбургский государственный университет, Оренбург,

e-mail: nastya.mizetskaya@yandex.ru

Одним из главных источников меди Джусинского баритполиметаллического месторождения является халькопирит. Это самый распространенный сульфид меди и главный медный минерал большинства медных руд. Название халькопирита состоит из двух слов греческого происхождения: халькос, что в переводе обозначает медь и пирос – огонь. Благодаря блестящей поверхности и желтоватому оттенку камень имеет явное сходство с драгоценным металлом. Минерал обладает множеством синонимов, таких как **медный колчедан, желтая медная руда, тованиит** (Милер-Брук, 1852), **купропирит** (Узри, 1920) [1, 2, 4, 11].

Халькопирит состоит из меди (34,57 %), железа (30,54 %), а также серы (34,9 %). Общая формула – $CuFeS_2$. Промышленное содержание меди колеблется в пределах 2 – 2,5 %. В качестве примесей в ничтожных количествах иногда присутствуют другие металлы [1, 2]. Так, можно отметить, что в рудах Джусинского месторождения, помимо основных компонентов в повышенных, по сравнению с вмещающими породами, количествах, присутствуют: мышьяк, кадмий, висмут, серебро, таллий, кобальт, барий, стронций. Следует также отметить, что по сравнению с колчеданными рудами в полиметаллических наблюдается повышенное содержание галлия, серебра, золота и бария и также, как и в колчеданных рудах в них отмечается высокое содержание теллура, селена и висмута [Воробьев, 1970ф; Нурахметов, Зайцев, 1984ф и др.]. Схема расположения Джусинского колчеданного месторождения представлена на рис. 1 [3].



Рис. 1. Схема расположения Джусинского колчеданного месторождения. Пунктирные линии – железные дороги, сплошные линии – автомагистрали [3]

Джусинское месторождение – наиболее крупный рудный объект в Теренсайском рудном районе Южного Урала. Месторождение характеризуется широким распространением

субвулканических и жильных магматических образований, что является предпосылкой наличия метаморфизованных пород (рисунок 2) [10, 13].

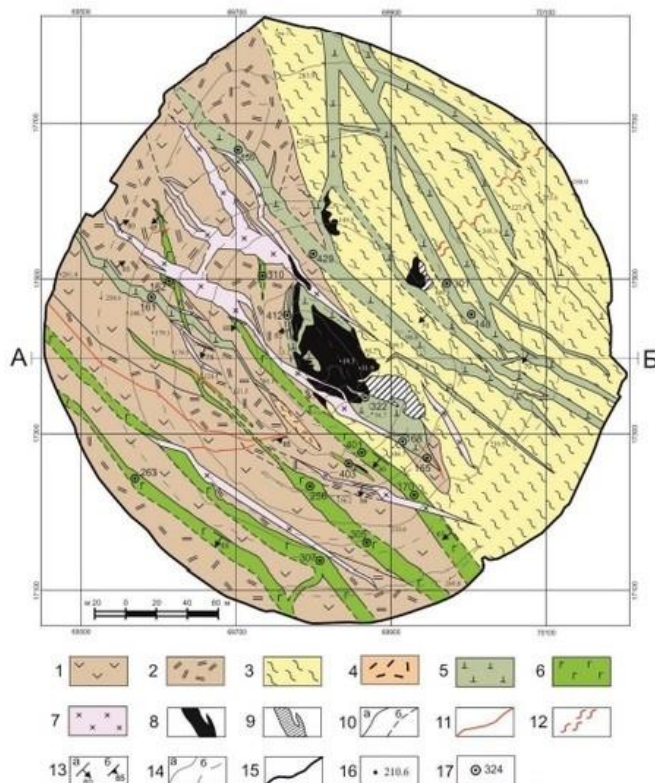


Рис. 2. Геологическая карта карьера Джусинского месторождения (Составил Е.И. Ярцев, 2015)

Условные обозначения: 1 – андезиты; 2 – дациты; 3 – кварц-серицитовые метасоматиты; 4 – субвулканические дациты, 5-6 – тела раннеэйфельско-раннеживетского габбропорфирового субвулканического комплекса (5 – предрудные D2ef1, 6 – позднерудные D2gv1); 7 – дайки раннекаменноугольного магнитогорского диоритового комплекса; 8 – колчеданно-полиметаллические руды; 9 – серноколчеданные руды; 10 – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – разрывные нарушения; 12 – зона повышенной трещиноватости; 13 – элементы залегания (а – контактов даек и рудных тел, б – разрывных нарушений); 14 – границы уступов карьера (а – бровки уступов, б – подножья откосов); 15 – контуры карьера; 16 – абсолютные отметки; 17 – точки отбора проб даек [13]

Образец Джусинской руды геологического музея кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета представлен на рисунке 3 [9].

В сульфидных рудах и отдельных минералах Джусинского месторождения в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии Оренбургского государственного университета были обнаружены платина и палладий методом атомно-абсорбционной спектрометрии [7, 9]. Содержания благородных металлов составляет в мг/т (приведены средние содержания металлов): платины – 39, палладия – 9, золота – 5452, серебра – 2180. Распределение платиноидов в рудах Джусинского баритполиметаллического месторождения носит ультрамафитовый характер с преобладанием платины над палладием. Такой характер распределения платиноидов характерен для руд колчеданных месторождений восточного борта Магнитогорского прогиба, как и для месторождений различной формационной принадлежности

платформенного и складчатого Оренбуржья [5, 6, 8]. Известно, что халькопирит является концентратом золота и серебра. При изучении технологических свойств руд Джусинского месторождения отмечена тенденция концентрации редких элементов по концентратам. Распределение редких рассеянных элементов по продуктам обогащения показывает, что в медном концентрате происходит накопление таких благородных металлов, как золота, серебра [Воробьев, 1970ф; Нурахметов, Зайцев, 1984ф].

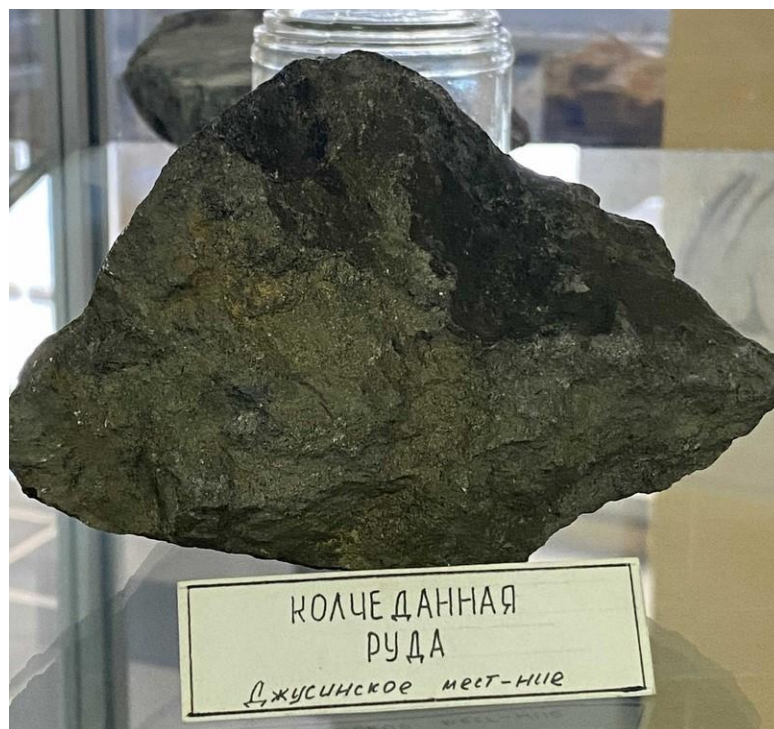


Рис. 3. Образец Джусинской руды

Кристаллы халькопирита довольно редки и встречаются только в друзовых пустотах. Халькопирит кристаллизуется в тетрагональной сингонии, при температуре выше 700 °С структура приобретает кубическую симметрию [1, 2, 4].

Цвет халькопирита латунно-желтый, часто с темно-желтой или пестрой побежалостью. Черта черная с зеленоватым оттенком, местами металлически блестящая. Непрозрачен. Блеск сильный металлический. Твердость 3–3,5. Довольно хрупок. Спайность несовершенная по {101}. Уд. вес 4,1–4,3. Минерал хорошо проводит электричество [1, 2, 4].

Халькопирит довольно легко узнается по характерному цвету, твердости, резко отличающейся от пирита, который в изломе часто бывает покрыт побежалостью, похожей на цвет халькопирита. Миллерит в неправильной форме зерна также бывает похож на халькопирит, но обладает более сильным блеском и богат никелем.

На Джусинском месторождении руды характеризуются мелко- и среднезернистой структурой. Габитус кристаллов псевдотетраэдрический, реже дипирамидальный и скаленоэдрический [Воробьев, 1970ф; Нурахметов, Зайцев, 1984ф].

В природе халькопирит может образовываться в различных условиях. Помимо этого, халькопирит может иметь магматическое (в ассоциации с пирротинном и пентландитом), скарновое (с андрадитом, магнетитом, шеелитом, пирротинном), экзогенное происхождение. В близповерхностных условиях халькопирит неустойчив и в процессе выветривания довольно быстро разрушается с образованием вторичных минералов меди.

При экзогенных процессах халькопирит образуется очень редко среди осадочных пород в условиях сероводородного брожения при разложении органических остатков и притоке

меденосных растворов. Наблюдались явления замещения им древесины и организмов (наряду с халькозином и марказитом), в месторождениях фосфоритов [1, 2].

Халькопирит в качестве спутника в тех или иных количествах встречается почти во всех гидротермальных месторождениях самых различных сульфидных руд. Он ассоциирует с пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и многими другими минералами.

На территории России мы имеем представителей всех генетических типов месторождений, в которых халькопирит является главным минералом меди. В очень редких случаях медный колчедан образуется в зоне вторичного сульфидного обогащения медных месторождений.

На Урале колчеданные залежи широко распространены, они приурочены к толщам метаморфизованных эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста. Главным минералом (до 60–80 %) в рудах этих месторождений является пирит, с которым парагенетически связан халькопирит. К этому типу относится большая часть уральских месторождений [10].

При отработке медно-колчеданных месторождений часть ценных минералов, в том числе и халькопирит, вместе с полезными элементами уходят в отвалы, которые в будущем, при истощении запасов минерального сырья, могут послужить дополнительными источниками меди и других металлов [12].

Список литературы

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии: учебное пособие / А. Г. Бетехтин. М.: КДУ, 2007. С. 219-226. 721 с.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия Урала / А.Г. Бетехтин. М., 1941. Т. II. 496 с.
3. Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник №6. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174 – 180
4. Миловский А.В. Минералогия / А.В. Миловский О.В. Кононов. М. : Изд-во МГУ, 1982 г. 312 с.
5. Пономарева Г. А. Возможности электронного парамагнитного резонанса для изучения углеводородного сырья / Г. А. Пономарева, А. А. Пономарев // Минералы: строение, свойства, методы исследования : материалы XIII Всероссийской молодежной научной конференции, Екатеринбург, 29 мая – 02 2023 года / Уральское отделение Российской академии наук; Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого; Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии; Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина; Российское минералогическое общество; Комиссия по рентгенографии, кристаллохимии и спектроскопии. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2023. С. 235-237.
6. Пономарева Г. А. К вопросу наличия геохимического барьера на границе углеводородной и галогенной сред в Оренбургском Приуралье / Г. А. Пономарева // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры : сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции, Оренбург, 26–27 января 2023 года. – Оренбург: Оренбургский государственный университет, 2023. С. 2234-2238. – EDN KZNBXT. (я уфа, МизСПб)
7. Пономарева Г. А. Магнетит Халиловского месторождения Оренбургской области / Г. А. Пономарева, А. С. Комаров // Минералы: строение, свойства, методы исследования : материалы XIII Всероссийской молодежной научной конференции, Екатеринбург, 29 мая – 02 2023 года / Уральское отделение Российской академии наук; Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого; Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии; Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина; Российское минералогическое общество; Комиссия по рентгенографии, кристаллохимии и спектроскопии. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2023. С. 232-234.
8. Пономарева Г. А. Распределение микроэлементов в нефти коллекторов девонского и каменноугольного возраста (на примере месторождений Оренбургской области) / Г. А. Пономарева // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры : сборник

материалов Всероссийской научно-методической конференции, Оренбург, 26–27 января 2023 года. – Оренбург: Оренбургский государственный университет, 2023. С. 2239-2243. EDN ХОТФОЛ. (я Уфа, МизСПб)

9. Пономарева Г.А. Платиноиды медно-колчеданных месторождений восточного Оренбуржья // В сб: Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры. Сборник материалов Всероссийской научно-методической конференции. Оренбург, 2022. С. 2116 – 2121.

10. Прокин В.А. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 308 с.

11. Прохоров А. М. Халькопирит // Большая советская энциклопедия : [в 30 т.] / А. М. Прохоров. — 3-е изд. М. : Советская энциклопедия, 1969—1978.

12. Региональная геология : учебное пособие для обучающихся по образовательной программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология / Н. В. Петрищева, В. П. Петрищев, Н. В. Черных, С. В. Артамонова. Оренбург : Оренбургский государственный университет, 2022. 119 с.

13. Ярцев Е.И. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в метаморфизованных вулканогенных толщах Южного Урала (на примере Джусинского месторождения) : монография / Е. И. Ярцев ; Геологический фак. Московского гос. ун-та им. М. В. Ломоносова, Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Казань : Бук, 2018. 170 с.

О СВЯЗИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ И ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Р.Р. Мурзаков^{1,2}

¹ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Уфа

²Уфимский университет наук и технологий, Уфа

Научные руководители работы: В.Н. Никонов², А.В. Кочергин¹

В 2021-22 гг, при проведении учебной и производственной практик нами были отобраны и подвергнуты изучению пробы терригенных коренных пород палеозойского разреза Усаклинской антиклинали зоны передовой складчатости Башкирского поднятия и верхнего рифея Инзерского синклинория.

В шлихах, отмытых из проб терригенных пород артинского яруса нижней перми и инзерской свиты верхнего рифея, эллювия карбонатных образований подинзерской толщи верхнего рифея обнаружены зерна флюорита и турмалина.

Если флюоритовая минерализация в верхнерифейских комплексах давно описана многими исследователями и ранее фиксировалась нами, то обнаружение флюорита в слаболитифицированных терригенных породах артинского яруса нижней перми является новым фактом.

Специфика флюорита, как легко разрушающегося при переносе материала делает маловероятным кластогенный характер обнаруженных зерен. Логичнее говорить о наличии расеянной флюоритовой минерализации в нижнепермских образованиях.

При анализе возможных источников фтора мы обратили внимание, что в 8 км северо-восточнее пунктов обнаружения шлихового флюорита расположено известное Улу-Таусское проявление фосфоритов, локализованное также в терригенно-карбонатном разрезе усаклыкской свиты артинского яруса нижней перми (*P_{1us}*).

Вхождение в состав флюорита фтора заставило нас задуматься, а не является ли фосфатная минерализация источником фтора для обнаруженных флюоритов? Мы попробовали проанализировать наличие или отсутствие пространственной связи флюоритовой и фосфоритовой минерализации на других участках развития отложений нижней перми зоны передовой складчатости.

В северной части зоны передовой складчатости мы фиксируем такую приуроченность в связке: фосфатонакопление и флюоритовая минерализация в усаклыкской свиты нижней перми.

В южной части Республики Башкортостан, в пределах листа N-40-XXXIII известно три проявления флюорита (Богдановское, Богдановское-2, Умбетовское), локализованные в составе бухарчинской свиты нижнего карбона [2].

Богдановское рудопроявление расположено в 1 км юго-восточнее д. Богдановки на г Каменка, Умбетовское – в 7 км южнее на г. Каменной. В известняках, прежде всего их брекчиевых разностях, развита вкрапленная флюоритовая минерализация и единичные секущие флюоритовые жилы с кальцитом мощностью 0,08 м. В целом флюоритовая минерализация прослежена на 10 км. Мощность минерализованных зон варьирует от 8 до 18 м (в среднем – 10 м).

Обращает на себя внимание, что бухарчинская свита непосредственно подстилается образованиями иткуловской свиты (*C_{1it}*), включающей тела убогих некондиционных фосфоритов (Кугарчинское проявление, Карсаклинский пункт). Пачка фосфоритов Кугарчинского проявления, мощностью около 7 м прослежена на 4 км. Тонкие прослои фосфоритов залегают в пачке переслаивания известняков с аргиллитами. Содержание P_2O_5 в пачке не превышает 3,7 %.

Рассеянная фосфатная минерализация устанавливается и в более верхних частях разреза: в составе кремнисто-карбонатных отложений верхнего карбона и усаклинской свиты нижней перми.

В отложениях верхнего карбона фосфор сосредоточен в многочисленных мелких фосфоритовых конкрециях, содержание фосфатов в толще не превышает 1 %, однако общие ресурсы фосфора значительны.

Флюоритовая минерализация в верхнепермских отложениях, данной территории неизвестна. Однако скорее всего это связано с недоизученностью, а не ее отсутствием.

Пространственная связь фосфоритовой и флюоритовой минерализации подчеркивается Ю.Г. Князевым, осуществлявшим ГДП 200 этого листа [3,4,5]. Флюоритовые объекты объединяются в составе Асташского целестин-флюоритового узла Зигагинской фосфатно-железородно-марганцевой минерагенической зоны и относятся им к стратиформному типу.

Таким образом, пространственная связь фосфоритовой и флюоритовой минерализации зафиксирована в северной и южной частях полосы развития отложений верхнего палеозоя зоны Передовой складчатости.

В пределах зоны Передовой складчатости наиболее значимые ресурсы фосфоритов и рассеянной фосфорной минерализации установлены в центральной его части, в пределах Селеукского узла, где в нижнепермских отложениях швагеринового горизонта известно наиболее значительное Селеукское месторождение фосфоритов, а также установлена сильная зараженность отложений верхнего карбона фосфатными конкрециями.

По нашему мнению, данная зона заслуживает более детального изучения с точки зрения обнаружения флюоритовой минерализации.

Модель формирования флюоритовой минерализации в этих комплексах сводится к извлечению фтора из фосфатов в процессе катагенеза с реализацией накопленной нагрузки катагенных вод при их разгрузке в тектонически ослабленных зонах на структурных и литологических барьерах.

Таким образом, можно предположить, что наличие фосфатной минерализации или тел фосфоритов может рассматриваться как поисковый фактор на флюоритовое оруденение. При наличии других благоприятных факторов (тектонических, глубины катагенного и гидротермально-метаморфогенного преобразования) возможно формирование месторождений флюорита.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XVIII (Учалы). Жданов А.В. 2003, - 386 с.
2. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXXIII (Исянгулово). Келлер Б.М. 1965, - 36 с.
3. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXIII (Белорецк). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. Быкова Л.С. 2006, - 366 с.
4. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XXVIII (Бурзян). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. Быкова Л.С. 2009, - 237 с.
5. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго издания с объяснительными записками Лист N-40-XVI (Инзер). Князев Ю.Г. Князева О.Ю. 2015, - 129 с.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ КСЕНОЛИТОВ ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ БУШКАНАЙСКОЙ ДАЙКИ, ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ, ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Я.Н. Нугуманова¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск

²Геологический Институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 6450031, Улан-Удэ

e-mail: nugumanovayn@igm.nsc.ru

Кимберлиты и ультраосновные лампрофиры являются сложными гибридными породами, содержащими значительное количество ксеногенного мантийного материала. Мантийные ксенолиты, принесенные расплавом кимберлитов или ультраосновных лампрофиров, служат важным источником информации о строении литосферной мантии и мантийном метасоматозе. Среди мантийных ксенолитов широко распространены гранатовые перидотиты и эклогиты, а также встречаются MARID (слюда-амфибол-рутил-ильменит-диопсид) и PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен) [5,9,12].

Нами были изучены ксенолиты в оливинах из ультраосновных лампрофиров Бушканайской дайки с целью определения особенностей состава минералов для идентификации их источника. Бушканайская дайка находится в пределах Урикско-Ийского грабена, расположенного в Восточном Присянье, юго-западная часть Сибирского кратона. Грабен сложен протерозойскими осадочно-метаморфическими породами. Урикско-Ийский грабен включает в себя три щелочно-ультраосновных карбонатитовых массива (Белозиминский, Большетагнинский, Среднезиминский) и Ярминскую надинтрузивную зону скрытого массива. Кимберлитоподобные породы выполняют дайки и трубки взрыва и были определены как щелочные пикриты, слюдистые кимберлиты и ультраосновные лампрофиры [2,7,16,13]. По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу основной массы они схожи с кимберлитами. Как и кимберлиты эти породы имеют глубинный источник вещества [13,4]. Возраст ультраосновных лампрофиров Большетагнинского массива оценивается как вендский ($646,1 \pm 8,6$ млн лет) [14]. Возраст айликитов из трубки Южная, датированный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, составил 645 млн. лет. [1].

Ярминская зона, в пределах которой находится Бушканайская дайка, расположена северо-западнее Белозиминского и юго-западнее Большетагнинского массивов, среди пород ингашинской свиты. Бушканайская дайка мощностью около 2 м находится в правом борту р. Ярма, где прорывает песчано-сланцевые отложения нижнего протерозоя [7, 13].

Изученные в данной работе породы из Бушканайской дайки состоят из макрокристов оливина и полностью раскристаллизованной мелкозернистой основной массы. Содержание макрокристов варьирует в пределах 40-50 %. Основная масса представлена чешуйками флогопита (70 об.%), магнетитом (20 об.%), перовскитом (10 об.%), апатитом (5 об.%), кальцитом (5 об.%), хромитом (2 об.%), клинопироксеном (до 1 об.%), баритом (до 1 об.%), серпентином и хлоритом (до 5 об.%). По классификации [17] изученные породы можно отнести к айликитам.

Макрокристы оливина встречаются в виде идиоморфных, субидиоморфных кристаллов, которые имеют размер 200-600 мкм. В основной массе оливин не обнаружен. По составу ядер было выделено 2 типа оливинов: магнезиальные ядра и железистые ядра. Высокомагнезиальные ядра, в которых были обнаружены ксенолиты, имеют относительно высокое значение #Mg 86-89, содержание NiO (0.25-0.4 мас %), Cr₂O₃ (0.06-0.08 мас.%) и низкий CaO (0.15-0.2 мас.%), MnO (0.15-0.18 мас.%). Ободки этих оливинов обогащены FeO

(14.1-15.7 мас.%), CaO (0.2-0.3 мас.%), MnO (0.18-0.20 мас.%) и обеднены NiO (0.15-0.25 мас.%), Cr₂O₃ (0.04-0.06 мас.%).

Обнаруженные ксенолиты в оливинах представлены крупными (50-300 мкм) полностью раскристаллизованными образованиями. Они имеют четкие границы с оливинами. В ксенолитах основными фазами являются клинопироксен и флогопит, а также встречаются магнетит, кальцит, ильменит (рис. 1).

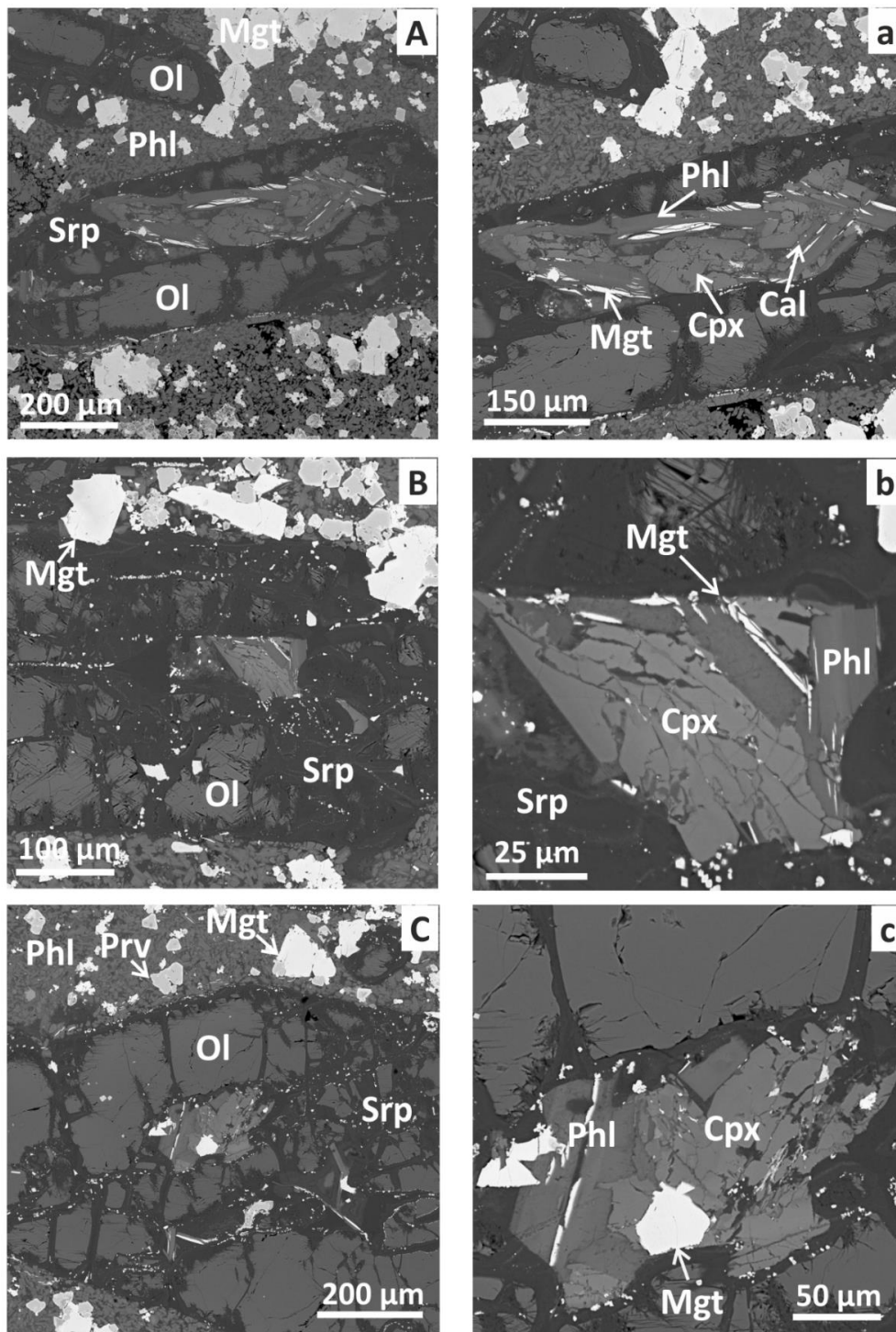


Рис. 1. BSE-изображения ксенолитов в оливинах из айликов Бушканайской дайки. Cal - кальцит, Cpx - клинопироксен, Mgt - магнетит, Ol – оливин, Phl – флогопит, Prv - перовскит, Srp – серпентин

Клинопироксен имеет трещиноватые кристаллы от идиоморфных до ксеноморфных, размером 50-150 мкм. Mg# в них варьирует в пределах 0.6-0.8, TiO₂ до 9.02 мас.%, Al₂O₃ до 9.09 мас.%, MnO до 0.5 мас.%, Na₂O до 1 мас.% (рис.2). Клинопироксен из ксенолитов имеет относительно крупный размер (до 150 мкм), чем минерал основной массы изученных айликитов (до 25 мкм).

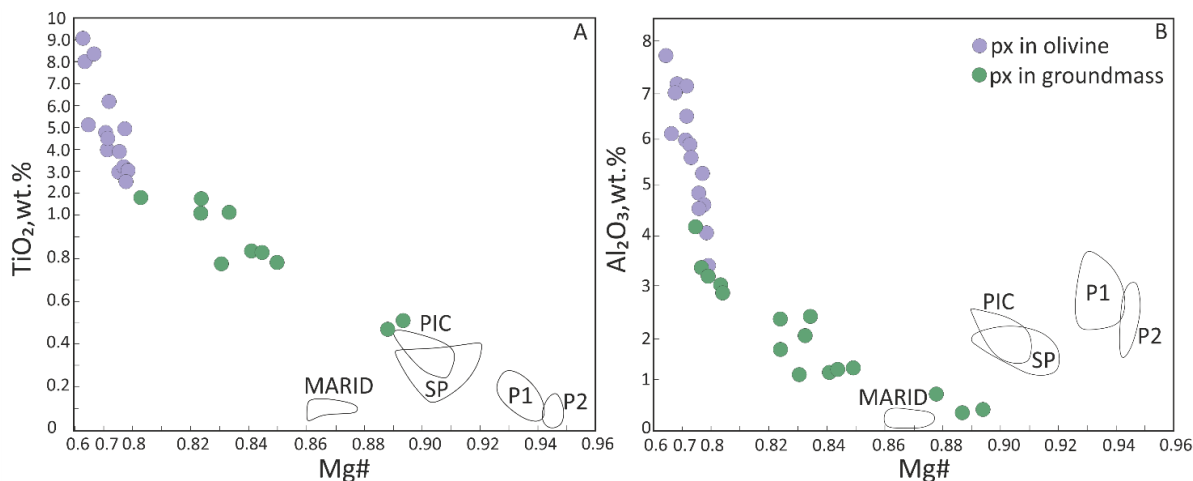


Рис. 2. Диаграммы составов пироксена из ксенолитов и основной массы айликитов Бушканайской дайки. Полями обозначены составы минерала из MARID (флогопит-амфибол, рутил, ильменит, клинопироксен) и PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен) [6]; SP (деформированных перидотитов) [10]; гранатовых перидотитов, испытавших силикатный (P1) и карбонатный (P2) метасоматоз [15,11]

Флогопит представлен таблитчатыми зональными кристаллами размером 50-100 мкм. Содержание Al₂O₃ в ядрах составляет в среднем 12,6 мас.%, TiO₂ – 1.23 мас.%, FeO – 7.53 мас.%, MgO – 23.5 мас.%, BaO – 1.03 мас.%. Ободки имеют относительно высокое содержание Al₂O₃ – 14.4 мас.%, FeO – 9.8 мас.%, TiO₂ – 6.17 мас.%, и низкое содержание MgO – 18.7 мас.%, BaO – 0.82 мас.% (рис.3). Флогопит из ксенолитов характеризуется крупными кристаллами (до 100 мкм), флогопит основной массы имеет относительно мелкий размер (до 25 мкм).

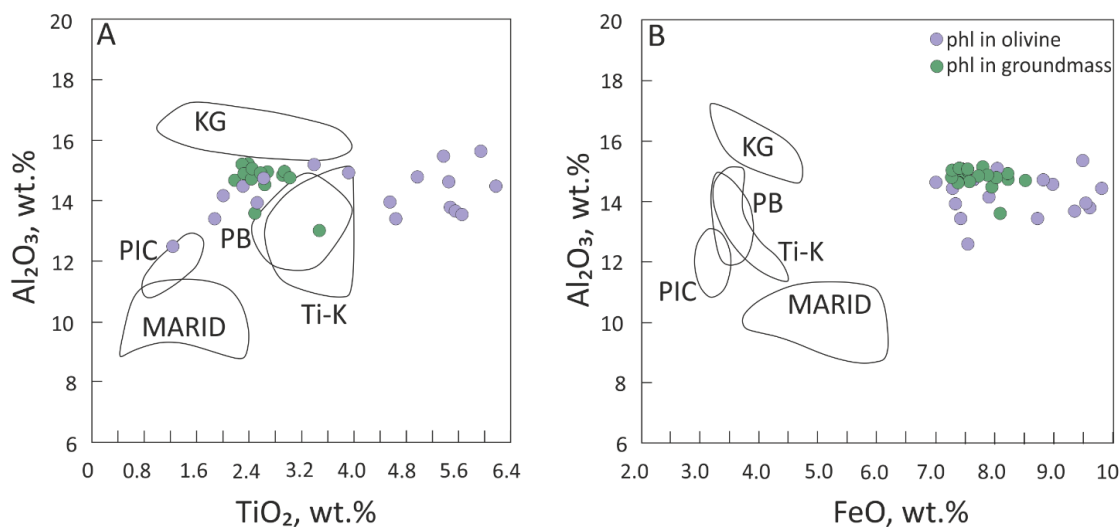


Рисунок 3. Диаграммы составов флогопита из ксенолитов и основной массы айликитов Бушканайской дайки. Полями обозначены составы флогопита из MARID (флогопит-

амфибол, рутил, ильменит, клинопироксен) и PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен) [8,6]; ксенолитов полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, Южная Африка (PB) [8]; кимберлитов основной массы (KG) и высокотитанистый флогопит из кимберлитов Южной Африки [8]

Магнетит встречается в виде трещиноватых ксеноморфных зерен размером до 50 мкм. Содержание TiO_2 достигает 18.6 мас.%, Al_2O_3 -3.04 мас.%, MgO - 2.34 мас.%. Кальцит заполняет межзерновое пространство и содержит SrO до 1.56 мас.%. Ильменит встречается редко и представлен ксеноморфными кристаллами. Обычно в его состав входит MgO до 4.71 мас.%, MnO до 4.34 мас.%.

Клинопироксен в изученных ксенолитах отличается от мантийных клинопироксенов (MARID, PIC, деформированных перидотитов, метасоматизированных гранатовых перидотитов), имея более низкую $Mg\#$ (0.6-0.8) и высокое содержание TiO_2 и Al_2O_3 (рис.2). Однако эти клинопироксены попадают в тренд эволюции состава клинопироксена из основной массы изученных айликитов. Флогопит из ксенолитов Бушканайской дайки не попадает в область состава флогопита из мантийных ксенолитов, так как имеет относительно высокое содержание FeO (рис.3). Флогопит основной массы и минерал ксенолитов имеют схожий состав.

Из вышесказанного следует, что состав флогопита и клинопироксена изученных ксенолитов схож с таковыми минералами основной массы айликитов. Однако более крупный размер этих минералов в ксенолитах подразумевает их кристаллизацию при спокойных физико-химических условиях. Их текстурно-структурные особенности указывают на то, что они были захвачены айликитовым расплавом в твердом состоянии и служили затравкой для кристаллизации оливина. Считается, что образование и подъем кимберлитовых и айликитовых расплавов представляет собой множественный процесс, в ходе которого некоторые порции расплава не достигают поверхности Земли и кристаллизуются в мантии [8,11]. Следующие порции кимберлитовых и айликитовых расплавов образуют проницаемую зону (канал), который находится в равновесии с расплавом айликитов и кимберлитов. Согласно этой модели, большая часть мантийных ксенолитов и макрокристаллов, принесенных расплавами айликитов и кимберлитов, являются фрагментами стенок мантийных каналов, по которым расплавы достигали поверхности [3,11]. Эти макрокристаллы и ксенолиты не характеризуют состав литосферной мантии. Мы предполагаем, что ксенолиты, обнаруженные в оливинах из айликитов Бушканайской дайки являются продуктом ранней отдельной порции более эволюционировавшего расплава и были захвачены при подъеме поздней порцией менее эволюционировавшего расплава. Это подтверждается наличием в изученных айликитах антикрит оливина с высокожелезистым ядром и высокомагнезиальным ободком. Считается, что железистые ядра оливинов в айликитах кристаллизовались из ранней порции более эволюционировавшего протоайликитового расплава [3,11].

Геология района изучалась в рамках заданий НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5) и ГИН СО РАН (АААА-А21-121011390002-2), петрографические и минералогические исследования ультраосновных лампрофиров - за счет средств проекта РНФ № 23-17-00098 <https://rscf.ru/project/23-17-00098/>.

Список литературы

1. Ashchepkov, I., Zhmodik, S., Belyanin, D., Kiseleva, O., Medvedev, N., Travin, A., Yudin, D., Karmanov, N., Downes, H. Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline

Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits // *Minerals*, V. 10 (5), 2020. 404. <http://dx.doi.org/10.3390/min10050404>.

2. Bagdasarov, Yu.A. Metallogeny of Carbonatite Complexes of Russia. In: N.V. Mezhelovskiy (Ed.), *Metallogeny of Magmatic Complexes of Within-Plate Geodynamic Settings // GEOS*, V. 128–506, 2001 (In Russ).

3. Bussweiler, Y., Pearson, D.G., Stachel, T. & Kjarsgaard, B.A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada—implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // *Mineralogy and Petrology*, V. 112, 2018. P. 583–596.

4. Danilova, Yu.V., Savelieva, V.B., Demonterova, E.I., Bazarova, E.P., Danilov, B.S. Sources of kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres in the Eastern Sayan region according to isotope-geochemical data // *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS*, 2021. P. 134–139.

5. Dawson JB, Smith JV. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // *Geochim Cosmochim Acta*, 1977. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90239-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90239-3)

6. Fitzpayne A, Giuliani A, Phillips D, Hergt J, Woodhead JD, Farquhar J, Fiorentini ML, Drysdale RN, Wu N. Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // *Mineral Petrol.*, 2018. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0573-z>

7. Frolov, A.A., Belov, S.V. Complex carbonatite deposits of the Ziminsky ore region (Eastern Sayan, Russia) // *Geology of Ore Deposits*, V. 41(2), 1999. P. 109–130 (In Russ).

8. Giuliani, A., Phillips, D., Kamenetsky, V.S., Goemann, K. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // *Lithos*, V. 240–243, 2016. P. 189–201.

9. Gregoire, M., Bell, D.R., and Roex, A.P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 142, 2002. P. 603–625.

10. Ionov DA, Doucet LS, Ashchepkov IV. Composition of the lithospheric mantle in the siberian craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite // *J Petrol*, V. 51, 2010. P. 2177–2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq053>

11. Kargin, A.V. Multistage Mantle Metasomatism during the Generation of Kimberlite Melts: Evidence from Mantle Xenoliths and Megacrysts of the Grib Kimberlite, Arkhangelsk, Russia // *Petrology*, V. 29 (3), 2021. P. 221–245.

12. O'Reilly SY, Griffin WL. Mantle Metasomatism. In: Harlov DE, Håkon A (eds) *Metasomatism and the chemical transformation of rock SE—8 // Springer*, Berlin, 2013. P. 471–533.

13. Savelieva, V.B., Danilova, Yu.V., Bazarova, E.P., Danilov, B.S. Kimberlite-like rocks of the Urik-Iya graben, Eastern Sayan region: mineral composition, geochemistry and formation conditions // *Geodynamics & Tectonophysics*, V. 11(4), 2020. P. 678–696 (In Russ). <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>

14. Savelyeva, V.B., Danilova, Yu. V., Letnikov, F.A., Demonterova, E.I., Yudin, D.S., Bazarova, E.P., Danilov, B.S., Sharygin, I.S. Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton) // *Doklady Earth Sciences*, V. 505, 2022. P. 452–458.

15. Shchukina EV, Agashev AM, Kostrovitskii SI, Pokhilenko NP. Metasomatic processes in the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, Russia) // *Russ Geol Geophys*, V. 56, 2015. P. 1663–1678.

16. State Geological Map of the Russian Federation, 2019. East Sayan Series. Scale 1:200 000. Sheet N-47-XXIII (Belaya Zima). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 132 p. (In Russ).

17. Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Kjarsgaard, B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *J. Petrol.*, V. 46, 2005. P. 1893–1900.

О ПРОБЛЕМЕ НАКОПЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

М.А. Рудмин

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск
e-mail: rudminma@tpu.ru

Фанерозойские осадочные отложения могут вмещать ооидовые железняки с повышенным содержанием железа [1,2]. Эти отложения имеют ооидовую, пелоидовую или онкоидную структуру. Примеры таких бассейнов: Лотарингский в Европе, Аппалачи в Америке, Вабана в Ньюфаундленде, Западно-Сибирский в Сибири и пр [3]. Они являются объектами исследований и важными промышленными районами. Хотя есть различные теории происхождения железняков, большинство из них считается образовавшимися в прибрежных морских условиях. Это подтверждается биостратиграфией и аутигенной минерализацией. Современные ооидовые железняки образуются в теплых прибрежных морях, таких как Карибское море, Средиземное море и Море Сулавеси [4–6].

Главная цель данной работы – изучить условия седиментации и происхождение железняков, а также понять палеообстановки накопления на примере мел-палеогенового Западно-Сибирского бассейна [7].

Этот бассейн расположен вдоль восточной части Западно-Сибирской плиты, простираясь от полярного круга на севере до Республики Алтай на юге. Он содержит богатые железом прибрежные осадки верхнего мела и палеогена, относящиеся к различным свитам. Наиболее известные месторождения в этом регионе включают Бакчарское, Колпашевское и другие, с различными горизонтами железняков [8–10].

Литофации месторождения Бакчар разбиваются на две категории: обломочные (F1-F2) и хемогенные (F3-F6). Эти категории далее классифицируются по различным критериям, таким как минеральный состав, структура и другие. Эта система классификации помогает идентифицировать литофации с похожими условиями, но разными геохимическими свойствами. Железняки содержат различные минеральные скопления, включая ооиды, пелоиды и другие, с ооидами, доминирующими среди них. Их различные конфигурации могут использоваться для анализа происхождения минеральных зёрен.

Железняки Бакчарского месторождения образовались в условиях постоянной смены среды от прибрежной до мелководной морской с разной интенсивностью притока детритов и металлосодержащих растворов. На основе ассоциаций минералов можно уточнить распределение осадочного материала в разных слоях. Например, плотные скопления аутигенных ооидов могут указывать на периоды с высокой концентрацией минерализованных растворов. Изменение фации и связанных с ними минералообразующих процессов свидетельствует о постоянном притоке металлосодержащих растворов в районе месторождения. Фациальные условия, а также количество и качество поступающих растворов, определяли окончательные характеристики железняков.

В Западно-Сибирском бассейне железняков, на примере Бакчарского месторождения, первый пик флюидной мобилизации приходится на сантонское время. Это проявляется в преобладании автохтонных железистых ооидов и незначительном пике геохимических показателей биопродуктивности, что приводит к гипоксии морского дна в нижних слоях железняков. Наблюдения флюидных включений в сидеритовом цементе [11] и отсутствие явных жильных структур свидетельствуют о возможной скрытой гидротермальной вентиляции, схожей с гидротермальным полем Вон Дамм [12,13] или рядом с о.Тринидад в Карибском море [4,14]. Первый этап рудообразования, вероятно, проходил на фоне незначительного поднятия рельефа, что видно из регрессивного изменения терригенных элементов в разрезе нарымского горизонта. В этот период было два основных момента притока растворов, отмеченных двумя пиками накопления ооидов.

Следующий период (кампан) характеризовался низкой флюидной активностью на фоне трансгрессии, но закончился новым сильным выбросом флюидов, что привело к образованию мощного колпашевского горизонта с глауконитовыми отложениями. Этот процесс также был связан с временным увеличением биопродуктивности и гипоксией донного слоя, что способствовало образованию глауконита.

Процесс рудообразования был активен весь маастрихтский период с тремя главными пиками накопления автохтонных элементов, таких как сингенетичные ооиды и пелоиды или глауконитовые глобулы. Эти пики приходились на поздний кампан, средний маастрихт с небольшими регрессией и размывом, а также поздний маастрихт. Почти каждый слой с максимальным накоплением содержит редкие минералы, такие как вюрцит и галенит [11]. Разрушенные глауконитовые пеллеты и апатитовые зерна указывают на изменения в условиях осадконакопления.

В палеоцене наблюдалась постепенная регрессия с флуктуациями уровня моря и изменением береговой линии. Это отразилось на составе железняков. После короткого промежутка времени отложения начали состоять из крупных пород, ооидов и их обломков. В поздний палеоцен происходила активная флюидная мобилизация, что привело к образованию железняков с характерными особенностями. Особенно хорошо сохранившиеся части этих железняков отмечают начало эоценового периода, который был characterized климатическими изменениями, возможно, вызванными выбросами метана. Этот процесс можно проследить по метану во флюидных включениях в сидерите железняков. Возможно, эти изменения были результатом активности термальных растворов в Западной Сибири.

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Список литературы

1. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-географического анализа процесса осадкообразования // Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. 1947. Vol. 73, № 22. P. 261–267.
2. Van Houten F.B., Bhattacharyya D.P. Phanerozoic Oolitic Ironstones - Geologic Record and Facies Model // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Annual Reviews 4139 El Camino Way, P.O. Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, 1982. Vol. 10, № 1. P. 441–457.
3. Kimberley M.M. Origin of Oolitic Iron Formations // SEPM Journal of Sedimentary Research. SEPM Society for Sedimentary Geology, 1979. Vol. Vol. 49, № 1. P. 111–131.
4. Kimberley M.M. Exhalative origins of iron formations // Ore Geology Reviews. 1989. Vol. 5, № 1–2. P. 13–145.
5. Di Bella M. et al. Modern Iron Ooids of Hydrothermal Origin as a Proxy for Ancient Deposits // Scientific Reports. Nature Publishing Group, 2019. Vol. 9, № 1. P. 7107.
6. Heikoop J.M. et al. Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia // Geology. 1996. Vol. 24, № 8. P. 759–762.
7. Белоус Н.Х. и др. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 p.
8. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. Elsevier, 2019. Vol. 100. P. 309–325.
9. Rudmin M. et al. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. Vol. 19, № 1. P. 21–42.
10. Rudmin M. et al. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // Journal of Palaeogeography. Journal of Palaeogeography, 2020. Vol. 9, № 1. P. 1–21.
11. Rudmin M. et al. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of

marine ooidal ironstone deposits // *Marine and Petroleum Geology*. Elsevier, 2022. Vol. 142. P. 105777.

12. Lough A.J.M. et al. Diffuse hydrothermal venting: A hidden source of iron to the oceans // *Frontiers in Marine Science*. Frontiers Media S.A., 2019. Vol. 6, № JUL. P. 329.

13. Lough A.J.M. et al. Soluble iron conservation and colloidal iron dynamics in a hydrothermal plume // *Chemical Geology*. Elsevier, 2019.

14. Kimberley M.M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? // *Terra Nova*. Blackwell Publishing Ltd, 1994. Vol. 6, № 2. P. 116–132.

МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ КУМАКСКОГО ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

*А.В. Сначёв*¹, *А.В. Пантелеева*^{1,2}, *М.А. Рассомахин*³, *В.В. Шиловских*⁴

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

²*Оренбургский государственный университет, Оренбург*

³*Южно-Уральский ФНЦ минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, Миасс*

⁴*Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», Санкт-Петербург
e-mail: SAVant@rambler.ru*

Кумакское рудное поле приурочено к зоне сочленения Аниховского глубинного разлома со сквозными системами дислокаций субширотного (Орский пояс) и диагонального (Кемпирсайский пояс) простирания. Аниховский грабен сложен преимущественно вулканитами базальт-андезит-риолитовой формации березняковской толщи (D_3-C_1bz) и углеродистыми терригенно-карбонатными сланцами брединской свиты (C_1bd) [7]. Вулканоогенно-осадочные комплексы прорываются многочисленными интрузиями джабыгасайского диорит-плагиогранит-габбрового ($\rho\gamma-\gamma\delta-vD_3d$) и кумакского диорит-плагиогранитового (δC_1k) комплексов [2; 3; 8]. Основным промышленным объектом рудного поля является Кумакское золоторудное месторождение. В геологическом отношении оно неразрывно связано с толщей углеродисто-графитистых сланцев нижнего карбона и приурочено к центральным частям синклинали структуры. Золоторудная минерализация сконцентрирована в узких крутопадающих зонах субшелочных метасоматитов секущих осадочные породы и представленных преимущественно серицит-кварцевыми и кварц-хлоритоид-серицитовыми сланцами с турмалином. Протяженность зон метасоматитов около 4,5 км, при мощности до 120 м., среднее содержание золота по месторождению составляет 7–10 г/т. Основную ценность представляют пласто- и линзообразные рудные тела сопровождающиеся зонами окварцевания и сульфидизации, на глубине рудные тела постепенно переходят в рассланцованные, измененные кварцевые диориты.

Рудовмещающие толщи Кумакского месторождения представлены преимущественно углеродсодержащими алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. Петрографически они имеют микролепидобластовые, лепидогранобластовые и гетерогранобластовые структуры и большей частью сланцеватые текстуры. По литохимической классификации они соответствуют сиаллитам и сиферлитам [5]. Учитывая петрохимические особенности, их можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные отложения с преимущественно терригенным источником сноса. По совокупности значений параметров V/Cr , $V/(V+Ni)$, Mo/Mn , $U_a=U_{total}-Th/3$ [4; 6] углеродистые осадки брединской свиты отлагались в окислительных и частично в субокислительных условиях.

Редкоземельные элементы в углеродистых сланцах практически не накапливаются, их содержания имеют прямую корреляцию с количеством терригенной примеси, поступающей в бассейн осадконакопления. Нормированные содержания большинства редкоземельных элементов к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (РААS) укладываются в интервал от 0,1 до 0,3 ед. (рис. 1а). Использование нормирования к С1 хондриту (рис. 1б) позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ (при нормировании к хондриту использовались данные Н. Wakita et al. [9]). Для углеродистых сланцев брединской свиты свойственен однотипный характер нормированных кривых – преимущественное накопление лёгких РЗЭ по отношению к тяжёлым с отчётливым европейским минимумом для ряда образцов (рис. 1б).

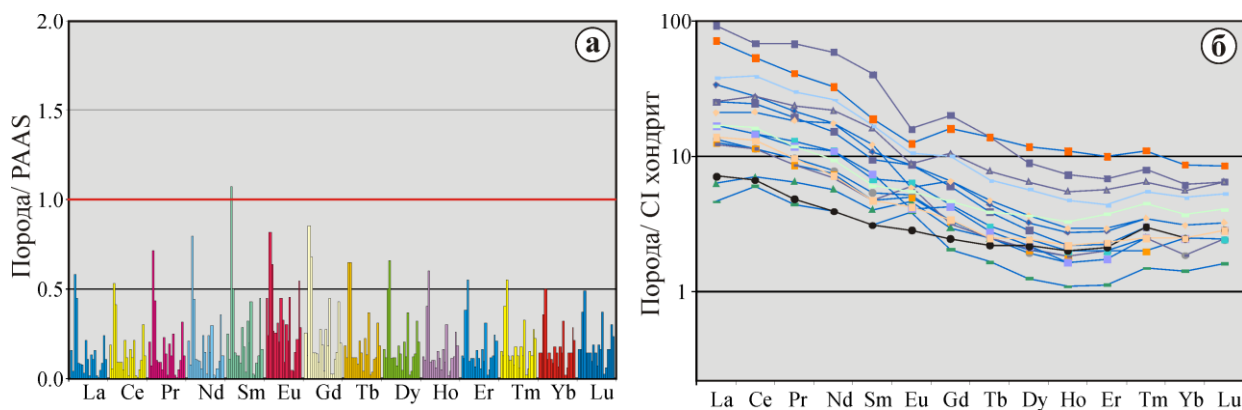


Рис. 1. Содержания редкоземельных элементов в углеродистых породах Кумакского месторождения, нормированные к РААС (а) и к хондриту (б).

Минералы редкоземельных элементов впервые были установлены в углеродистых сланцах Кумакского месторождения. Основными минералами-концентраторами легких редкоземельных элементов в рассматриваемых породах являются монацит-(Ce) и рабдофан-(Ce), а тяжелых – ксенотим-(Y) (рис. 2). Единичными зернами представлены горсейксит, бастнезит и минерал ряда агардит-(Ce) – петерсит-(Ce), а также отмечается большое количество Th-РЗЭ соединений сложного состава.

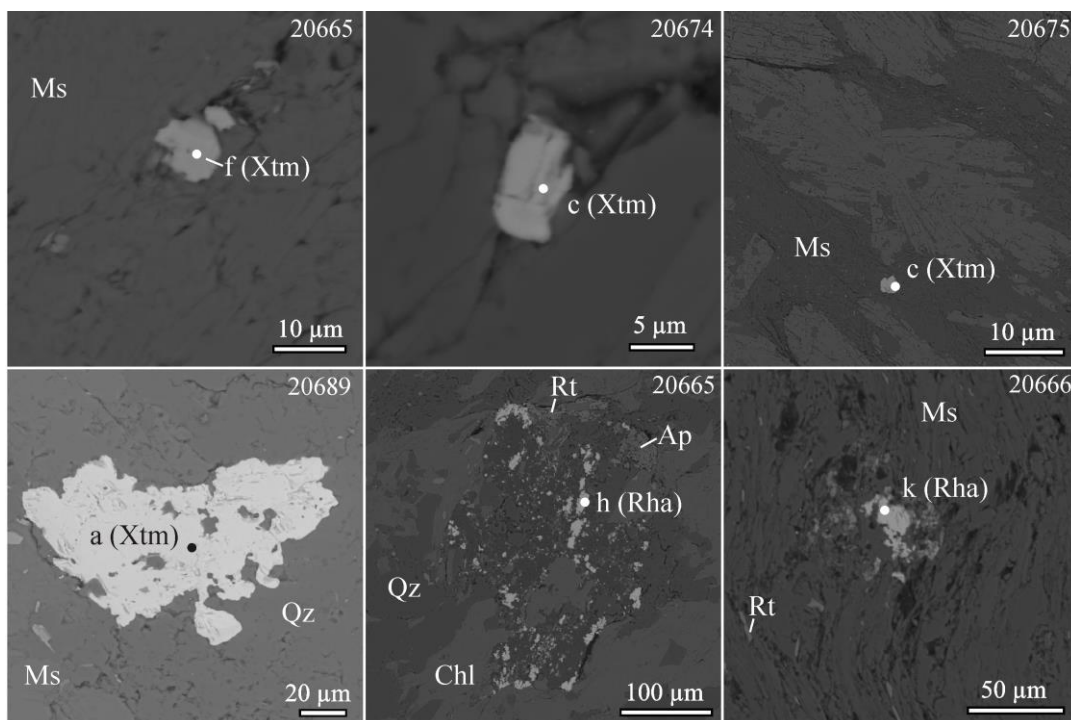


Рис. 2. Редкоземельные минералы черных сланцев Кумакского месторождения. Аббревиатуры минералов на всех микрофотографиях даны по [10]: Ap – Apatite, Bt – Biotite, Chl – Chlorite, Ms – Muscovite, Qz – Quartz, Rha – Rhabdophane (-Ce), Rt – Rutile, Xtm – Xenotime (-Y), Zrn – Zircon.

Самым распространенным из минералов РЗЭ является *ксенотим-(Y)*, представленный преимущественно мелкими зернами неправильной формы (до 10 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитовой матрице. Ксенотим относится к иттриевому ряду с содержанием Y_2O_3 от 39,83 до 47,61 мас.% и от 1,28 до 6,24 мас.% Yb_2O_3 . Среди остальных редкоземельных элементов, закономерно замещающих итрий преобладают диспрозий (Dy_2O_3 – 3,67–5,86

мас.%), гадолиний (Gd_2O_3 – 3,08–14,73 мас.%) и эрбий (Er_2O_3 – 2,15–4,26 мас.%). Примеси ThO_2 и UO_2 незначительны и составляют суммарно не более 1 мас.%. В золоторудных кварц-слюдисто-турмалиновых метасоматитах, развитых по углеродистым сланцам, нами были изучены несколько зерен циркона с нарастающим на них ксенотимом и неидентифицированным As-Zr минералом (табл. 1, рис. 3).

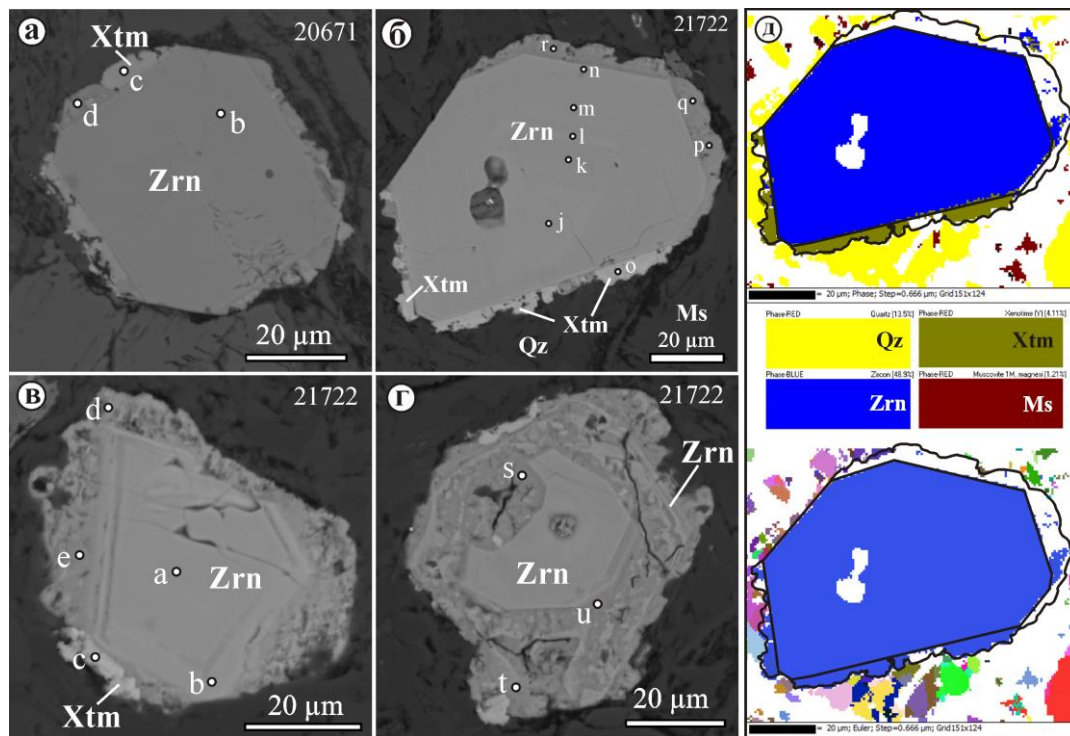


Рис. 3. Стадии последовательного замещения кристаллов циркона ксенотимом и аномальным As-Zr минералом (а-г), и результаты исследования зерна циркона и его каймы методом EBSD (д).

Таблица 1
Химический состав неидентифицированного As-Zr минерала

No	Анализ	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	CaO	Sc ₂ O ₃	FeO	As ₂ O ₅	ZrO ₂	Ce ₂ O ₃	HfO ₂	ThO ₂	UO ₂	Сумма	
1	21722p	1,19	19,15	2,50	0,36	0,40	1,03	6,66	48,46	0,79	1,03		0,92	82,48	
2	21722q	1,15	18,85	2,44	0,31	0,40	0,92	6,28	49,27	0,62	1,55		0,61	82,41	
3	21722d	1,27	18,72	2,94	0,50	0,37	1,09	6,41	52,20	0,65	1,72	2,20		88,07	
4	21722e	1,25	16,26	3,38	0,46	0,38	1,19	6,56	49,62	0,75	2,02		0,64	82,50	
5	20671d	1,34	16,22	1,95	0,31	0,40	0,88	7,02	43,42	0,97	0,88	0,71	0,38	74,47	
1	$Zr_{0,91}Ca_{0,02}Sc_{0,01}Hf_{0,01}Ce_{0,01}U_{0,01}Si_{0,74}As_{0,13}S_{0,07}Al_{0,05}Fe^{3+}_{0,03}O_4$														
2	$Zr_{0,93}Hf_{0,02}Sc_{0,01}Ca_{0,01}Ce_{0,01}U_{0,005}Si_{0,73}As_{0,13}S_{0,07}Al_{0,05}Fe^{3+}_{0,03}O_4$														
3	$Zr_{0,94}Ca_{0,02}Hf_{0,02}Th_{0,02}Sc_{0,01}Ce_{0,01}Si_{0,69}As_{0,12}S_{0,08}Al_{0,06}Fe^{3+}_{0,03}O_4$														
4	$Zr_{0,96}Hf_{0,02}Ca_{0,02}Sc_{0,01}Ce_{0,01}U_{0,006}Si_{0,64}As_{0,14}S_{0,10}Al_{0,06}Fe^{3+}_{0,04}O_4$														
5	$Zr_{0,91}Ce_{0,02}Sc_{0,02}Ca_{0,01}Hf_{0,01}Th_{0,01}U_{0,004}Si_{0,70}As_{0,16}Al_{0,07}Fe^{3+}_{0,03}O_4$														

Примечание: номера анализов соответствуют рис. 3

Микроструктурные исследования аномального зерна циркона методом EBSD показали, что содержащая редкоземельные элементы часть каймы представлена эпитаксиально выросшим ксенотимом, который структурно образует единое с цирконом кристаллическое зерно, что возможно благодаря относительной близости кристаллической структуры (рис. 3д). На полюсных фигурах ориентировки циркона и ксенотима также лежат в одних областях. Аномально обогащенная мышьяком цирконий-содержащая часть каймы, однако, различимой

дифракционной картины не дает, что может говорить о высокой степени несовершенства структуры за счет включения неструктурной примеси мышьяка.

Монацит-(Ce) представлен уплощенными зернами размером 50–100 мкм располагающимися между углеродисто-сланцистыми прослоями, а также мелкими (до 20 мкм) зернами неправильной формы заполняющими микрополости в межзерновом пространстве кварца и мусковита. Монацит относится к цериевому ряду с содержанием Ce_2O_3 от 29,11 до 37,07 мас. %. Причем соотношение Ce_2O_3 к сумме остальных легких редкоземельных элементов ($\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Pr}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3 + \text{Sm}_2\text{O}_3$) стабильно и равно 1. В отличие от ксенотима, в монаците отмечается значительная примесь тория, достигающая 13,32 мас. % ThO_2 .

Рабдофан-(Ce) образует агрегаты неправильной формы размером 5–20 мкм в сростании с рутилом и апатитом, а также образованные в результате вторичного замещения монацита-(Ce) с сохранением его геохимических особенностей. Учитывая устойчивую обратную зависимость между содержанием CaO и суммой редкоземельных элементов в монацитах и рабдофанах можно сделать предположение, что часть редкоземельных элементов поступила в углеродистые сланцы в результате экзоконтактового воздействия диоритов Кумакского комплекса [1].

Таким образом, изучение геохимических особенностей и минералогии черных сланцев Кумакского рудного поля показало:

1. По комплексу параметров, условия осадконакопления можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях.

2. Редкоземельные элементы в углеродистых сланцах практически не накапливаются, их содержания имеют прямую корреляцию с количеством терригенной примеси поступающей в бассейн осадконакопления. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что их содержания укладываются в интервал от 0,1 до 1 ед.

3. Для углеродистых сланцев свойственен однотипный характер нормированных кривых – преимущественное накопление лёгких РЗЭ по отношению к тяжёлым с отчётливым европейским минимумом для ряда образцов. Основными минералами-концентраторами лёгких РЗЭ являются монацит-(Ce) и рабдофан-(Ce), тяжелых – ксенотим-(Y).

4. В золоторудных кварц-сланцисто-турмалиновых метасоматитах, развитых по углеродистым сланцам, зерна циркона закономерно замещаются неидентифицированным As-Zr минералом с содержанием As до 7,02 мас. %.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>.

Список литературы

1. Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С. Минералого-геохимические аспекты поведения редкоземельных элементов при метаморфизме (на примере верхнедокембрийских структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория, Южный Урал). Георесурсы, 2020, 22(2), с. 56-66. DOI: 10.18599/grs.2020.2.56-66

2. Коломоец А.В., Сначёв А.В. Рассомахин М.А. Золототурмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 12. С. 11-15. DOI: 10.17580/gzh.2020.12.02

3. Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

4. Холодов В.Н., Наумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия геология, 1991. № 12. С. 74–82.

5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

6. Jones B., Manning D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. Chemical Geology. 1994. Vol. 111. pp. 111–129. DOI:

10.1016/0009-2541(94)90085-X

7. Kolomoets, A.V., Snachev, A.V. Geology and Petrogeochemical Features of the Kumak Ore Field Carbonaceous Shales. In: Chaplina, T. (eds) Processes in GeoMedia. Vol. III. Springer Geology. Springer, Cham. 2021. DOI: 10.1007/978-3-030-69040-3_3

8. Snachev A.V., Kolomoets A.V., Rassomakhin M.A., Snachev V.I. Geology and gold content of carbonaceous shale in Baikal mineralization site, Southern Ural. Eurasian Mining. 2021. No. 1. pp. 8-13. DOI: 10.17580/em.2021.01.02

9. Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. Abundences of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. Pros. 2nd Lunar Sci. Conf. Oxford: Pergamon Press. 1971. pp. 1319–1329.

10. Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. Vol. 85, Iss. 3. 2021. pp. 291 – 320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ СВЯЗИ С ЗОЛОТОМ (КАШТАУСКАЯ ПЛОЩАДЬ, КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Чумаков^{1,2}, О.В. Аликин¹

¹ ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

e-mail: tchumakov.a.v@yandex.ru

Для территории Рудного Алтая характерны традиционно относимые к скарнам известково-силикатные породы с железным, полиметаллическим и золотым оруденением. Они приурочены к венд-кембрийским известнякам и сланцам и генетически связаны с гранитоидным интрузивным комплексом девонского возраста [2,4,7].

Одним из таких объектов считается Каштауская площадь, которая расположена в южной части Кузнецкого Алатау и приурочена к Тельбесскому рудному району (рис. 1). Он является частью салаиро-каледонской складчатой системы Алтае-Саянской области (Бийско-Золотокитатская складчатая подзона). Выделяется Тельбесский блок (прогиб) в составе Бийского антиклинория: с юго-востока блок по Бийско-Большереченской зоне разломов граничит с линзовидным блоком, сложенным базальтоидами толеитовой серии (Чугунашская офиолитовая сутура), а с востока ограничен региональной Кузнецко-Алтайской зоной разломов, которая является основной структурой разрывного типа в регионе [1]. Объект приурочен к контактовой зоне одноименного гранодиоритового массива и вмещающих вулканогенно-осадочных толщ венда.

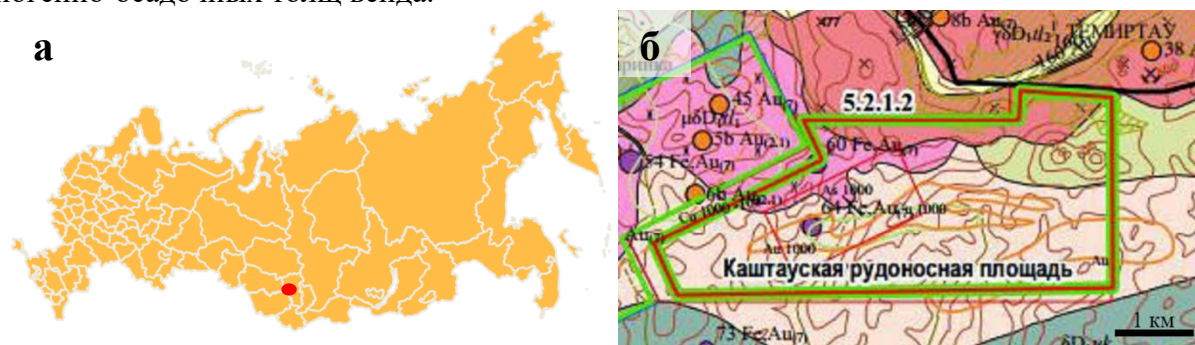


Рис. 1. Расположение Каштауской площади. А – на административной карте Российской Федерации, Б – на прогнозно-минерагенической карте Тельбесского золотосодержащего-железорудного узла масштаба 1:100000

Висмутовые минералы широко распространены в разных типах рудных месторождений и им посвящена обширная литература [3,8,13,15], затрагивающая вопросы систематики, кристаллохимии, парагенетических ассоциаций и минералообразования. Детальные минералогические исследования проведены в изучаемом районе на широко известных и хорошо изученных месторождениях Майско-Лебедского, Топольнинского, Сухаринского и других рудных полей Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [2,7,10].

Характерной особенностью висмута является способность формировать собственные минеральные фазы даже при весьма низком содержании их в породах и рудах. Крупный размер ионов висмута и его халькофильные свойства существенно ограничивают круг элементов, которые висмут может замещать изоморфно [6]. Так, висмут в незначительных количествах может входить в галенит, замещая свинец, но чаще образует микровыделения собственных минералов. Минеральный тип висмутового оруденения [11] характеризуется минеральным комплексом, с которым во времени и пространстве связаны ассоциации висмутовых минералов. Низкие концентрации висмута в рудах не позволяют использовать для

систематики непосредственно парагенетические ассоциации минералов висмута, которые можно выявить при детальном минераграфическом, микроминералогическом и электронно-микроскопическом исследовании. В связи с этим в название типов включены основные рудообразующие минералы комплекса, что позволяет определить тип висмутового оруденения и оценить масштабы его проявления. В соответствии с этим минеральные типы, которые выделяются на основании специфических минеральных ассоциаций целесообразно разделить на две группы: ортогенетические типы (ортотипы), т.е. непосредственно образующиеся за счет развития в рудах протогенных ассоциаций висмутовых минералов, и парагенетические (паратипы), проявление которых следствие гипогенного внутрирудного преобразования ранее отложенного рудного вещества [11]. Развитие висмутовой минерализации в рудах самых разнообразных гидротермальных месторождений обуславливает обнаружение висмута при анализе проб большинства рудных минералов. Однако для большинства из них наличие висмута объясняется всего лишь наличием в них микровключений собственных минералов висмута. Круг минералов, в которых отмечаются включения висмута достаточно широк и необходимо упомянуть такие минералы как пирит, пирротин, галенит, халькопирит, арсенопирит и др. Общий список наименований минералов висмута в настоящее время составляет более 200 минералов [5,12,14]. При этом современные методы исследования позволяют изучать более тонкие включения в минералах-носителях висмута, что способствует открытию новых минералов висмута. Минералы висмута в гидротермальном процессе формируются на самых различных его ступенях и, соответственно, в различных физико-химических условиях. Эмпирически установлена [11] определенная закономерность отложения основных ассоциаций висмутовых минералов (от ранних к поздним): висмутин+висмут самородный+сульфотеллуриды → свинцово-висмутовые сульфосоли → медно-свинцово-висмутовые сульфосоли → медно-висмутовые сульфосоли → серебро-медно-висмутовые сульфосоли.

Висмутовая минерализация обнаружена в рудах с многочисленными сульфидами. Они характеризуются неравномерным распределением в основной равномернозернистой нерудной массе и образует крупные скопления неправильной формы, тонкую вкрапленность и секущие прожилки. Они представлены пиритом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом. Из нерудных минералов установлены пироксены ряда диопсид-геденбергит, амфиболы (актинолит, тремолит), гранаты андрадит-гроссулярового ряда, эпидот, кальцит и кварц, тесно ассоциирующие с рудной минерализацией. Содержания висмута в рудах варьируют в пределах от 14.3 до 17.5 г/т.

Висмутовая минерализация сульфидных руд изучаемого объекта представлена самородным висмутом, теллуrowисмутином, и разнообразными по составу сульфосолями Pb–Bi–Te. Висмутоносность гидротермальных месторождений часто определяется не одним, а несколькими ортотипами висмутового оруденения, наиболее распространенным и закономерным из которых является: Арсеносульфидный + пирротин-халькопиритовый. Исследуемый объект в этом случае не стал исключением, ниже приведена общая характеристика ортотипа и паратипа висмутового оруденения, которое характерно для Каштауской площади:

1. Арсеносульфидный ортотип характеризуется ассоциацией висмутовых минералов с арсеносульфидами железа и кобальта (минералами ряда арсенопирит-глаукокодот и кобальтин). Этот комплекс свойственен для месторождений скарновой группы (золоторудных, медных, полиметаллических и др). В данном ортотипе минералы висмута образуют микровключения в арсеносульфидах железа и кобальта. Золото в составе этого минерального комплекса встречается очень часто, причем не только в золоторудных, но и в большинстве перечисленных выше формаций. Оно содержится в арсеносульфидах и леллингите в тонкодисперсном состоянии или в виде микровывделений (<0.010 мм).

2. Пирротин-халькопиритовый тип характерен для скарновых месторождений и характеризуется наличием в рудах самородного висмута и теллуровисмутита. Рудные тела, в которых развит этот ортотип висмутового оруденения сложены преимущественно пирротинном, жильным кварцем и кальцитом, с подчиненным количеством пирита и халькопирита. Следует отметить, что этот висмутоносный минеральный комплекс, определяющий данный тип, не является основным продуктивным для золоторудных месторождений, поэтому контуры висмутовой минерализации и минерализации какого-либо из указанных металлов в общем случае не совпадают.

3. Золото-теллуридный паратип соответствует золото-теллуридно-висмутовому минеральному комплексу, который в себя включает теллуриды висмута (теллуровисмутидом, раклиджитом и др.), тесно ассоциирующие с самородным золотом. Отметим, что еще одним подтверждением того, что этот тип является гистерогенным, является его наложенность на руды с проявлением протогенных висмутовых типов (арсеносульфидного и пирротин-халькопиритового).

Ниже приведена характеристика минералов висмута, которые найдены при проведении работ на Каштауской площади:

Самородный висмут (*Bi*) встречается как в виде отдельных зерен и сростков с арсенопиритом, так и в виде микровключений в арсенопирите, и из природных металлов он наиболее распространенный (но не самый частый) [9]. Самородный висмут является типичным «сквозным» минералом для обширного круга месторождений, относящихся к магматогенному ряду в т.ч гидротермальным месторождениям золота. Отмечены сростки самородного золота с самородным висмутом, что указывает на их совместный парагенезис (рис. 2).

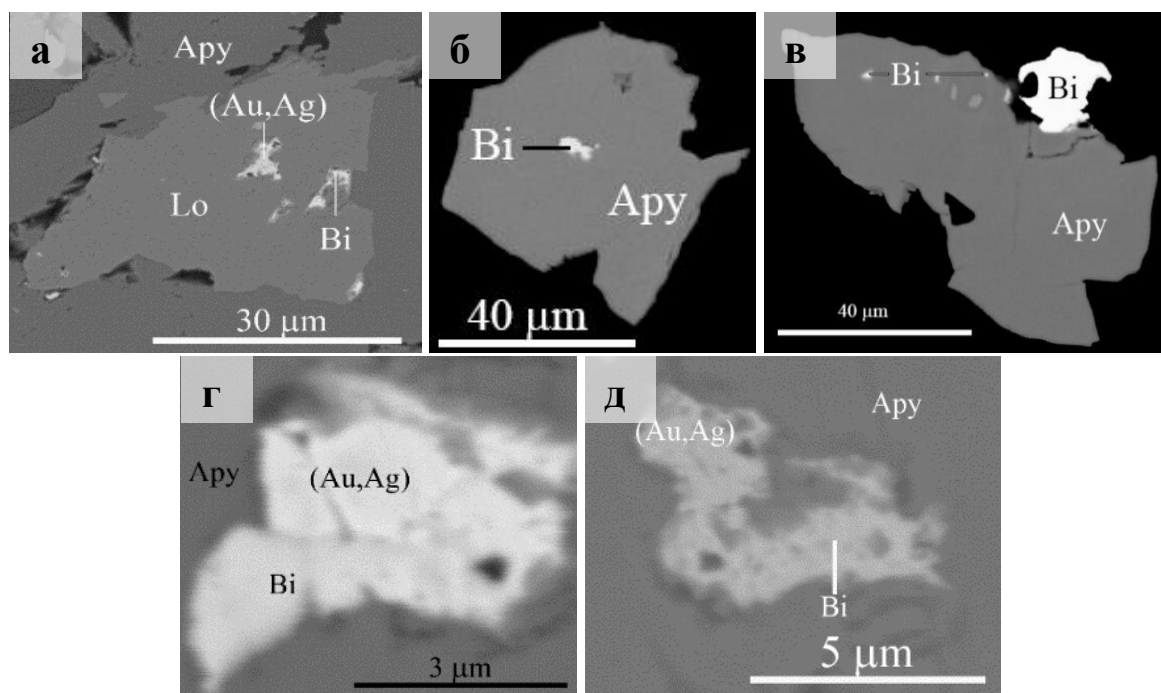


Рис. 2. Микровключения самородного висмута в арсенопирите. а-в – самостоятельные включения висмута в минерале-носителе, г-д – сростания самородного висмута с серебрястым золотом. Au, Ag – самородное золото, Lo – леллингит, Ару – арсенопирит, Bi – самородный висмут. BSE-фото

Теллуровисмутит (Bi_2Te_3) встречается в виде частиц (3-10 мкм), которые пространственно связаны исключительно с пирротином и представляют, как субизометричные частицы, так и участки замещения пирротина (рис. 3). Средний состав минерала: Bi = 51.26 мас. %, Te = 48.74 мас. %.

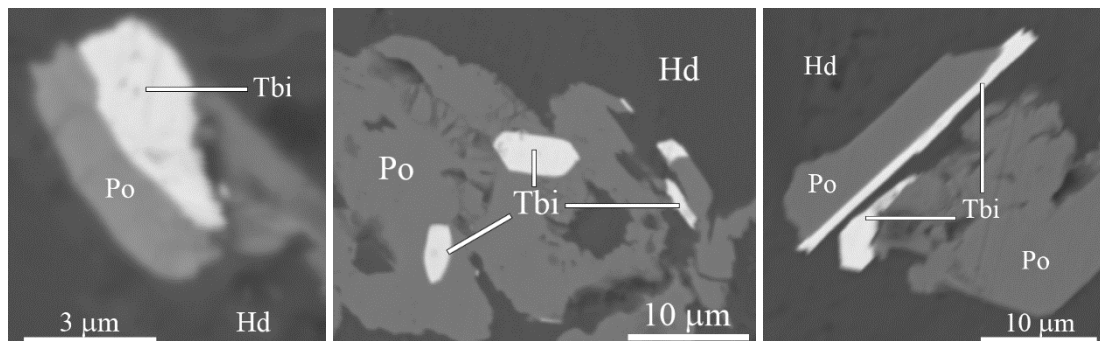


Рис. 3. Микровключения теллуровисмутита в пирротине. Hd - геденбергит, Tbi - теллуровисмутит, Po – пирротин. BSE-фото

Раклиджит ($(\text{Bi,Pb})_3\text{Te}_4$) и ксилинголит ($\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$) образуют редкие сростки с серебристым золотом, что дает основание полагать, что золотая минерализация является низкотемпературной и связана с поздними стадиями рудообразования (рис. 4). В составе этих сульфосолей отмечены характерные для них элементы примеси (Fe, Ag, Sb и др.) (табл. 1).

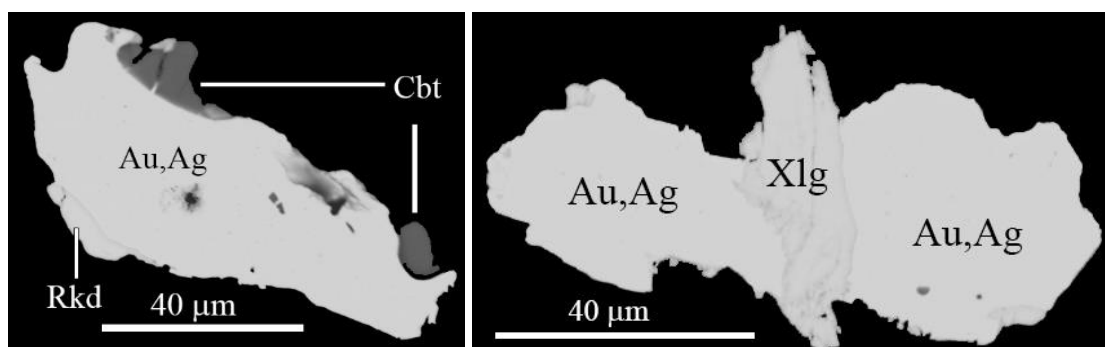


Рис. 4. Сростки самородного золота с сульфосолями Bi в золото-теллуридном паратипе висмутового оруденения. Au,Ag – самородное золото, Cbt – кубанит: CuFe_2S_3 , Rkd – раклиджит: $(\text{Bi,Pb})_3\text{Te}_4$, Xlg – ксилинголит: $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$

Таблица 1

Состав лилианита и раклиджита в мас. %, приведенные к 100.0 %, к рис. 2.

Элемент	Лилианит (Ксилинголит)					Раклиджит				
S	19.0	19.8	19.5	18.9	19.3					
Fe		0.89	0.73	0.75	1.22	0.65	0.6	0.68	0.6	0.6
Ag						1.23				
Sb	3.27	2.63	2.48	2.76	2.31					
Te						44.5	45.0	45.3	45.0	45.0
Au			1.9							
Pb	46.0	46.7	48.2	48.5	48.5	13.0	13.0	12.8	13.0	13.0
Bi	31.8	28.1	29.2	29.1	28.7	40.6	42.0	41.3	42.0	42.0
Сумма:	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Таким образом, можно отметить, что вся установленная висмутовая и сопутствующая золотая минерализация приурочена к ослабленным зонам, микротрещинам, границам зерен и является более поздней по отношению к основному сульфидному оруденению. Полученные данные могут быть использованы для выявления особенностей схожих перспективных объектов, где встречается висмутовая минерализация.

Список литературы

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999, 236 с.
2. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образования месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, Наука, 1972. 241 с.
3. Годовиков А. А. Висмутовые сульфосоли. М., Наука, 1972. 303 с.
4. Гусев А.И. Золото-медно-скарновое оруденение Ульменского месторождения Горного Алтая. // Современные наукоемкие технологии №5, 2013. С. 111-115.
5. Дунин-Барковская Э.А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1978. 274 с.
6. Калинин А.А., Савченко Е.Э. Минералы висмута и сурьмы в месторождениях и рудопроявлениях золота в Кольском регионе // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 137-143.
7. Логвиненко О.В., Тимкин Т.В. Вещественный состав и последовательность минералообразования рудопроявления Лог-26 Топольнинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Вестник Томского государственного университета. 2014 № 383. С. 212-220.
8. Мозгова Н.Н. Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. М., Наука, 1985. 264 с.
9. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Иностранная литература, 1962. 1132 с.
10. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1982, 668 с.
11. Федорчук В.П., Минцер Э.Ф. Геологический справочник по ртути, сурьме и висмуту. – М.: Недра, 1990, 215 с.: ил.
12. Штрюбель Г., Циммер З. Минералогический словарь: Пер. с нем. – М.: Недра, 1987, 494 с.
13. Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Блинов И.А., Котляров В.А. Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // Минералогия. 2019. № 5(4). С. 39-51.
14. The mineralogy of Bismuth [Электронный ресурс] // Mindat. URL: <https://www.mindat.org/element/Bismuth> (дата обращения: 27.08.2023).
15. Moëlo Y., Makovicky E., Mozgova N.N., Jambor J.L., Cook N.J., Pring A., Paar W., Nickel E.H., Graeser G., Karup-Moller S., Balic-Zunic T., Mumme W.G., Vurro V., Topa D., Bindi L., Bente K., Shimizu M. (2008) Sulfosalt systematics: A review. Report of the Sulfosalt Sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. European Journal of Mineralogy, 20, 7–46.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САРГАНСКОГО ХРЕБТА (МАССИВ ЮЖНЫЙ КРАКА)

Т. Д. Шабутдинов

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: timurgeolog11@gmail.com

Научный руководитель: Савельев Д.Е.

Массивы Кракинской группы расположены в северной части Зилаирского мегасинклинория на западном склоне Южного Урала. Южный Крака самый большой по площади (450 км²) среди массивов этой группы. Характеризуется грубо изометричными в плане очертаниями, округлыми на севере и раздвоенными на юге [1]. Практически весь он расположен в междуречье Белой, Каги и Южного Узяна.

История изучения Кракинских массивов известна с XIX века. Первые сведения о ультраосновных породах приводятся в работах Н.Ф. Чернышова, Р.И. Мурчисона, А. Штукенберга. В 20-30-х годах XX века, в связи с поисками хромитов и хризотил-асбеста, было проведено детальное изучение этих массивов. Возникший дефицит хромитового сырья в 1990-х, из-за потери месторождений Южно-Кемпирсайской группы, вновь способствовал повышению научного интереса к массивам Кракинской группы [2;3]. Несмотря на длительную историю исследований массивов наблюдается неравномерность в их изученности [1]. Особенно это касается Южного Крака. Наиболее детально изучена западная и юго-западная часть массива, т.к. здесь сосредоточены наиболее крупные хромитопоявления.

В данной работе будут рассмотрены петрографические особенности ультрамафитов и хромититов южной части Сарганского хребта, расположенного в юго-восточной части массива (рис. 1).

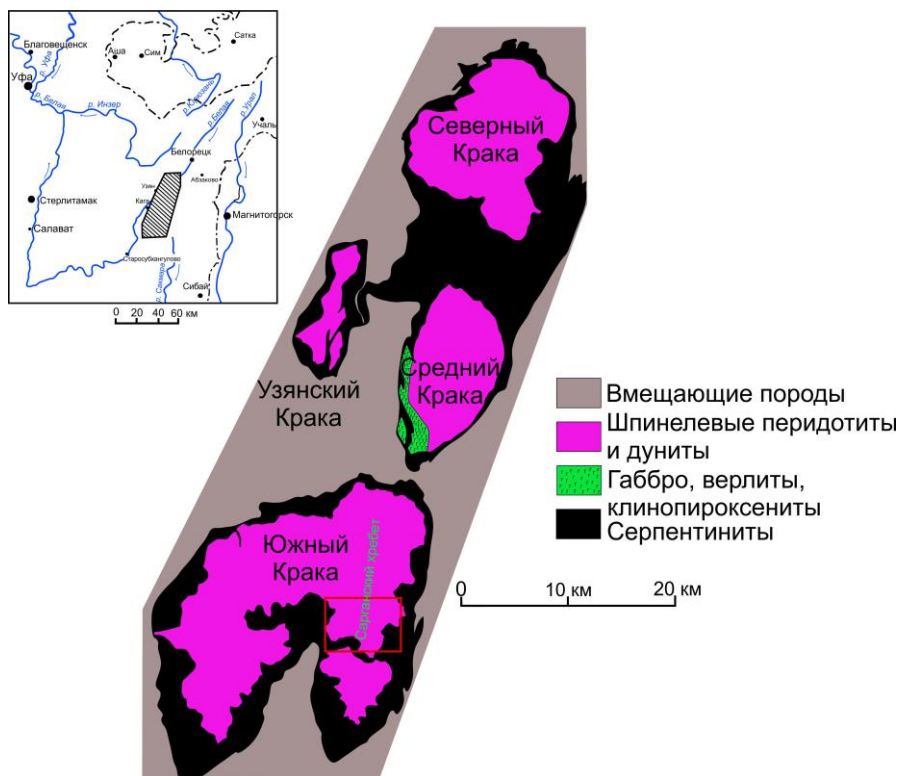


Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака (составлена по материалам Савельева Д.Е., Савельевой Г.Н., Денисовой Е.А.)

В ходе полевых работ 2023 года из южной части Сарганского хребта было отобрано 90 образцов на шлифы и аншлифы (рис 2; А). Первоначально полученные данные по результатам наблюдений в маршрутах и описания породы в шлифах показали, что юго-восточная часть массива Южный Крак сложена перидотитами с линзами дунитов (рис 2; Б,В). Перидотиты представлены гарцбургитом и лерцолитом.

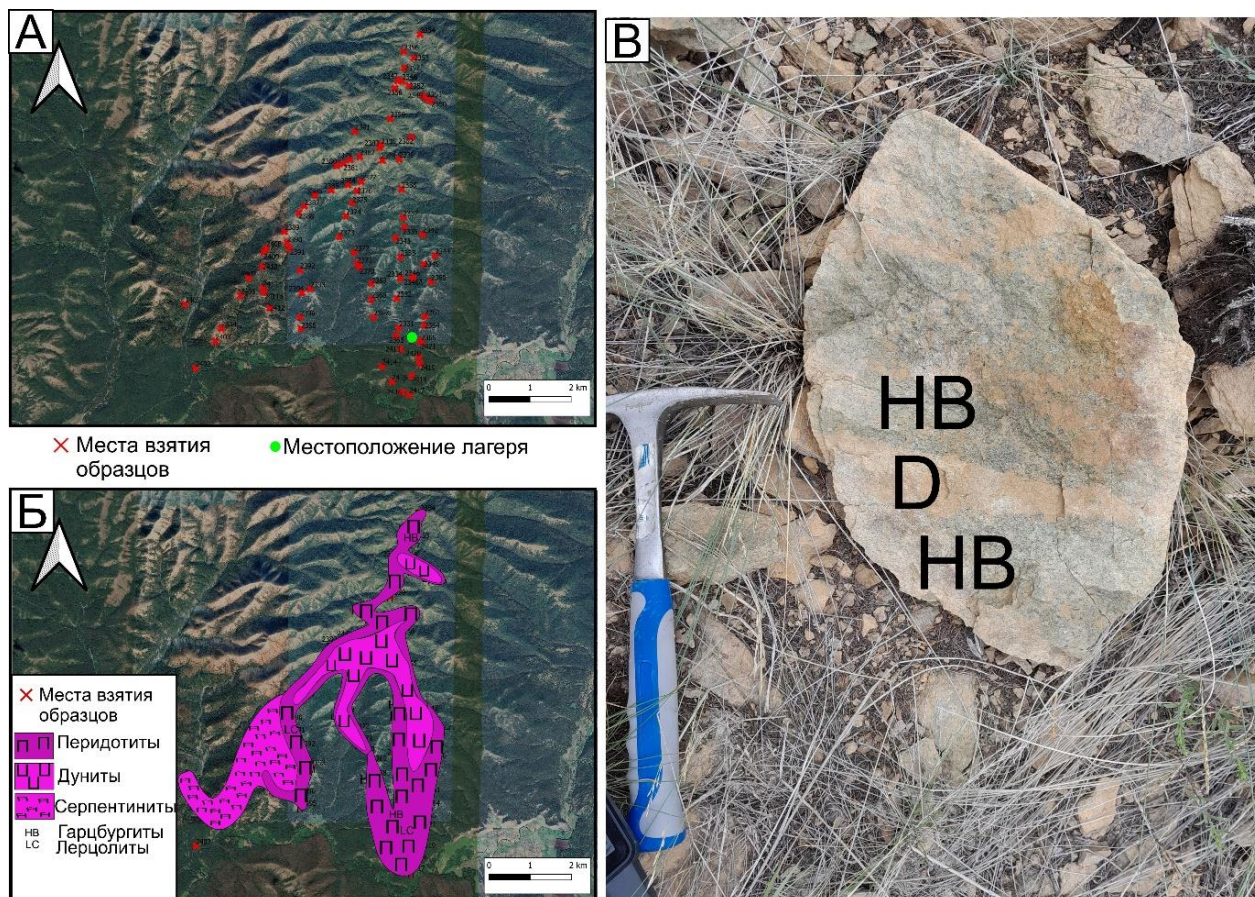


Рис. 2. А – места взятия образцов, Б – геологическое строение южной части Сарганского хребта, В – линза дунита среди перидотитов (гарцбургитов)

Отличительной особенностью пород Сарганского хребта является присутствие здесь плагиоклаз содержащих лерцолитов, которые считаются для массива Южный Крак крайне редкими образованиями [4;5]. Большую часть площади массива занимают гарцбургиты, породы дунит-гарцбургитового комплекса и дуниты. Для плагиоклаз содержащих лерцолитов характерна относительно слабая серпентинизация (до 15%), с небольшим распространением деформационных структур [4;6].

Как дуниты, так и перидотиты сильно серпентинизированы (хризотил и лизардит). В гарцбургитах (образцы ЮК-2331, ЮК-2366, ЮК-2353-3, ЮК-2391) и лерцолитах (образец ЮК-2420) орто- и клинопироксен представлены таблитчатыми ксеноморфными зёрнами. Во всех образцах, кроме лерцолитов, оливин сильно серпентинизирован и сохранился только в виде реликтов или включений. Акцессорный минерал представлен хромшпинелидом. Последний ксеноморфный, просвечивающий в желтовато-коричневых тонах. Помимо породообразующих и акцессорных минералов в лерцолите наблюдаются включения

глинистых частиц, оставшиеся после выветривания плагиоклаза. В дунитах (образцы ЮК-2346-А, ЮК-2346-1, ЮК-2352, ЮК-2371, ЮК-2385) оливин сохранился в виде реликтов. В образце ЮК-2346-А ортопироксен замещен баститом. Хромшпинелид идиоморфный, реже гипидиоморфный, слабо просвечивающий в тонких среза темно-коричневым цветом с красноватым оттенком.

Хромититы локализируются в дунитах (образцы ЮК-2342-1а; ЮК-2346-3; ЮК-2379-1), содержание хромшпинелидов в них варьирует от 20 до 80–90%. Они характеризуются полосчатой текстурой, мелко- и среднезернистой структурой. Из-за интенсивной серпентинизации оливин сохранился только в виде реликтов или включений в хромшпинелидах.

В результате проведенных исследований получена новая информация о строении и петрографических особенностях ультрамафитов и хромититов. В дальнейшем предполагается более детальное изучение их микроструктурных особенностей и состава породообразующих минералов.

Работа выполнена по теме гранта РФФ, соглашение №22-1700019.

Список литературы

1. Ковалев С.Г., Сначев В.И., Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа: УНЦ РАН. 1998. 104 с.
2. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 2018. 204 с.
3. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
4. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
5. Савельева Г.Н. Денисова Е.Л. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника, №1. С. 42 – 57.
6. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ СИГНАЛОВ ИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ОПОЛЗНЕВОЙ ТЕРРИТОРИИ

А.Н. Вихоть

*Институт геологии Коми НЦ УрОРАН, Сыктывкар,
e-mail: vikhota.anna@mail.ru*

Микросейсмические колебания техногенного характера возбуждаются источниками разного происхождения, частотного состава и временного режима. Кроме того, амплитуда регистрируемого сигнала и спектральный состав в точке наблюдения зависят от резонансных свойств горных пород, обусловленных геологическим строением и упругими свойствами горных пород. Коренные породы в районе исследований представлены скальными и полускальными отложениями, перекрытые чехлом рыхлых отложений мощностью до 4 м. Особенностью таких пород является то, что они передают колебания от источника динамического воздействия к объекту воздействия без значительного поглощения энергии колебаний. К тому же геологическими и климатическими условиями г. Воркута выступает его нахождение в арктической зоне ($67^{\circ}29'55,7''N$, $64^{\circ}3'9''E$) в области островного распространения многолетнемерзлых пород голоцена и плейстоцена с залеганием их подошвы на глубине от 100 м [3].

Площадкой исследований, в частности регистрации микросейсмического поля с целью выделения техногенных сигналов, являлся оползневый склон в черте города [1]. Под микросейсмическим шумом в данной работе понимались сейсмические микроколебания эндогенной природы и экзогенной природы очень малой амплитуды [4]. По результатам многочисленных исследований техногенные колебания являются периодическим источником микросейсмических сигналов и представляют собой нелинейные нестационарные колебания, регистрируемые как помехи в высокочастотной области спектра (1–10 Гц). Стоит отметить, что автотранспортная вибрация регистрируется со значений 2–5 Гц.

Выделение техногенных сигналов из наблюдаемого микросейсмического поля на оползневом массиве позволяет сделать заключение об опасности данных сигналов, как триггера смещения оползневых масс. Это является практической значимостью работы. Нами выполнялась трехкомпонентная регистрация микросейсмического поля в непрерывном режиме широкополосной цифровой сейсмической станцией ZET 048-C. Обработка сигналов проводилась в программе ZETLabSEISMO. В разных частях исследуемого массива оползневого тела установлена идентичность спектров фоновых микроколебаний, они составили 1×10^{-6} м/с².

Представим одну из временных реализаций параметра сигнала, ускорения, по горизонтальной и вертикальной компонентам на рис. 1. На таких акселерограммах указать событие и момент его начала можно только с большим приближением. В настоящее время для подробного частотно-временного и спектрального анализа нелинейных и нестационарных сигналов, например, широко применяется метод преобразования Гильберта-Хуанга (Hilbert-Huang Transform–ННТ). Адаптивность данного метода заключается в том, что модовая декомпозиция сигнала, первый этап, обеспечивает его очистку от высокочастотных шумов [2], постепенно понижая частоту по каждой последующей IMF-функции, и делает возможным анализ по каждой его моде, таким образом не понижая чувствительность метода даже в условиях сильных помех. Мгновенные частоты для представления амплитуды колебаний в частотно-временном пространстве вычисляются из производных фазовых функций Гильбертовым преобразованием функций базиса [5, 6].

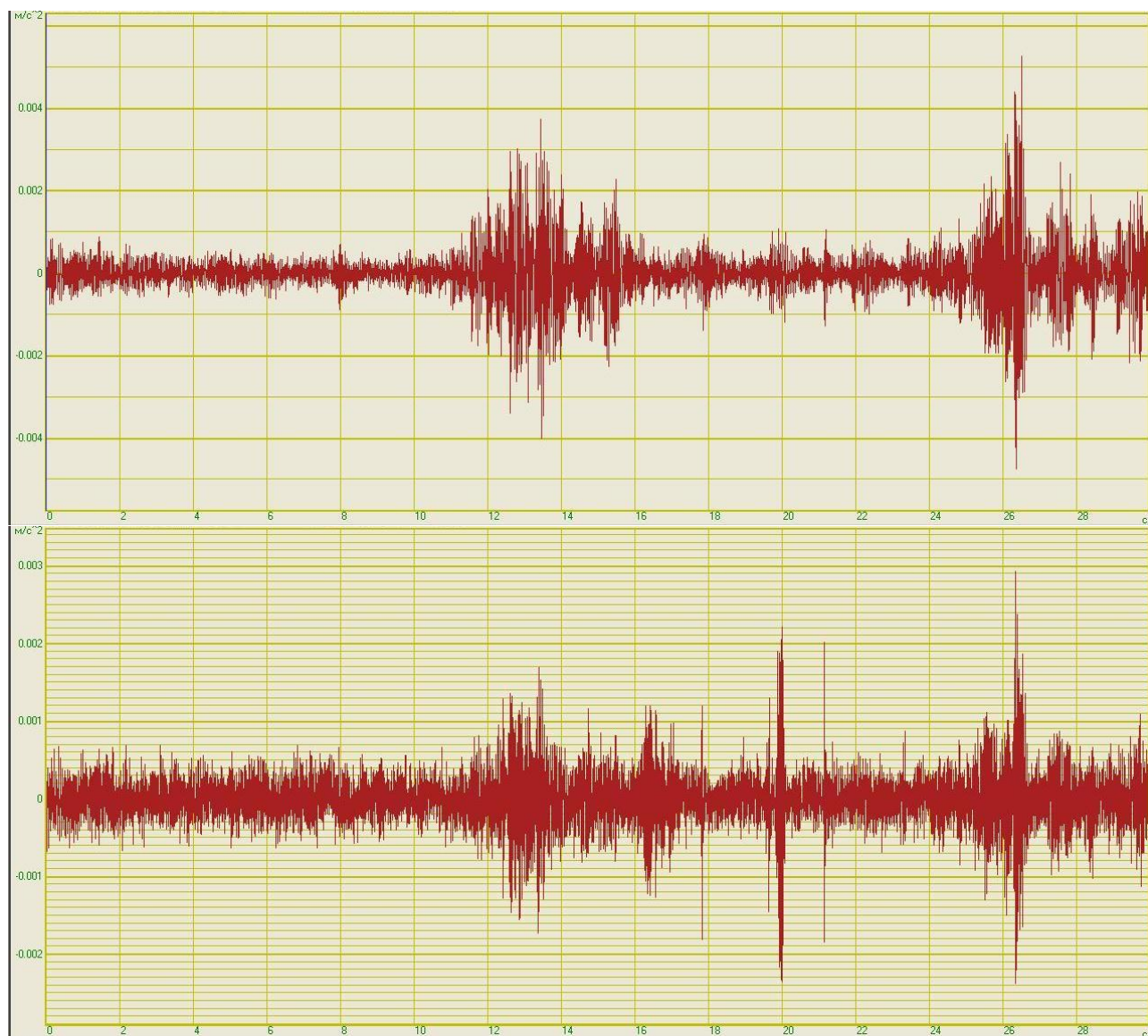


Рис. 1. Временной ряд ускорений по горизонтальной и вертикальной компоненте (сверху вниз)

На сгенерированных гильбертовых спектрах горизонтальной и вертикальной составляющих во временном интервале до 11 с наблюдаются однородные колебания (рис. 2). Интервал 12–16 с, состоящий из низкочастотного сигнала до 0,1–0,5 Гц, имеет максимальные значения интенсивности $0,0029 \text{ м/с}^2$ (гор.) и $0,0016 \text{ м/с}^2$ (вер.). Это значение по горизонтальной компоненте окружено зоной концентрации градиента амплитуды ускорения (около $0,0011 \text{ м/с}^2$) на более широкой полосе частот до 1 Гц. Здесь второй приход максимума амплитуды $0,0029 \text{ м/с}^2$ (16 с) также находится на частоте до 1 Гц. Основные высокочастотные спектральные моды с максимальными значениями амплитуды до $0,0015 \text{ м/с}^2$ (гор.) и $0,0019 \text{ м/с}^2$ (вер.) находятся в интервале 1–6 Гц. Проведенный анализ особенностей амплитудно-частотного спектра колебаний показал, что спектры Гильберта представляют большой объем информации о пакете сигналов благодаря исключению из них высокочастотных шумов и позволяют выделить техногенные колебания из микросейсмического поля и обозначить их продолжительность и полосу частот. Полученный амплитудный уровень техногенных сигналов в частотно-временном пространстве на исследованной площадке оползневого склона позволяет сделать вывод, что техногенные воздействия в пределах склона кратковременны и основная мода шумов лежит в районе 1–6 Гц, что, вероятно, не несет угрозу устойчивости оползневого склона. Таким образом, эмпирический метод ННТ позволяет решить задачу

выделения техногенных колебаний из широкополосного спектра, в частности тем самым расширяя границы его применения для интерпретации микросейсмического поля оползневой территории.

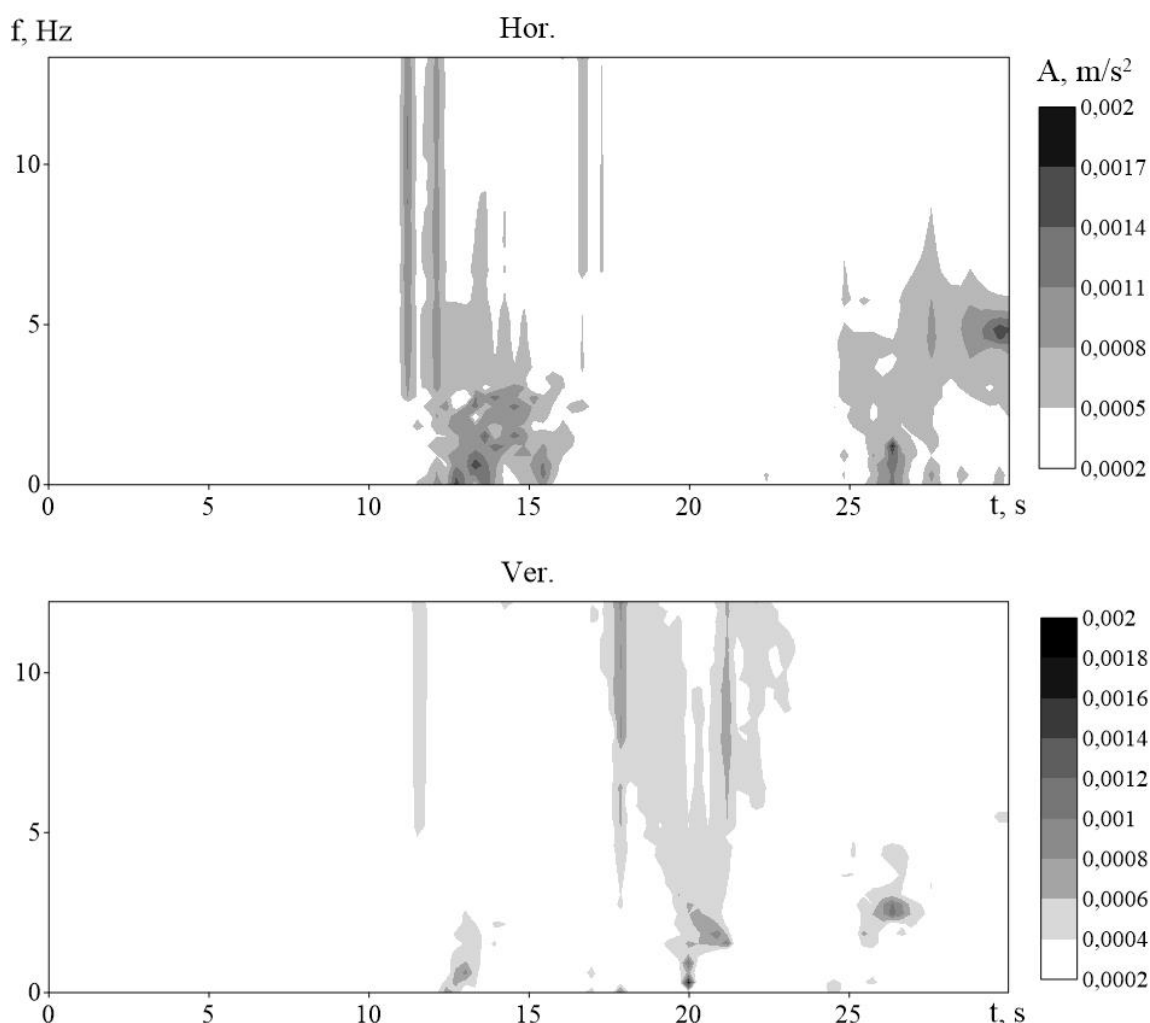


Рис.2. Спектр Гильберта для горизонтальной (hor.) и вертикальной (ver.) компоненты

Список литературы

1. Вихоть А.Н. Вибрационное поле оползневой склона и прилегающей территории, г. Воркута // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2023. С. 131–133.
2. Давыдов В.А., Давыдов А.В. Очистка геофизических данных от шумов с использованием Гильберта-Хуанга // Актуальные инновационные исследования: наука и практика. 2010. №1. С. 1–26. Вознесенский Е.А. Энергетический подход в динамике грунтов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, № 2, 2001. С. 76–78.
3. Оберман Н.Г., Шеслер И.Г., Рубцов А.И. Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого Автономного округа. Сыктывкар: ПрологПлюс, 2004. 256 с.
4. Орлов Р.А. Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива) // Вестник ВГУ. Сер. Геология, № 1, 2011. С.184–192.
5. Norden E. Huang, Samuel S.P. Shen. The Hilbert-Huang transform and its applications. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2005. 311 p.
6. Norden Huang et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis // Proceedings of the Royal Society of London, A 454, 1998. P. 903–995.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕРРИТОРИИ ГЕОПАРКА «ЯНГАН-ТАУ»

В.Н. Дурнаева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: vera.durnaeva@yandex.ru

На территории геопарка «Янган–Тау» располагаются минеральный источник «Кургазак», а также Кусяларовские сероводородные источники.

Источник «Кургазак» — один из наиболее известных в Предуралье — находится в 2,8 км южнее санатория «Янган-Тау» на левом склоне долины р.Юрюзань (рис. 1). Он приурочен к интенсивно дислоцированным известнякам нижнего карбона. В 50–80 м от источника они контактируют по тектоническому нарушению, относящемуся к зоне Юрюзанского сдвига, с нижнепермскими (янгантаускими) отложениями.



Рис. 1. Источник «Кургазак»

Источник восходящего типа в виде нескольких мощных грифонов, рассредоточенных на 30 м вдоль правого борта оврага, пересекающего левый склон долины р. Юрюзань.

Дебит отдельных выходов колеблется от 5 до 25, а суммарный достигает 120 л/с. Температура воды в разных выходах от 14,7°C до 15,5°C. В воде установлены органические вещества (преимущественно гумусовые) в количестве до 10 мг/л. Присутствует радон, благодаря чему она используется в санатории «Янган-Тау» как лечебно-столовая [1].

Кусяларовские источники расположены в 20–23 км западнее санатория «Янган-Тау» на пойме и левобережной первой надпойменной террасе долины реки Юрюзань и представлены двумя группами. Первая — более 10 естественных выходов пластового (700 м) типа в

основании северо-восточного склона горы Куткантау. Источники субтермальные (8,5–18°C) с дебитом от 0,5–2 до 20 л/с (суммарный около 60 л/с) расположенные в 25 м от русла с превышением 0,8 м над меженным уровнем р. Юрюзань. Среди Кусяляровских источников выделяется «Кислый», расположенный в 650 м от основной группы, в 60 м от реки с превышением 2 м над урезом р. Юрюзань, на пойменной части ее долины. Выход представляет собой мощный грифон из воронки диаметром 4,5 м, глубиной более 1 м, дебитом 10–12 л/с. Этот единственный в Республике высокотемпературный естественный источник (20–21°C). Вокруг него на площади 30×40 м наблюдается скопление минеральных грязей с запахом сероводорода, мощностью около 1 м. Химический состав воды этой группы гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный магниевно-натриево-кальциевый. Минерализация воды 0,6–0,9 г/л, pH 7,3–7,8 [2].

Источник «Кургазак» широко используется для водоснабжения и в лечебных целях в санатории «Янган–Тау». Для дальнейшего расширения курортного потенциала территории в лечебных целях перспективными являются Кусяляровские сероводородные источники.

Список литературы

1. Абдрахманов Р. Ф. Минеральные источники района курорта «Янган-Тау» // Геологический вестник. 2018. № 1. С. 59-65.
2. Абдрахманов Р. Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа : Издательство «Гилем», 2014. 416 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАРСТОВЫХ ПРОВАЛОВ НА «УФИМСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ» В 1972–2022 гг.

Д. Р. Епифанова^{1, 2}, А. И. Смирнов³

¹Московский государственный строительный университет, г. Москва;

²ООО «РН-БашНИПИнефть», г. Уфа

³ Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа, 89174139314@mail.ru

Введение

«Уфимским полуостровом» называется территория городского округа г. Уфа Республики Башкортостан (РБ) в пределах Уфа-Бельского междуречья, ограниченная с запада, юга и востока реками Белой и Уфы до широты и меридиану с. Тимашево. Провал — внезапное появление на земной поверхности отрицательной формы рельефа, который может быть природным или техногенным. В Башкортостане природные провалы связаны с карстом, который оказывает отрицательное воздействие на устойчивость существующих социально-экономических объектов и морально-психологическое состояние людей.

Актуальность исследований. Согласно территориальным строительным нормам [4, 16], а также строительным правилам [14] частота образования провалов земной поверхности (случаев в год) является одним из основных показателей карстовой опасности любой закарстованной территории, в том числе и территории «Уфимского полуострова».

Объект исследований. Карстовые провалы, образовавшиеся на полуострове за последние 50 лет. Выбор временного диапазона исследований обусловлен наличием наиболее полных и достоверных сведений о карстовых провалах полуострова за 1972–2022 гг.

Целью исследования является систематизация и анализ данных по провалам земной поверхности с фиксированным временем образования и установление основных особенностей их распространения.

Исходными данными для исследований послужили архивные, фондовые и опубликованные работы, а также полевое обследование карстовых провалов авторов.

К истории исследования карста полуострова

Проявления карстового процесса на «Уфимском полуострове» известны еще с середины XVIII века. Петр-Симон Паллас, зимовавший в 1770 г. в г. Уфе, характеризуя территорию города, писал: «Знатная часть холмов состоит из одного известкового мергеля и глины, где весенняя вода прорывает глубокие протоки, а нередко делает и провалы.» [8, С. 11].

Активное изучение карста полуострова началось в конце позапрошлого столетия во время строительства Самара-Златоустовской железной дороги вдоль правого склона долины р. Белой и позже — в период интенсивной застройки полуострова.

Подробная характеристика изученности карста «Уфимского полуострова», природные условия и факторы его развития приведена в монографии [5], в которой обобщены практически все наиболее значимые результаты изучения карста за вековой период его исследований. В монографии также приведен перечень основных производственных отчетов и публикаций. Отмечено, что наиболее ценные сведения о карсте рассматриваемой территории содержатся в отчетах ЗАО «ЗапУралТИСИЗ» 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].

Результаты исследований и обсуждение

Геолого-геоморфологические и гидрогеологические особенности развития карста. Съемочными работами установлено, что в геологическом строении Уфа-Бельского

междуречья с поверхности принимают участие уфимские терригенно-карбонатные и кунгурские преимущественно сульфатные породы ранней перми, а на пологих склонах и в днищах долин рек — суглинистые и глинистые отложения неоген-четвертичного возраста.

Еще в середине прошлого века генетический тип рельефа Уфа-Бельского междуречья определен как структурно-денудационный (Скворцов, Ткалич, Мартин, Ткачев, Смирнов и др.). Наиболее возвышенные его части приурочены к положительным структурам по кровле галогенных пород кунгура и уфимских отложений, а пониженные — к разделяющей полуостров Сутоловской синклинали. Склоны долин рек Белой и Уфы — преимущественно эрозионные. Между тем, в подножье западного склона долины р. Белой отмечены гроты, которые по морфологии напоминают волноприбойные ниши. По мнению ряда исследователей, (Ткачев и др., 1976ф) в их формирование участвовала абразионная деятельность акчагыльского бассейна. Со всех сторон полуостров окружен плоскими аккумулятивными речными террасами и лишь на крайнем севере — пологонаклонными аккумулятивно-денудационными поверхностями склонов и водораздельных пространств.

В гидрогеологическом отношении на полуострове развиты уфимский водоносный комплекс и кунгурский водоносный горизонт. На склонах долин-дрен в них сформированы две принципиальные гидродинамические обстановки: интенсивного и затрудненного водообмена подземных вод. Первая — характерна для крутых склонов речных долин, где наблюдается выклинивание водоупорных и водоносных пород и свободная их разгрузка в виде родников или невидимый переток из верхних толщ в нижележащие породы по трещинам бортового отпора. Вторая — характеризуется замедленной разгрузкой вод из-за развития на пологих склонах и низких междуречьях суглинисто-глинистого неоген-четвертичного покрова [6, 9, 15].

Особенности распространения провалов. В 1972–2022 гг. на полуострове достоверно установлено образование 139 провалов, подавляющая часть из которых обусловлена природными причинами возникновения и только менее 0,1% — техногенными.

Основными причинами техногенных провалов являются утечки из водонесущих систем и обрушение сводов подземных коммуникаций [3, 5, 7 и др.]. Первые обусловлены авариями на водоводах, вторые — провалами над подземными «ливневками», сооруженными на полуострове еще в 50-х годах прошлого века.

Образование природных провалов почти все исследователи карста «Уфимского полуострова» связывают преимущественно с обрушением сводов карстовых пустот в гипсах иренского горизонта кунгурского яруса ранней перми. То есть, провалообразование на его территории обусловлено развитием в основном сульфатного карста. Не отрицая развития карбонатного карста в породах уфимского яруса, следует отменить подчиненное его значение в провалообразовании, поскольку мощность прослоев уфимских известняков и доломитов значительно меньше глубины современных провалов, а при залегании кровли гипсов кунгура глубже 60 м провалы не фиксируются. Необходимо отметить, что на обзорной карте карста в статье 2022 г. [1, С. 5] территория г. Уфы, а также территории городов Бирска и Благовещенска, в пределах которых неоднократно фиксировалось образование карстовых провалов, связанных с гипсами кунгура, сульфатный карст без пояснений не показан.

На основании собранных данных составлена карта поверхностных карстопроявлений «Уфимского полуострова», на которой отражены все известные поверхностные проявления карста, а также карстовые и техногенные провалы (рис.).

В 1972–2022 гг. на западной окраине полуострова (правый склон долины р. Белой и придолинная часть водораздельного пространства) достоверно зафиксировано образование 90 новых карстовых провалов, тогда как на восточной (правый склон долины р. Уфы и придолинная часть водораздельного пространства) — только 19. Такое распределение современных карстовых провалов, по мнению авторов, обусловлено различиями геоморфологических и гидрогеологических условий на склонах долин рек Белой и Уфы.

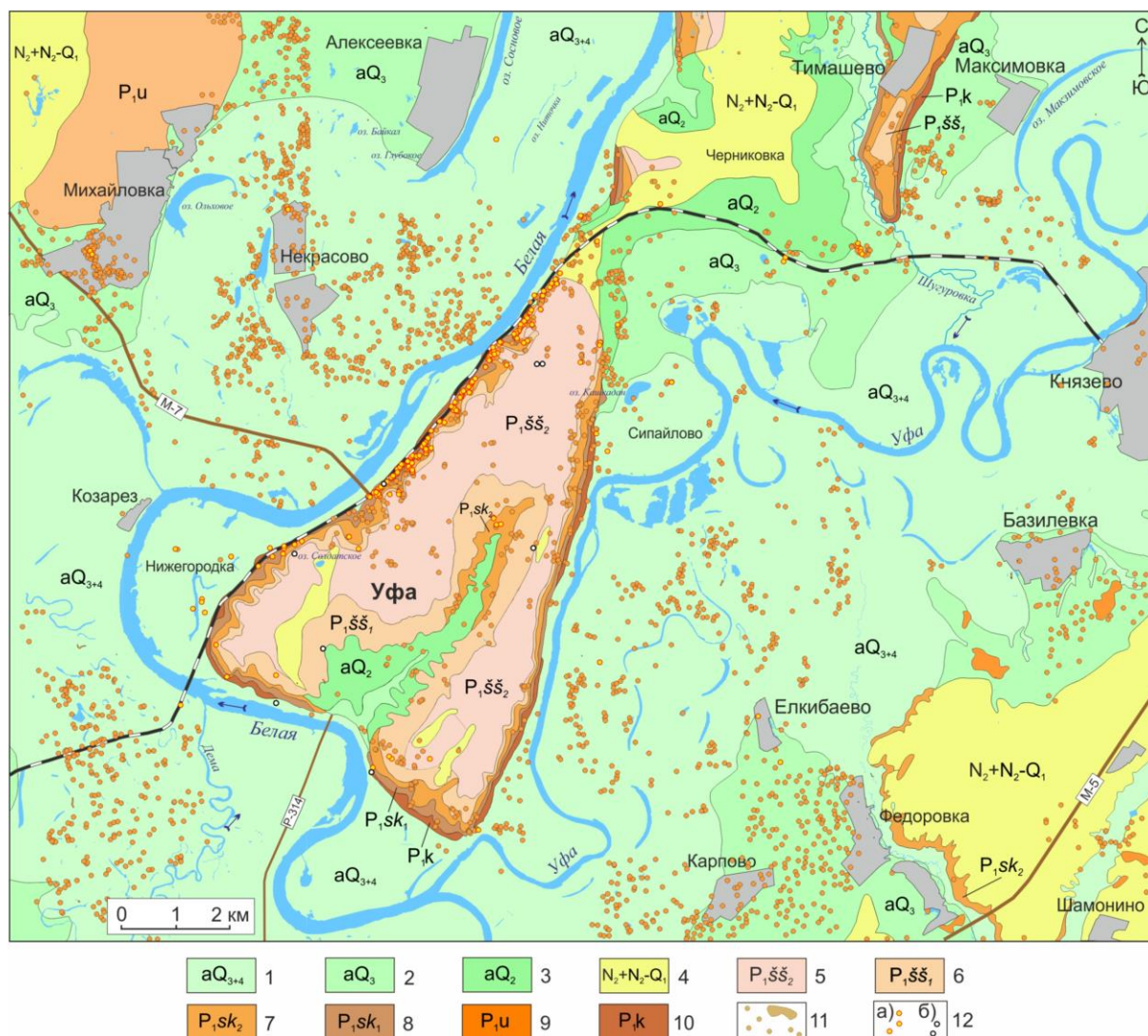


Рис. Карта провалов земной поверхности на «Уфимском полуострове». Составил А.И. Смирнов.

Геологическая основа: Гумеров, Имаев, 1961ф, Сухов, 1967ф. Карстопоявления: Ткачев и др., 1976ф, Мартин и др., 1970–1981ф, Смирнов, Ткачев, 1986ф, Смирнов, 2000ф, [2, 4, 2].

Условные обозначения. Типы сульфатного карста по степени обнаженности карстующихся пород. Перекрытый (подальювиальный или камский) карст в днищах долин рек в пределах: 1 — поймы и первой надпойменной террасы (голоцен и верхний плейстоцен, Q₃₋₄), 2 — второй надпойменной террасы (верхний и средний плейстоцен, Q₂₋₃), 3 — третьей надпойменной террасы (средний плейстоцен, Q₂). 4 — покрытый карст на пологих склонах и низких междуречьях под плиоценовыми (N₂) и плиоцен-нижнеплейстоценовыми (общесыртовая свита, N₂-Q₁) преимущественно суглинисто-глинистыми отложениями. Закрытый (русский) карст на склонах речных долин и водораздельных пространствах, в границах уфимского яруса: 5 — песчано-глинистая толща (шешминский горизонт, P₁šš₂), 6 — известковая толща (шешминский горизонт, P₁šš₁), 7 — терригенно-доломитовая толща (соликамский горизонт, P₁sk₂), 8 — глинисто-мергельная толща (соликамский горизонт P₁sk₁); 9 — уфимский ярус нерасчлененный. 10 — открытый (голый или средиземноморский) карст на участках выхода гипсов кунгурского яруса на дневную поверхность в пределах склонов долин рек, в днищах оврагов и их склонов. 11 — карстовые поля и отдельные воронки; 12 —

провалы с фиксированным временем образования (1972–2022 гг.): а) – карстовые, б) – техногенные.

Правый склон долины р. Белой в отличие от правого склона р. Уфы, интенсивно расчленен овражной сетью. Часть оврагов на нём заканчивается в его пределах, а ряд из них протягивается далеко на водораздельное пространство. При этом в оврагах часто наблюдаются родниковая разгрузка уфимского водоносного комплекса с весьма агрессивными по отношению к гипсам подземными водами, а также их поглощение в гипсовых понорах кунгура [10]. В свою очередь, воды кунгурского горизонта в виде родников выходят на поверхность уже в подножье правого склона долины р. Белой или непосредственно разгружаются в четвертичный аллювий. Всё это предопределяет более высокую поражённость поверхностными карстопроявлениями и активность провалообразования на западной окраине полуострова, чем на восточной (см. рис.). Кроме того, исходя из геоморфологических особенностей правого склона долины р. Белой (сильная его расчлененность овражной сетью и наличие на нем абразионных ниш и гротов), можно предположить, что более интенсивная поражённость карстом на нем, в сравнении с правым склоном р. Уфы, обусловлена и более древним его возрастом.

В центральных частях водораздельного пространства Уфа-Бельского междуречья в условиях закрытого карста поверхностные карстопроявления встречаются значительно реже, чем в придолинных его частях, а современные карстовые провалы зафиксированы преимущественно в верховьях р. Сутолоки (17 шт.). Это обусловлено общей закономерностью усиления развития карста от «ядер» водораздельных пространств к долинам-дренам [13] и хорошо известной обратной зависимостью проявления карста на поверхности от мощности покрывающих карстующиеся гипсы пород. При мощности уфимских пород над гипсами кунгура более 60 м карст на поверхности не проявляется [5–7, 11, 15, 17 и др.].

В северной части полуострова на Бельско-Шугуровского междуречье в условиях развития покрытого и перекрытого, частично закрытого карста (см. рис.) проявления его на поверхности редки, что обусловлено сформированной здесь затрудненной обстановкой водообмена карстовых вод [9]. В 1972–2022 гг. они зафиксированы в этой части полуострова только в тыловой части III надпойменной террасы долины р. Уфы.

В условиях развития перекрытого карста в днищах долин рек Белой и Уфы за 50-летний период в пойменных частях образовалось только 13 провалов. Эти элементы рельефа полуострова периодически затапливаются и карстовые формы рельефа на них надолго не сохраняются, что предопределяет их низкую поражённость поверхностными карстопроявлениями (см. рис.).

Анализ данных по карстовым провалам с фиксированным временем образования в 1972–2022 гг. подтвердил ранее установленную зависимость активности провалообразования от гидрометеофакторов [10]. Наибольшая частота их возникновения наблюдается в год с повышенным количеством атмосферных осадков в сравнении со среднемноголетним их значением или в следующий за ним более засушливый год. В связи с этим, небезынтересно заметить, что в рассматриваемом 50-летнем ряду, в целом вслед за уменьшением многоводности 2012–2022 гг., наблюдается и снижение активности провалообразования.

Выводы

Анализ собранного материала по карстовым провалам свидетельствует, что 64,7% провалов образовалось на западной окраине полуострова, 13,7% — на восточной, 12,2% — на водораздельном пространстве и 9,4 % — в днищах долин рек. Такое распределение современных карстовых провалов обусловлено особенностями геоморфологических и гидрогеологических условий полуострова.

Общим для всех современных карстовых провалов (в любых условиях их возникновения) является то, что образовались они на территориях с повышенной

пораженностью поверхностными карстопроявлениями, что связано с унаследованностью их образования от развития карста в неоген-четвертичное время, как по территории, так и по направленности. Резко активизировавшись в предкинемельское время (время заложения палеодолин рек), карст наиболее активно продолжает развиваться в тех же самых местах.

Благодарности: Исследование выполнено в рамках Государственной бюджетной темы № FMRS-2022-0010.

Список литературы

1. Абдрахманов Р.Ф., Полева А.О., Дурнаева В.Н., Бакиева А.Р., Еранов Е.А., Носарева С.П. Карст Южного Урала и Предуралья, современная активность его развития // Геологический вестник. 2022. № 1. С. 3–22.
2. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2010–2022 гг. Уфа: Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан. 2010. 48 с., 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022.
3. Епифанова Д.Р., Смирнов А.И. Современная активность *карстовых и техногенных провалов на территории Уфимского «полуострова» // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2022. № 10. С. 224–229.
4. ВСН 2-86 (Ведомственные строительные нормы). Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий на закарстованных территориях Башкирской АССР. / Госстрой БАССР. Уфа, 1986. 48 с.
5. Камалов В.Г., Барышников В.И. Опасные геологические процессы на территории Уфимского «полуострова» (Инженерная геодинамика). Уфа: Информреклама, 2019. 216 с.
6. Мартин В.И. Типы и районирование карста Башкортостана // Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. С. 216–226.
7. Мартин В.И., Травкин А.И. Анализ причин аварийных ситуаций (отказов оснований) с сооружениями, возведенными на закарстованных территориях г. Уфы // Карст Башкортостан. Уфа: Информреклама, 2002. С. 216–226.
8. Паллас Петр-Симон. Путешествие по разным провинциям Российского Государства. Ч. 2, Кн. 1. СПб: Императорская Академия Наук, 1786. 575 с.
9. Смирнов А.И. Гидродинамические условия развития карста // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2014. № 10. С. 237–239.
10. Смирнов А.И. Карст и современная его активность на Уфимском карстовом косогоре // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 223–229.
11. Смирнов А.И. Современные карстовые провалы на территории Южного Урала и Предуралья (в границах Республики Башкортостан) // Инженерная геология. 2020. Т. 15. № 4. С. 42–53.
12. Смирнов А.И. Виды и современная активность развития опасных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2022. № 2. С. 338–47.
13. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
14. СП 115.13330.2016 (Свод правил). Геофизика опасных природных воздействий. Актуализированная редакция СНиП 22-01-95. М.: Стандартинформ. Издание официальное, 2018. 31 с.
15. Ткалич С.П. Карст «Уфимского полуострова» (Башкирия) и намечающиеся закономерности его развития // Региональное карстоведение. М.: АН СССР, 1961. С. 70–77.
16. 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.
17. Травкин А.И. К вопросу оценки карстовой опасности и управления природными рисками в г. Уфе — столице Республики Башкортостан // Геологический вестник. 2021. № 3. С. 111–116.

ОБ ИНТЕНСИВНОСТИ РАЗГРУЗКИ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД В ПОВЕРХНОСТНУЮ ГИДРОСЕТЬ В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ Г. КАЗАНИ

А.Р. Идиятуллина, А.Д. Хамитов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

e-mail: Idiyatullina.2001@mail.ru

Научный руководитель – канд. геол.- минерал. наук, доцент Мусин Р.Х.

Одной из природных жемчужин Республики Татарстан (РТ) являются Голубые озера. Они пользуются очень широкой известностью и используются в рекреационных и лечебных целях. Озера расположены в долине р. Казанка (в 14 км выше её устья), на северной окраине г. Казани. На расстоянии около 1,5 км, по правому борту р. Казанка, на ее первой террасе, в районе пос. Щербаково отмечается целая цепочка озер, именуемых Голубыми озерами. Большое Голубое озеро расположено южнее Щербаково, а малые озера – севернее. Большое озеро имеет площадь 4,6 га и объем 60 тыс. м³. Его максимальная глубина составляет 18,3 м. Вода озера по протоке в его южной части сливается в р. Казанка. Средние расходы в летние периоды – около 850 л/с. До середины прошлого века в районе слива действовали водяная мельница и даже небольшая ГЭС [1]. Также на западном берегу озера в красивом сосновом лесу когда-то функционировал пионерский лагерь. Севернее пос. Щербаково расположены небольшие изометричные озера, вытянутые вдоль русла р. Казанка и оборудованные деревянными сходнями для купания. Озера не замерзают зимой и обладают постоянной в течение всего года температурой 4–8⁰ С. В районе этих малых озер многолюдно в течение всего года, т.к. они активно используются для оздоровительного купания. Вода озер имеет голубоватую окраску, которую связывают с наличием сероводорода, а также минерализацию 2,0-2,5 г/л и преимущественно сульфатный кальциевый (по [10]) состав [4]. Происхождение озер связывают с восходящей разгрузкой напорных подземных вод нижнепермских отложений. Проявления этой разгрузки визуальными фиксируются в виде многочисленных грифонов на дне Голубых озер, в днище р. Казанки, а также её правого притока р. Солонка, устье которой находится в 1500 м южнее пос. Щербаково. Кровля нижней перми, сложенная гипсами и ангидритами сакмарского яруса, залегает на гипсометрическом уровне около 0 м, тогда как уровень р. Казанка в рассматриваемом районе составляет 53 м.

Основная цель исследования – уточнение особенностей состава вод Голубых озер, р. Казанка и р. Солонка, а также определение величины разгрузки напорных относительно глубинных вод в долине р. Солонка.

Основными методами исследований явились гидрометрическая и гидрогеохимическая съемки. В октябре 2022 г. на р. Солонка авторами проведены гидрометрические исследования на 5 гидростворах от верховьев реки до ее низовьев. Последние два гидроствора располагались в районе пос. Кадышево, расположенного в 800 м от устья р. Солонка и в 1400 м юго-западнее пос. Щербаково. Работы велись согласно наставлениям гидропостам [9]. Скорость течения фиксировалась гидрометрической вертушкой С-31 компании ОТТ (Германия). Параллельно с этим проводилось и опробование водопроявлений. Распределение гидропроб: р. Солонка – 8 проб, р. Казанка – 2 (в районе Голубых озер), оз. Голубые – 2, (с большого и одного из малых озер), восходящие родники в долине р. Солонка на западной и северной окраинах пос. Кадышево – 3. В гидропробах по соответствующим нормативным документам определялись значения основных интегральных показателей природных вод, а также концентрации макро- и мезокомпонентов. Основная часть последних детектировалась на ионном хроматографе Dionex ICS-1600 (США); гидрокарбонат-ион, перманганатная окисляемость и кремнекислота определялись титрованием, рН – потенциометрическим методом, а электропроводность – кондуктометрическим. Семь проб были проанализированы на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Германия) с определением концентраций 65 элементов от лития до урана.

Река Солонка имеет протяженность около 23-24 км. Она обладает достаточно хорошо разработанной долиной, в средней и нижней части с крутым левым и относительно пологим правым бортом, с абсолютными отметками уровня воды – 53–170 м. Не очень мощный аллювий на большей части долины подстилается комплексом терригенно-карбонатных отложений верхнеказанского подъяруса средней перми. В приустьевой части аллювий подстилается терригенно-карбонатными породами нижнеказанского подъяруса и песчано-глинистыми образованиями плиоцена. Последние выполняют также коренное основание долины р. Казанка и Голубых озер [3].

Природные воды изученного района характеризуются весьма изменчивым составом (табл. 1, составлена на основе данных по 15 гидропробам).

Таблица 1
Некоторые показатели состава природных вод района Голубых озер

Типы воды	Минерализация, мг/л	Жесткость, ммоль/л	Электропроводность, мкСм/см	pH	SO ₄ ²⁻ , мг/л
От HCO ₃ /Mg-Ca до SO ₄ /Ca	369–2443 1425±745 1282	4,3–35,4 18,3±10,6 17,2	279–1715 1031±559 1035	7,13-8,47 7,60±0,36 7,67	7,1–1393 674,9±520,9 559,6
HCO ₃ ⁻ , мг/л	Cl ⁻ , мг/л	NO ₃ ⁻ , мг/л	F ⁻ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	(Na+K) ⁺ , мг/л
268–427 344±51,4 341,7	2,3–13,8 7,4±2,8 6,98	0,2–11,5 5,24±3,1 5,43	0,11–1,17 0,40±0,31 0,36	48,1–601,2 297,6±188 272,5	4,0–118,3 39,5±41,5 16,96

Примечание: В этой и последующей таблице в первой строке цифровых данных – предельные значения (min-max), во второй – среднее ± стандартное отклонение, в третьей – медиана.

Максимальной вариабельностью обладают значения минерализации и жесткости, а также концентрации сульфатов и ионов кальция. Более однородные гидрохимические данные фиксируются при рассмотрении отдельных выборок (табл. 2). По данным этой таблицы можно с высокой уверенностью говорить об условиях формирования состава природных вод изученного района.

Таблица 2
Статистические параметры состава поверхностных и подземных вод

Выборка	Кол-во проб	Минерализация, мг/л	Жесткость ммоль/л	Электропроводность, мкСм/см	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Тип воды
р. Солонка (верховья)	4	369–583 471±105 467	4,3–6,0 5,2±0,87 5,23	279–385 337±54 343	7,1–18,5 10,3±5,5 7,89	48,1–88,2 69,9±17,9 71,7	HCO ₃ /Mg-Ca
р. Солонка (низовья)	4	1045–1906 1422±418 1369	11,6–25,0 17,9±6,5 17,4	372–1420 1004±478 1113	459,7– 1002 695,4±277 660,0	152,3–409 286,6±137 292,6	HCO ₃ -SO ₄ /Ca
р. Казанка	2	1272–1282 1277±6,8 1277	16,2–17,2 16,7±0,7 16,7	1000–1035 1018±25 1018	493,3– 559,6 526,5±46,9 526,5	248,5–273 260,5±17,0 260,5	HCO ₃ -SO ₄ /Mg-Ca
Оз. Голубое	2	2258–2382 2320±87,7 2320	29,5–35,4 32,5±4,1 32,5	1630–1700 1665±49 1665	1328–1335 1331,6±4,5 1331,6	481,0–601 541,1±85,0 541,1	SO ₄ /Ca

Восходящие родники	3	1953–2443 2202±245 2210	22–31,2 28,0±5,2 30,8	1382–1715 1576±173 1630	993,4– 1393 1194,9±20 0 1198,4	424,8–513 478,3±47,0 497,0	HCO ₃ - SO ₄ /Mg- Ca и SO ₄ /Ca
--------------------	---	-------------------------------	-----------------------------	-------------------------------	--	----------------------------------	---

Весьма близки данные по составу вод восходящих родников и оз. Голубое, что связано с единым источником их поступления – из нижнепермских отложений, залегающих на глубине 50-70 м. Формирование таких сульфатных кальциевых вод связано с относительно длительным взаимодействием первичных атмосферных осадков с карбонатно-сульфатными породами (известняки, гипсы, ангидриты) средне- и нижнепермских отложений. По современным представлениям атмосферная влага поступает в эти породы в осевой части Вятского вала, в 60-90 км севернее района Голубых озер. Мощные зоны разгрузки таких относительно глубинных вод фиксируются вдоль долины р. Казанка между устьями рек Солонка и Сула [1]. Река Сула, как и р. Солонка, является правым притоком р.Казанка. Она расположена выше по течению Казанки. Расстояние между устьями этих двух притоков – 13 км. Особенности состава вод рр. Казанка и Солонка (в нижнем течении) также во многом связаны со значительной величиной разгрузки сульфатно-кальциевых солоноватых вод нижнепермских отложений в долинах этих рек. Состав воды р. Казанки, являющейся притоком р. Волги, довольно сильно отличается от состава волжской воды. Так, минерализация последней в районе г. Казани обычно редко когда превышает 350 мг/л, а ее жесткость находится в интервале 3–5 ммоль/л [8]. Наименее минерализованной и жесткой является вода р. Солонка в ее верхнем и среднем течении. Это связано с тем, что в меженные периоды ее питание здесь определяется разгрузкой исключительно грунтовых вод, локализованных в покровных четвертичных, а также среднепермских (верхнеказанский и нижнеуржумский подъярусы) отложений. Близкими особенностями состава грунтовые воды характеризуются на участках близкого геологического строения – в пределах Печищинского полигона учебных геологических практик [2, 7, 8] и Нижнекамской промзоны [6].

Об интенсивности восходящей разгрузки подземных вод нижнепермских отложений можно судить по совокупному анализу гидрометрических (табл. 3) и гидрохимических данных на основе уравнения смешения.

Таблица 3
Расходы р. Солонка

№ гидроствора	Местоположение	Расстояние от истока, км	Расход, л/с	Линейное приращение расхода, л/с*м	Концентрация сульфатов в речной воде, мг/л
1	Д. Берновые Ковали	8	39,2	0,005	7,865
2	Д. Семиозерка	14	76,27	0,0062	7,102
3	Под мостом автотрассы М-7	18	135,1	0,0147	18,503
4	Западная окраина пос. Кадышево	20	255,3	0,06	461,414
5	Юго-западная окраина пос. Кадышево	21,1	601,6	0,315	685,00

Примечание: От гидроствора № 5 до устья р. Солонка ~ 2,2 км.

Это уравнение (1) имеет вид [5]:

$$Q_a = Q_p(C_p - C_r) / (C_a - C_r), \quad (1)$$

где Q_a и Q_p – расходы артезианских и речных вод; C_a , C_p , C_r – концентрации иона индикатора в артезианских, речных и грунтовых водах.

В качестве иона индикатора был принят сульфат-ион.

Для проведения расчетов по указанному уравнению концентрации сульфат-ионов в грунтовых и относительно глубинных (артезианских) водах были приняты следующим образом:

- в грунтовых водах – 10,3 мг/л (соответствует средней концентрации данного компонента в верхнем течении р. Солонка);
- в артезианских водах – 1393 мг/л (соответствует максимальной концентрации в такого типа водах, см. табл. 2).

Строение долин рр. Казанка и Солонка позволяют предполагать, что разгрузка артезианских вод в долину р. Солонка происходит на участке от гидроствора № 3 до ее устья.

Расход артезианских вод в районе гидроствора № 4 – 83,29 л/с, что составляет 32,6% от общего расхода р. Солонка. Такой же расход в районе гидроствора № 5 – 293,56 л/с или 48,80% от общего расхода р. Солонка. Вероятно, максимальная доля артезианских вод в расходе Солонки будет отмечаться под мостом на въезде в пос. Кадышево с его южной окраины (расстояние до устья – 1,8 км), где отмечается максимальное содержание сульфатов в речной воде – 1001,78 мг/л. Здесь, к сожалению, нет замеров расхода, но сделав некоторые допущения, с высокой степенью уверенности можно говорить, что доля артезианских вод в общем речном расходе может достигать 71,5%.

Поверхностные и подземные воды изученного района хорошо различаются и по содержаниям микрокомпонентов. Эти данные будут отражены в другой статье.

Проведенные исследования позволили впервые довольно точно определить долю относительно глубинных подземных вод в общем расходе р. Солонка в ее нижнем течении.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность руководству и сотрудникам лаборатории геохимии, изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета за проведенный анализ 7 гидропроб на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (исполнитель – К.Р. Миннебаев).

Список литературы

1. Геологические памятники природы Республики Татарстан / Научн. ред. В.В. Силантьев. Казань: Акварель-Арт, 2007. 296 с.
2. Геология Приказанского района. Путеводитель по полигонам учебных геологических практики / Научн. ред. А.И. Шевелёв. Казань: ЗАО “Новое знание”, 2007. 208 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Средневожская. Лист N-39-II (Казань). СПб: Изд-во Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2003.
4. Королев М.Е. Геологические экскурсии в Приказанском районе. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974. 88 с.
5. Коротков А.И. Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л.: Недра, 1983. 231 с.
6. Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Кудбанов Т.Г., Курлянов Н.А. Особенности влияния на гидросферу комплекса нефтеперерабатывающих и нефтехимических предприятий в Нижнекамской промзоне Республики Татарстан // Нефтяное хозяйство. 2020. № 3. С. 108–112.
7. Мусин Р.Х., Мусина Р.З., Нигматуллина Д.А., Тухватуллина Г.А. Условия формирования и вариации состава природных вод в техногенно слабонарушенных районах средней полосы Европейской России // Проблемы геологии, планетологии, геоэкологии и рационального природопользования: сборник тезисов и статей Всерос. конф., 26-28 октября 2011 г. / Юж.-Рос. гос. техн. ун-т (НПИ). Новочеркасск: ЛИК, 2011. С. 120-123.
8. Мусин Р.Х., Сарычев Д., Хамитов А.Д., Ахметова А.А. Характер и динамика изменения во времени состава природных вод в окрестностях г. Казани // 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. 105-110.

9. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 6. Часть I. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Гидрометеослужба СССР, 1977.

10. Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. 12 с.

СУТОЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЕ

А.С. Казанцева^{1,2}

¹Горный институт УрО РАН, Пермь

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь

e-mail: kazanalena@bk.ru

В рамках мониторинговых исследований в Кунгурской Ледяной пещере обязательным является наблюдения за метеорологическими параметрами (микrokлиматический мониторинг) [1-5]. Программа микrokлиматического мониторинга в пещере включает замеры температуры воздуха в 31 гроте, из которых 8 точек замеров находятся в Заповедной части пещеры. С конца 2016 г. в пещере организована система автоматической фиксации температуры воздуха. Для этого сначала в шести гротах (Старый вход, Бриллиантовый, Полярный (северо-восточная часть), Руины, Перепутье и Бирюзовое озеро) были установлены датчики HOBO Water Temp Pro v220, периодичность измерений которых составляет 1 раз в 60 минут. В настоящий момент логгеры установлены во всех гротах экскурсионной части, за исключением гротов Полярный (юго-западная часть), Коралловый, Колизей, Длинный, Лукина и Вышка. В этих гротах замеры температуры производятся по термометрам ТМ-08 с ценой деления 0,1 градуса. Преимущество данной системы заключается в том, что датчики позволяют регулировать диапазон измерений, получать большую выборку данных, с помощью которых с легкостью можно проследить температурные изменения (суточные, месячные и т.д.) с учетом различных факторов.

В данной статье проанализированы колебания температуры в гротах пещеры в течение суток. Для этого в период с 2017 г. по 2022 г. выбрали самые холодные и теплые годы, а в них месяцы с наибольшей и наименьшей среднемесячной температурой на поверхности и проанализировали амплитудные изменения в течение суток в трех гротах: Бриллиантовый, Западный и Романтиков. Выбор гротов обусловлен их расположением, приуроченностью к микrokлиматической зоне, а также полным набором данных в течение выбранного времени. Как известно, в Кунгурской Ледяной пещере выделено три микrokлиматические зоны: зона отрицательных ($t \leq -2^{\circ}\text{C}$; грот Бриллиантовый), зона переходных (в течение года температура изменяется от -2°C до $+2^{\circ}\text{C}$; грот Западный) и зона постоянных положительных ($t \geq +2^{\circ}\text{C}$; грот Романтиков) температур. Также проанализированы температурные изменения в этих гротах зависимости от туристического потока. Выбраны периоды с максимальной и минимальной экскурсионной нагрузкой.

Температура на поверхности и в гротах. Данные по температурным показателям за шестилетний период представлены в табл. 1, рис. 1. Наиболее низкая среднегодовая температура в этот период зафиксирована в 2018 г. – $+2,6^{\circ}\text{C}$, высокая в 2020 г. – $+4,3^{\circ}\text{C}$. В 2018 г. минимальная температура воздуха в г. Кунгуре отмечена в январе ($-12,1^{\circ}\text{C}$), максимальная – в июле ($+20,7^{\circ}\text{C}$), в 2020 г. максимальная в декабре ($-11,8^{\circ}\text{C}$), минимальная также в июле ($+21,5^{\circ}\text{C}$).

Таблица 1
Среднегодовая температура воздуха на поверхности (г. Кунгур) в период с 2017 по 2022 гг.

Год	2017	2018	2019	2020	2021	2022
Среднегодовая температура, °C	+4,0	+2,6	+3,1	+4,3	+3,1	+3,1

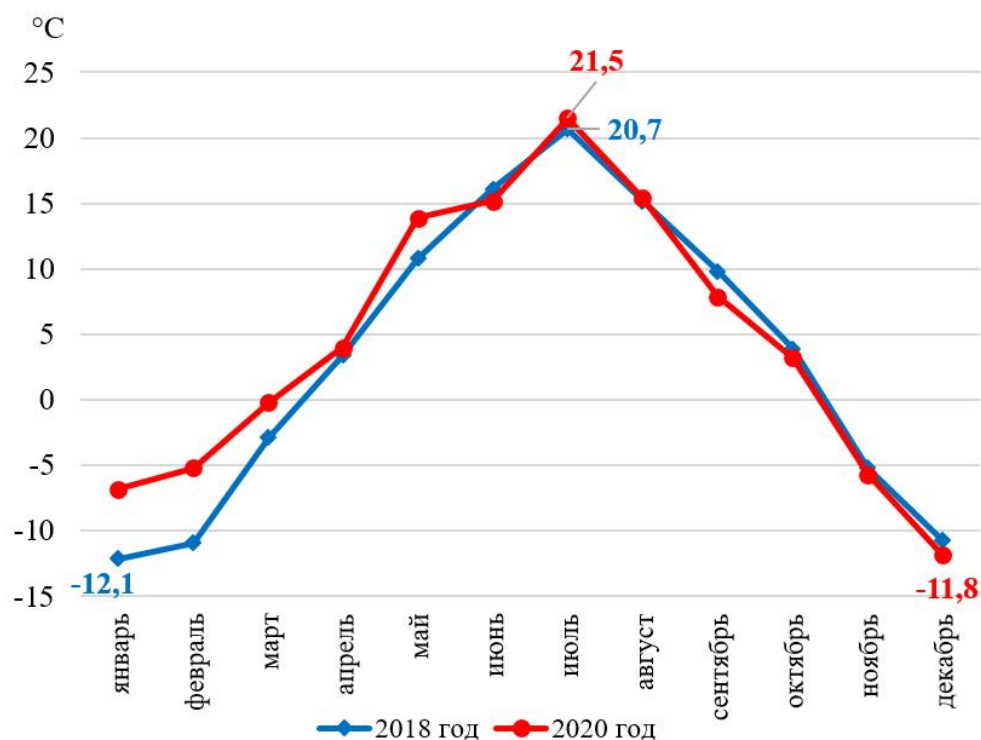


Рис.1. Среднемесячные температуры воздуха в самый холодный (2018) и жаркий (2020) годы

Температурные данные в выбранных трех гротах за 2018 и 2020 гг. представлены в табл. 2. Повышение температуры на поверхности в 2020 г. привело к повышению среднегодовых температур в двух микроклиматических зонах (зона отрицательных и переходных температур) пещеры на 0,1-0,3°C. В зоне положительных температур (в гроте Романтиков), наоборот, в 2020 г. среднегодовая температура понизилась на 0,1°C, по сравнению с 2018 г.

Таблица 2
Изменения температуры воздуха в трех гротах Кунгурской Ледяной пещеры в холодный и жаркий годы

Температура (Т), °С	2018 год			Температура (Т), °С	2020 год		
	Грот				Грот		
	Бриллиан-товый	Запад-ный	Роман-тиков		Бриллиан-товый	Запад-ный	Романтиков
Среднегодовая	-1,9	+0,2	+5,2	Среднегодова я	-1,8	+0,5	+5,1
Максимальная	-0,2	+0,8	+5,5	Максимальна я	+0,1	+1,7	+5,4
Минимальная	-12,7	-2,7	+4,8	Минимальная	-10,8	-1,5	+4,9
Средняя за январь	-7,8	-1,1	+5,0	Средняя за декабрь	-6,1	-0,4	+5,0
Средняя за июль	-0,7	+0,6	+5,3	Средняя за июль	-0,4	+1,5	+5,2

Анализ смещений температур в течение суток в холодное время года (январь-декабрь) показал, что наибольшие температурные колебания отмечены в гроте Бриллиантовый. Так в 2018 г. (холодный год) смещение температуры составляло 0,1-3,1°C в течение дня, в 2020 г. (теплый год) изменения температуры было несколько больше – 0,5-4,5°C. В переходной зоне

(грот Западный) и зоне постоянных положительных температур (грот Романтиков) эти смещения почти постоянны. В гроте Западный колебания температур в течение суток составили 0,1-1,2°C, в гроте Романтиков 0-0,2°C.

Наибольшие колебания температуры в течение суток в теплое время года (июль) зафиксировано в 2018 г., но только в привходовой части, где температура постоянно отрицательная (грот Бриллиантовый – 0,1-0,5°C), и в зоне положительных температур (грот Романтиков – 0,1-0,3°C). В 2020 г. в этих гротах температура в течение дня смещалась в пределах 0,1°C. В переходной зоне (грот Западный) в 2018 и 2020 гг. колебания были постоянные 0,1-0,2°C.

Туристическая нагрузка и изменение температуры в гротах. Максимальный туристический поток отмечен в марте 2019 г. и составил 22644 человек, минимальный – в мае 2020 г., когда пещеру не посетило ни одного человека.

Анализ температуры в марте 2019 г. показал, что среднемесячная температура на поверхности составляла -2,9°C, в гроте Бриллиантовый – -3,0°, а смещение температуры в течение дня было в пределах 1°C. В гроте Западный среднемесячная температура была +0,1°C, амплитуда колебания составила 0,2°C, в гроте Романтиков среднемесячная температура +5,0°C, а суточные колебания составили также 0,2°C (табл. 3).

Таблица 3

Изменения температуры воздуха в трех гротах Кунгурской Ледяной пещеры в период максимальной и минимальной туристической нагрузки

	Март 2019			Май 2020			Май 2019		
	Бриллиантовый	Западный	Романтиков	Бриллиантовый	Западный	Романтиков	Бриллиантовый	Западный	Романтиков
Среднемесячная T, °C	-3,0	+0,1	+5,0	-0,9	+0,9	+5,1	-1,0	+0,5	+5,2
Суточные колебания T, °C	до 1	до 0,2	до 0,2	до 0,1	до 0,1	до 0,1	до 0,3	до 0,2	до 0,2
Посещаемость, чел	22644			0			11829		
T на поверхности, °C	-2,9			+13,9			+13,1		

В период (май 2020 г.), когда в период пандемии пещера была закрыта и ее не посещали туристы, на поверхности среднемесячная температура зафиксирована +13,9°C, в гроте Бриллиантовый – -0,9°C, в гроте Западный – +0,9°C, в гроте Романтиков – +5,0°C. Суточные смещения температуры в этих гротах составили 0,1°C. При обычном режиме с хорошей туристической нагрузкой, как, например, в мае 2019 г. (11829 чел.) и похожей температурой на поверхности (+13,1°C), в это время температура в гроте Бриллиантовый средняя температура за месяц была ниже на 0,1°C и составила -1,0°C, в гроте Западный также опустилась до +0,5°C и в гроте Романтиков она отмечена +5,2°C.

Таким образом, теплый 2020 год, когда среднегодовая температура на поверхности была выше, среднегодовые температуры в пещере были также повышены, по сравнению с 2018 холодным годом, когда наблюдалась обратная тенденция. В зимнее время, когда шлюзовые двери входного тоннеля открыты и происходит внедрение потоков воздуха с поверхности внутрь пещеры, гроты привходовой части (≈ 150 м) испытывают наибольшие колебания температуры в течение суток (0,1-4,5°C), летом же смещение температуры составляет 0,1-0,5°C во всех гротах. Во время максимальной туристической нагрузки (март 2019) колебание температур в гротах в привходовой части в зимнее время составляло до 1°C, в

остальных до 0,2°C, весной (май 2019) – до 0,2-0,3°C. В то же время при нулевой посещаемости смещение температуры в течение дня составляет до 0,1°C. То есть экскурсионная нагрузка не оказывает большого влияния на суточные колебания температуры в пещере и смещения температур в пределах нескольких десятых градусов является нормой. В ночное время температура снижается и температурный режим полностью восстанавливается.

Список литературы

1. Дублянский В.Н. Кунгурская Ледяная пещера (КЛП) // Спелеология и спелестология: сборник материалов конференции. 2010. № 1. С. 57-60.
2. Дублянский В.Н., Кадебская О.И. и др. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 376 с.
3. Красиков А. В., Казанцева А.С., Богомаз М. В. Многопрофильный мониторинг в Кунгурской Ледяной пещере // Горный журнал. Москва, 2018. № 6. С. 60-64.
4. Красиков А.В., Казанцева А.С. Современная система мониторинга в Кунгурской Ледяной пещере // Спелеология и спелестология. Сборник материалов IV Крымских карстологических чтений «Региональная карстология и спелеология». Наб. Челны: НГПУ, 2023. С. 44-52.
5. Худеньких К.О. Проведение мониторинговых исследований в естественных подземных выработках с целью их безопасного использования (на примере Кунгурской Ледяной пещеры) // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2010. № 10. С. 256-264.

ВЛИЯНИЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА №4 КАРАБАШСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО КОМБИНАТА НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

В.А. Лыков, И.Ю. Григорьева

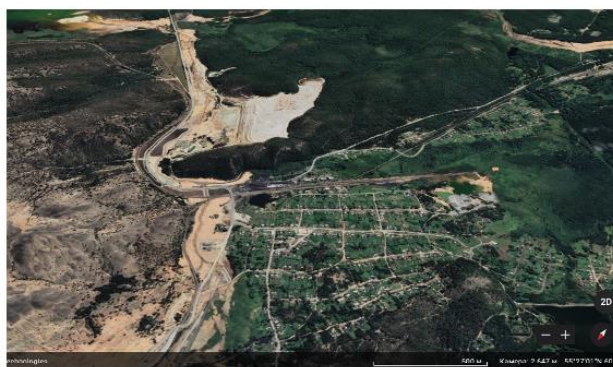
Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва
e-mail:vova@kostu.ru

Предприятие «Карабашмедь» (до 2004 г. – Карабашский медеплавильный комбинат – КМК) одно из старейших металлургических предприятий России. Производство находится в г. Карабаше Челябинской области. В состав предприятия входят медеплавильное производство мощностью до 150 тыс. тонн черновой меди в год (в т.ч. 130 тыс. т из минерального сырья).

За время своего существования Карабашский медеплавильный комбинат выбросил на город и его окрестности более десяти миллионов тонн вредных веществ, что нанесло серьезный урон всем природным средам.

Одним из объектов, влияющих на окружающую среду, является хвостохранилище №4, находящееся за южной окраиной города. Хвостохранилище представляет собой долину, перегороженную дамбой, в которую транспортировалась пульпа до 1989 года (рис. 1,2).

хвостохранилище N4



- 2 349,93 м периметр
- 172 062,93 м² площадь

Рис. 1. Спутниковые снимки хвостохранилища №4 на данное время

Максимальная мощность – порядка 25 метров. В техногенных грунтах установлены превышения относительно фоновых значений для почв по цинку, свинцу, мышьяку, ртути, кадмию, меди, марганцу и др. Через намывной грунт – образовавшийся в теле водохранилища фильтруются атмосферные осадки и грунтовые воды, которые в конечном итоге разгружаются в р. Сак-Элга, протекающую в основании хвостохранилища.

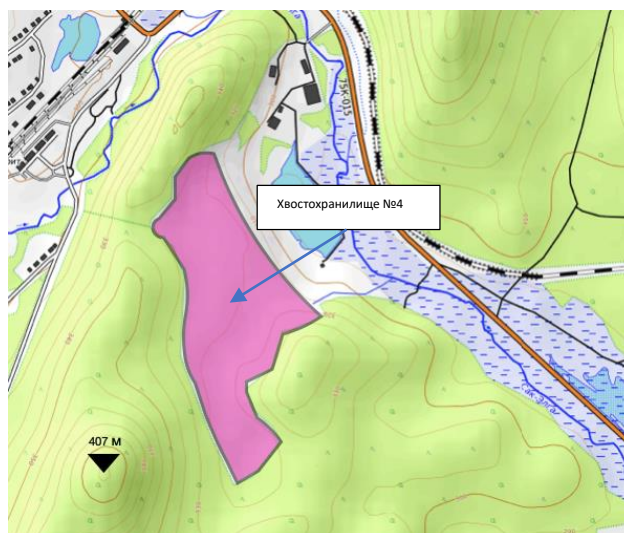


Рис. 2. Рельеф вокруг хвостохранилища №4

Воздействие внешних процессов меняет хвостохранилище, в том числе, и с геохимической точки зрения. В самом глубоком месте хвостохранилища пробурена скважина в которой выделено несколько слоев (рис. 3).

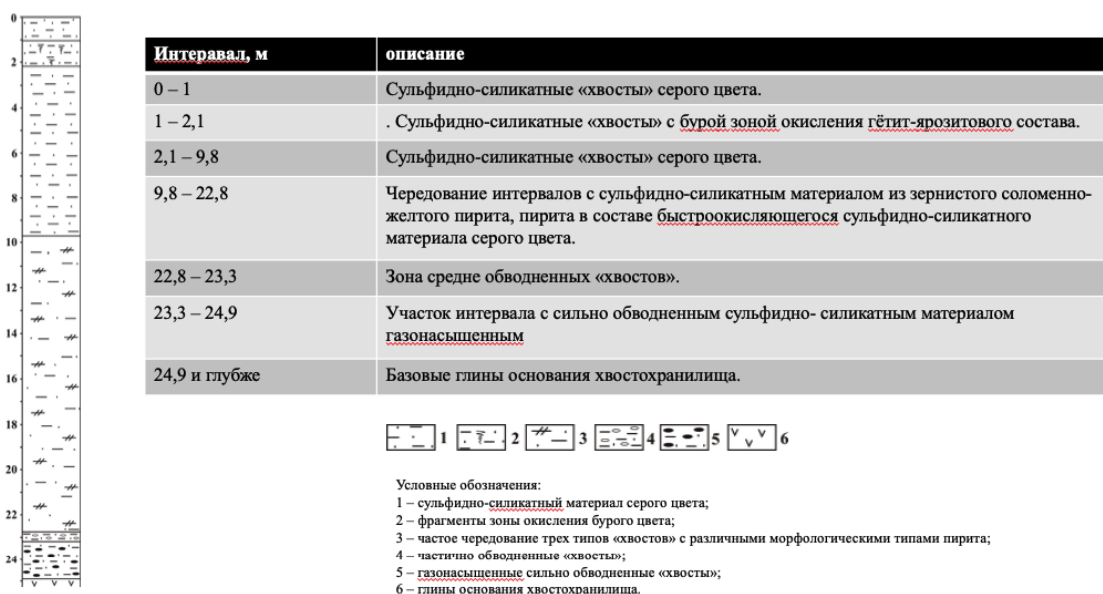


Рис. 3. Инженерная колонка по хвостохранилищу №4

Через каждый метр сделан химический анализ грунта, который дает нам возможность оценить изменчивость по элементам с глубиной. При помощи статистической обработки получаем следующую картину (рис. 4).

Самые вариативные Элементы – по размеру дисперсии

Элемент	Си	Zn	Mn	As	Ba	Pb
ср знач	2001	2069	247	356	2283	321
квардр. Откл	387,6946	567,8348	66,7003	78,82588	565,9226	67,8
Д	150307,1	322436,4	4448,929	6213,52	320268,4	4596,841

ПДК и класс опасности:

Элемент	Cu	Zn	Mn	As	Pb	Ti	Ba
ПДК	66,00	55,00	80,00	2,00	20,00	500,00	200,00
ср знач	2018,21	2141,89	256,53	345,36	337,70	494,57	2403,46
превышение ПДК	31	39	3	173	17	1	12
класс опасности	2	2	3	1	1	4	3

Рис. 4. Обобщенные данные для выбора элементов для дальнейшего анализа.

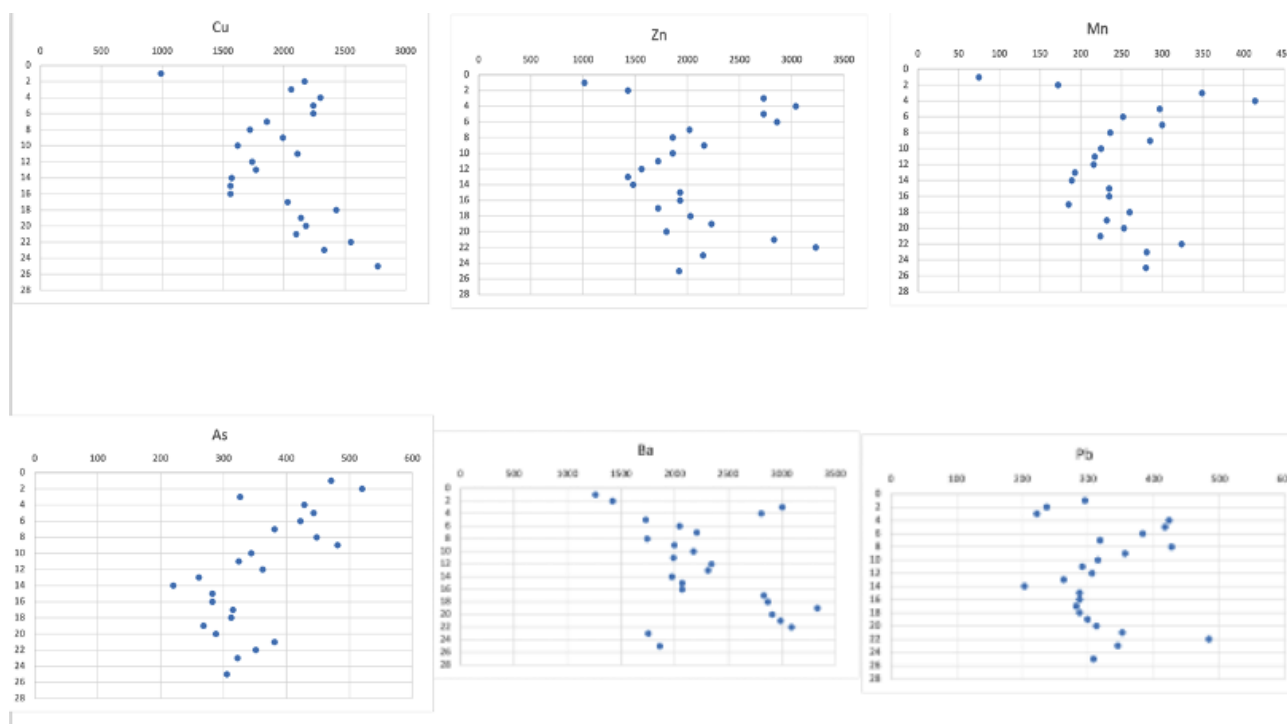


Рис. 5. Зависимость концентрации от глубины самых вариативных элементов исходя из имеющихся данных

Дальнейший анализ приводит нас к следующим интересным наблюдениям:

- Зависимость концентрации от глубины этих би элементов неоднозначна и требует дальнейших исследований и статистической обработки;
- Также инженерная колонка после анализа графиков на рисунке 5 становится не соответствующей действительности.

Список литературы

1. Линник В. Г., Хорошавина В. Ю., Пологрудова О. А. Деградация природных ландшафтов и химическое загрязнение в ближней зоне влияния Карабашского медеплавильного комбината // Вестник

Тюменского государственного университета. Социально-экономические и правовые исследования. 2013. № 4. С. 105–114.

2. Официальный сайт АО «Русская медная компания». [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.rmk-group.ru (дата обращения: 21.04.2023).

3. Приказ Министерства природных ресурсов РФ № 536 от 04.12.2014 «Об утверждении отнесения отходов к I–V классу опасности по степени негативного воздействия на окружающую среду».

4. Ульрих Д.В. Экологическая нагрузка на окружающую среду предприятиями по добыче и переработки меди в Южно-Уральском регионе // XXI Век. Техносферная безопасность. 2016. № 1(1). С. 49–58.

РТУТЬ КАК ПОЛЕЗНЫЙ КОМПОНЕНТ И СУПЕРТОКСИКАНТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ОТХОДОВ ЕГО ПЕРЕРАБОТКИ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

С.К. Мустафин¹, Г.С. Анисимова², А.Н. Трифонов³, К.К. Стручков⁴

¹Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа,

e-mail: sabir.mustafin@yandex.ru

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

e-mail: gsanisimova1952@mail.ru

³ Ленинградский государственный университет им. А.С.Пушкина, г. Пушкин,

e-mail: tan-geo@mail.ru

⁴Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск,

e-mail kk.struchkov@s-vfu.ru

Минаматская конвенция по ртути ООН (Minamata Convention on Mercury), призванная защищать здоровье людей и окружающую среду от вредного воздействия ртути, предусматривает сокращение производства содержащей ртуть продукции, вводит ограничения в горнодобывающую отрасль и производство цемента. Документ действует с 16 августа 2017 г и, к настоящему времени, подписан 137 странами, включая РФ. Минаматская конвенция по ртути ООН ограничивает кустарную и мелкомасштабную старательскую золотодобычу с использованием технологии амальгамации при извлечении тонкого металла «gold dust». Сегодня амальгамацией - губительной для человека технологией золотодобычи продолжают пользоваться не менее 20 млн. старателей Азии и Африки, в том числе порядка 30% женщин и сотни тысяч детей от 6 до 9 лет (переноска тяжестей, копка, перемещение перевозка руды, работа со ртутью).

В Российской Федерации (РФ) добыча ртутных руд прекращена в 1992 г., а производство первичной металла – в 1995 г. Снижение использования Hg в РФ соответствует общемировой тенденции; потребление Hg на душу населения страны в 2001 г. составляло 1,1 г/год [5].

Добыча ртутных руд в РФ прекращена в 1992 г., а производство первичной Hg – в 1995 г. Вся Hg, производимая в стране, является продуктом ресайклинга (вторичной ртутью).

В РФ снижение использования Hg соответствует общемировой тенденции; потребление Hg на душу населения страны в 2001 г. составляло 1,1 г/год [4, 6].

Месторождения с промышленными запасами ртути известны более чем в 40 странах мира, суммарные мировые ресурсы металла оцениваются экспертами в 715 тыс. т, количественно учтенные запасы составляют 324 тыс. т. Структура распределения, учтенных запасов ртути следующая: Испания - 26%, в Кыргызстан и Российская Федерация (РФ) – по 13%, Украина – 8%. В рудах месторождений РФ среднее содержание ртути оценивается величиной - 0,453%, что существенно уступает таковым в рудах Испании (Альмаден – 1,9%), Алжира (Бу Азер – 1,75%) и Кыргызстана (Хайдаркен – 1%) [6].

В настоящее время в недрах РФ Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ учтено 24 месторождения ртути (табл. 1). Запасы металла на месторождениях киноварного типа оценивались в 45,3 тыс. т, в том числе 15,6 тыс. т промышленных категорий. Кроме того, учтены 3 ртутьсодержащих медно-колчеданных месторождения: Подольское (Республика Башкортостан), Талганское (Челябинская область), Сафьяновское (Свердловская область) в составе руд последнего ежегодно из недр извлекается 10 т ртути. Ртутьсодержащим является товарные продукты (концентраты) обогатительных фабрик (ОФ) Южного Урала (г/т): Учалинской – 53; Сибайской – 93; Гайской – 65. В составе цинковых концентратов медно-колчеданных месторождений Южного Урала на Челябинский цинковый завод ежегодно поступало порядка 20 т ртути, экономическая целесообразность извлечения которой вместе с кадмием была обоснована исследованиями ИМГРЭ. В рудах медно-колчеданных месторождений Урала содержания Hg варьируют в широком диапазоне (г/т): Учалинского –

20-560, Сибайского месторождения (РБ) - 10–900, Гайского (Оренбургская область) – 1 - 90 г/т, Узельгинского (Челябинская область) – 0,0п - 800 г/т. В товарных продуктах обогатительных фабрик (ОФ) горно-обогатительных комбинатов (ГОК) Южного Урала - цинковых концентратах флотации средние содержания Hg составляют (г/т): для Учалинской – 53; Сибайской – 93; Гайской – 65 [4,5].

Таблица 1.
Региональная структура балансовых запасов ртути в РФ [4]

Месторождение	Горно-промышленный тип	Доля в запасах	Содержание ртути в руде, %
Собственно ртутные			
Краснодарский край			
Белокаменное	Кварц-диккитовый	2,3	0,47
Салинское	То же	2,4	0,42
Дальнее	То же	1,8	0,31
Каскадное	То же	0,1	0,14
Республика Северная Осетия			
Тибское	Кварц-диккитовый	1,6	0,25
Алтайский край			
Сухонькое	Карбонатный	0,6	0,24
Республика Алтай			
Чаган-Узунское	Лиственитовый	0,7	0,42
Черемшанское	Карбонатный	0,1	0,50
Кемеровская область			
Куприяновское	Кварц-диккитовый	0,2	0,32
Республика Тыва			
Терлигхайское	Полиаргиллитовый		
Камчатская область			
Ляпганайское	Опалитовый	3,5	0,63
Олюторское	То же	1,7	1,5
Чемпуринское	То же	0,7	1,07
Республика Саха (Якутия)			
Звёздочка	Кварц-диккитовый	6,2	1,59
Гал-Хая	То же	1,1	1,60
Северное	То же	0,4	1,09
Среднее	То же	0,3	3,40
Балгикакчан	То же	0,1	1,63
Хабаровский край			
Ланское	Полиаргиллитовый	1,2	0,52
Чукотский АО			
Тамватнейское	Лиственитовый	33,1	0,7
Западно-Полянское	Кварц-диккитовый	24,0	0,53
Ртутьсодержащие			
Республика Башкортостан			
Подольское	Медно-колчеданный	4,6	0,0025
Челябинская область			
Талганское	Медно-колчеданный	0,6	0,0059
Челябинская область			
Сафьяновское	Медно-колчеданный	0,2	0,0014

Основными минералом-концентратором ртути в рудах является сфалерит, содержащий от 70-250 г/т до 0,5-1,5% примеси токсиканта; блёкляя руда теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$ содержит до 3%

примеси. Содержание ртути в концентратах Учалинского ГОКа различны (г/т) и последовательно растут в ряду: пиритный – 5-15; медный – 28-41; цинковый – 76-123 [4].

В процессе обогащения медно-колчеданных руд при их измельчении образуется высокодисперсная рудничная пыль, содержащая SiO_2 – 3-4%, Cu – 26 мкг/м³; Zn – 74 мкг/м³; Cd – 0,13 мкг/м³; Pb – 1,6 мкг/м³. У флотомашин ОФ Учалинского ГОКа содержания тяжёлых металлов в воздухе рабочей зоны превышают уровни ПДК в 2-3 раза. В составе исследованных проб волос работниц здесь в качестве токсикантов установлены (мг/кг): Hg – $0,6 \pm 0,06$ (референтные значения 0,05-2,0) и Cd – $0,09 \pm 0,01$ (референтные значения 0,05-0,25) [2].

Техногенные ртуть и амальгама золота часто встречаются в эфельных отвалах россыпей Южного Урала и Республики Саха (Якутия) (РС(Я)), тонкое золото которых извлекалось применением запрещённой в настоящее время в РФ амальгамацией [1]. Из 1012 тыс. т руд «железной шляпы» – зоны окисления медно-колчеданных руд месторождения Учалы, представленной бурыми железняками, извлечено 12113 кг золота, 177469 кг серебра и 1598 кг природной металлической ртути. Природная амальгама золота по составу близкая к фазе $\text{Au}_{0,81}\text{Hg}_{0,19}$ ($\rho=17,854$ г/см³) размерами 0,01-0,1 мм в ассоциации с самородным золотом широко представлена в бурых железняках месторождения Бакр-Узяк. Эфельные отвалы многочисленных золотоносных россыпей, добыча мелкого и тонкого металла (менее 0,1 мм) из которых, нередко составлявшего основную долю запасов золота на месторождениях Южного Урала, ранее традиционно осуществлялась с помощью технологии амальгамации. Источниками эмиссии ртути в окружающую среду являются рассредоточенные в пространстве, лежалые ртутьсодержащие хвосты предприятий золотодобычи территории Республики Башкортостан (объём хвостов (т), время работы фабрик (гг.): 1) перколяционные фабрики: Ильинская (30000т, 1926-1956 гг.), Куль-Юрт-Таусская (23000т, 1942-1957 гг.), 2) амальгамационные фабрики: Мало-Каранская (40000т, 1927-1947гг.), Сиратурская (4000т, 1929-1949 гг.), Тубинская (95000т, 1916-1950гг.), 3) цианоилловые фабрики: Байкаринская (60000т, 1924- 1954гг.), Семёновская (3000000т, 1935-1997гг.), Калкановская, Кускаровская, Ишбердинская (60000т, 1930-1950гг.) [1, 3].

В золотилах из техногенных россыпей Авзянского рудно-россыпного района выявлены фазы близкие, по структуре к Au_6Hg_5 ($\rho=16,872$ г/см³) и Au_5Hg_8 ($\rho=17,721$ г/см³).

В хвостохранилищах Семёновской золотоизвлекательной фабрики (СЗИФ РБ), извлекавшей технологией перколяции – чанового выщелачивания золота из бурых железняков БЖ месторождений РБ аккумуляровано 59 т ртути и 2076 т мышьяка, обусловило отнесения объекта к так называемым «горячим экологическим точкам» РФ, поскольку комплексный мониторинг выявил загрязнение ртутью всех компонентов окружающей природной среды: атмо-, гидро-, педо- и биосферы (рис. 1). Оценка содержания тяжелых металлов в пищевых продуктах местного производства и биосубстратах работников СЗИФ и жителей поселка произведена группой исследователей Уфимского научно-исследовательского института медицины труда и экологии человека. Для оценки уровня поступления Hg и других техногенных загрязнителей в организм жителей поселка было исследовано продовольственное сырьё и пищевые продукты местного производства животного и растительного происхождения. Исследовались продукты, составляющие основной рацион питания местного населения, выращенные на приусадебных участках поселка. В число отобранных 69 проб различных продуктов питания входили: 11 проб молока, 12 проб масла, 6 проб яиц, 40 проб овощей, представленных капустой, свеклой, морковью, луком. Зерновые культуры (пшеница, овес) и горох для анализа отбирались на полях, прилегающих к санитарно-защитной зоне предприятия. Уровни концентрации Hg , Cu , Pb , Cd и As в горохе, пшенице, овсе, выращенных на сельскохозяйственных угодьях зоны техногенного влияния СЗИФ различны. В свекле установлены Cd содержания, которого превышают значение ПДК в 1,2 раза и Hg в концентрации превышающей пороговое значение ПДК в 1,1 раза. Для Hg в моркови, капусте, томатах и зерновых установлены концентрации от 0,0026 до 0,0095 мг/кг, что не превышает гигиенические нормы; вместе с тем в четырех пробах картофеля выявлено превышение уровня

ПДК от 1,3 до 2,1 раза. Исследование содержания Hg в продуктах животного происхождения показало, что наиболее загрязненным является коровье молоко. Минимальное содержание Hg определено на уровне 0,0264 мг/кг, что в 5,3 раза выше соответствующих значений ПДК, максимальные же концентрации загрязнителя 0,0439 мг/кг превышают ПДК в 8,8 раза. Содержание Hg в куриных яйцах, заметно ниже значения существующего норматива [2, 3].

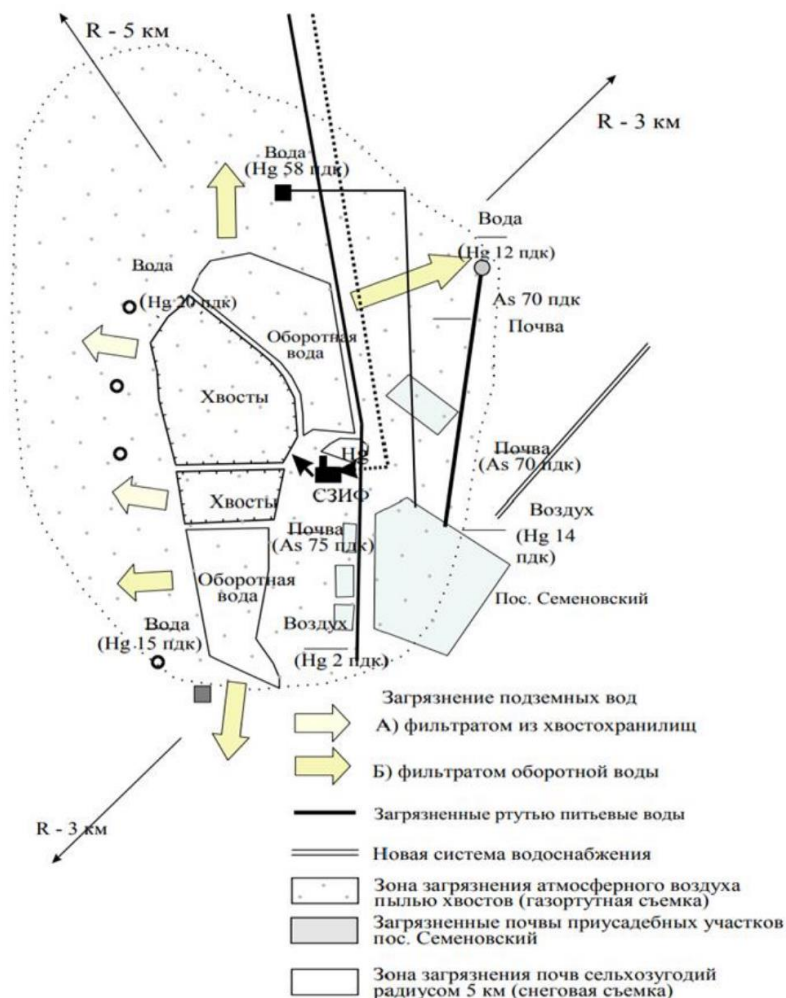


Рис. 1. Схема техногенного воздействия Семёновской золотоизвлекательной фабрики (СЗИФ) на компоненты на окружающей среды (воздух, почвы, воды) [2]

После закрытия СЗИФ научная группа Уфимского НИИ медицины труда и экологии человека провела исследование концентрации Hg в биосубстратах работников предприятия (128 обследованных) и их детей (16 обследованных); исследованиями были охвачены 21,8 % из 660 жителей поселка; практически все трудоспособное население поселка работает или ранее работало на ЗИФ. Определение уровней содержания Hg в биосредах работников ЗИФ и их детей произведено в следующих объемах (пробы): кровь – 144, моча – 16, волосы – 38, зубы – 9, ногти – 40, слюна – 15, грудное молоко кормящих матерей – 2. Hg обнаружена в крови у всей группы обследованных в концентрациях от 0,00085 до 0,12975 мг/л.

Превышение уровня для населения, неподвергшегося воздействию Hg в производственных условиях (0,005мг/л) выявлено у 57% обследованных взрослых и 31% детей. Известно, что содержание Hg в волосах в период их формирования прямо пропорционально ее концентрации в крови. У всех жителей поселка и работников ЗИФ Hg в волосах обнаруживается на уровне значений от 0,0100 до 1,4071 мг/кг при среднем 0,29715 мг/кг. У 100% обследованных работников СЗИФ Hg обнаружена в моче в концентрациях от

0,00103 до 0,0102 мг/л (среднее 0,00442 мг/л). Физиологически допустимый уровень содержания Hg в моче равный 0,005 мг/л не превышен у 68,75% обследованных; на уровне критических значений (0,0075-0,0150 мг/л) токсикант обнаружен у 12,5% обследованных. В грудном молоке кормящих матерей, проживающих в поселке установлены концентрации Hg в количествах 26,15 и 35,9 мкг/л, что существенно превышает приведенные ВОЗ значения для содержания этого токсиканта в грудном молоке женщин Европы [2,7]. Результаты исследований, позволяют использовать Hg в качестве надёжного элементатрассера для региональной оценки эмиссии и миграции техногенного загрязнения всех компонентов ОС – атмосферы, гидросферы, педосферы, биосферы (включая организм человека) в зонах техногенного воздействия предприятий горнорудного комплекса. В последнее десятилетие при золотодобыче на территории РБ применяются геотехнологии кучного выщелачивания золота (КВ) цианированием и подземного выщелачивания (ПВ) хлоринацией. Оценки воздействия на все компоненты ОС процессов КВ и ПВ, даны применительно к условиям размещения предприятий и составу минерального сырья; одним из приоритетных токсикантов для мониторинга состояния ОС является Hg. Приведённые выше материалы, характеризующие Hg как источник экологических рисков недропользования, могут оказаться полезными при прогнозировании и оценке геолого-экологических рисков как параметров мониторинга в системе горного инжиниринга как традиционных, так и инновационных (КВ, ПВ, бактериальное выщелачивание и др.) технологий освоения как ртутьсодержащих, так и собственно ртутных месторождений РФ [1,7].

На месторождениях Таймыра и Кольского полуострова разрабатываемых предприятиями ПАО «ГМК «Норильский никель» ежегодно добывается и перерабатывается порядка 18,5- 19,8 млн т сульфидных медно-никелевых руд, в составе которых в техногенную миграцию вовлекается Hg среднее содержание которой оценивается в 1 г/т [5]. (Романов, 2018). В рудах месторождений олова Приморского и Красноярского краёв среднее содержание Hg оценивается величиной 0,1 г/т [4]. В оловянных концентратах месторождений Республики Саха (Якутия) и Забайкалья содержание токсиканта варьируют в широком диапазоне значений от 0,01 до 1,89 г/т, в оловянных концентратах содержащих сульфиды содержания Hg устойчивы – 0,7-0,8 г/т. Устойчивые примеси Hg известны в минеральном сырье различных месторождений олова Дальневосточного федерального округа (%): Валькумей (Чукотская АО) от 0,40 до 1,85, в среднем 0,86; Фестивальное (Дальний Восток) – от 1,27 до 2,64, в среднем 1,89; Хрустальное (Приморье) – от 0,98 до 1,87, в среднем 1,34 (Оценка, 2005). ОАО «Новосибирский оловянный комбинат» использует эффективную систему пылеулавливания, позволяющую осадить на фильтрах очистных установок не менее 60% ртути из отходящих газов, однако примерно 5 кг токсиканта всё же поступает в атмосферу. Выбросы Hg в атмосферу и ее поступление в отходы при добыче и переработке цинка, олова, никеля и меди в РФ по заключению экспертов составили [4](в тоннах): при производстве цинка: Hg в концентратах – 31; эмиссия в атмосферу – 1,9; Hg в твёрдых отходах помимо хвостов – 8,5; сброс в канализацию – 0,2. При производстве никеля и меди (предприятия «ГМК «Норильский никель»): Hg в рудах – 24,8; Hg в концентратах – 5,9; эмиссия Hg в атмосферу – 3,1; Hg в хвостах - 18,9, получении олова: Hg в концентратах - 0,01; эмиссия Hg в атмосферу - 0,005 [4,5].

В связи с принятием Минаматской конвенции возрастает актуальность управления экологическими рисками процессов КВ перспективных ртутьсодержащих месторождений золота так называемого «невадийского» или «карлин-типа» в США, КНР, Иране, РФ и др. Для РС(Я) такой мониторинг потребуется при комплексном освоении КВ золото-ртутного месторождения Ключус, руды которого содержат от 130 до 500 г/т Hg [1, 2].

Изложенные в сообщении результаты использования Hg в качестве регионального индикатора оценки геолого-экологических рисков недропользования, охарактеризованного на примере разнотипных минеральных месторождений старых горнорудных районов Южного Урала, рекомендуется использовать для формирования оптимальной системы инструментов

для прогнозирования и оценки масштабов и контрастности техногенной трансформации компонентов ОС в других регионах РФ.

Геоэкологические риски, связанные с Hg в составе минерального сырья и товарной продукции, актуальны практически для всех предприятий газо- и угледобычи ТЭК РФ [6,7].

Список литературы

1. Мустафин С. К., Анисимова Г.С. Геоэкологические проблемы добычи ртути как полезного ископаемого и источника экологических рисков. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Роль и место мелко- и среднемасштабных геохимических работ в системе геологического изучения недр». Том II. М.: ИМГРЭ, 2018. С. 118 -119.

2. Мустафин С. К., Трифонов А.Н., Анисимова Г. С., Стручков К.К. Ртуть как индикатор прогнозирования и оценки геолого-экологических рисков освоения разнотипного минерального сырья. Мат-лы междунар. науч.-практич. конф. «Актуальные вопросы устойчивого природопользования: научно-методическое обеспечение и практическое решение». Республика Беларусь– Минск: БГУ, 2022. С. 161-166.

3. Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Геолого-экологические аспекты миграции ртути в природно-техногенных экосистемах регионов недропользования. Сборник докладов Третьего международного симпозиума «Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты». Иркутск: Лимнологический институт СО РАН, 2022. С. 208-211.

4. Оценка поступления ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации. План действий Совета Арктики по предотвращению загрязнения Арктики (АСАР/ПДСА), Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору в сотрудничестве с Датским Агентством по охране окружающей среды. ДАООС, Копенгаген, 2005. 322 с.

5. Романов А.А., Игнатьева Ю.С., Морозова И.А. и др. Ртутное загрязнение в России: проблемы и рекомендации. М.: АО «НИИ Атмосфера», Центр «Эко-Согласие», IPEN, 2018. 104 с.

6. Mercury. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2023. P. 116-117.

7. Mustafin S.K., Trifonov A.N., Anisimova G.S., Struchkov K.K. Mercury as an indicator of geological and environmental risks in the development of various mineral raw materials. Evolution of Biosphere and Technogenesis (2nd EBT 2021) IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 962 (2022) 012056 IOP Publishing. doi:10.1088/1755-1315/962/1/012056.

ВЛИЯНИЕ ТОРФОВ НА ГРУНТЫ ОСНОВАНИЯ ПРИ ТЕХНОГЕННОМ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ПРИМЕРЕ АРЛАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Ю. Паньков

Уфимский университет науки и технологий, Уфа

email: aleksandr.pankov1999@yandex.ru

Общим термином "заболоченные территории" называют разнообразные переувлажненные или полузатопленные территории. Это могут быть дельты и поймы рек, болотистые низины, торфяники и обычные болота [1]. Все подобные территории считаются неблагоприятными для размещения на них сооружений. Тем не менее, на территории Российской Федерации, практически все подобные территории (10% всей территории России) застроены, так как на большинство заболоченных территорий приходится крупные нефтяные месторождения. одной из таких территорий является южная часть Арланского нефтяного месторождения, которая приурочена к пойме реки Белой.

Техническое освоение и разработка Арланского месторождения по сей день нуждается в повышении эффективности и рентабельности работ. В связи с этим данная территория является актуальной для исследований, таких, как влияние органических (биогенных) грунтов на грунты основания при строительном освоении территории, а именно какие изменения минерального состава, физическо-механических свойств наблюдаются у погребенных под торфами грунтов.

Арланское месторождение расположено на северо-западе Республики Башкортостан и частично – на юго-востоке Удмуртской Республики. В административном отношении территория месторождения входит в состав Краснокамского, Калтасинского, Дюртюлинского и Илишевского районов Башкортостана и Каракулинского района Республики Удмуртия. (рис .1)

В инженерно-геологическом строении Арланского месторождения, до изученной глубины при проведении инженерных изысканий, встречаются, в основном, аллювиально-делювиальные (adQ_{IV}) и озерно-болотные (IbQ_{IV}), голоценовые отложения четвертичной системы: первые представлены суглинками полиминеральными различной консистенции (от полутвердых до текучих), песками кварцевыми различного гранулометрического состава и степени водонасыщения, глинами как поли-, так и мономинеральными, различными крупнообломочными грунтами.

Объектом исследований является южная часть Арланского нефтяного месторождения. Для изучения влияния органогенных и органоминеральных грунтов на нижележащие слои было выбрано три скважины (А, Б, В), изученные до глубины 10-13 м.

Сводный геологический разрез скважин представлен среднеразложившимися, водонасыщенными торфами, мелкими песками различной степени водонасыщения и суглинками мягко- и тугопластичной консистенции. Каждый из вскрытых грунтов получил деление на инженерно-геологические элементы (ИГЭ) 1, 2, 3 и 4 соответственно [3].

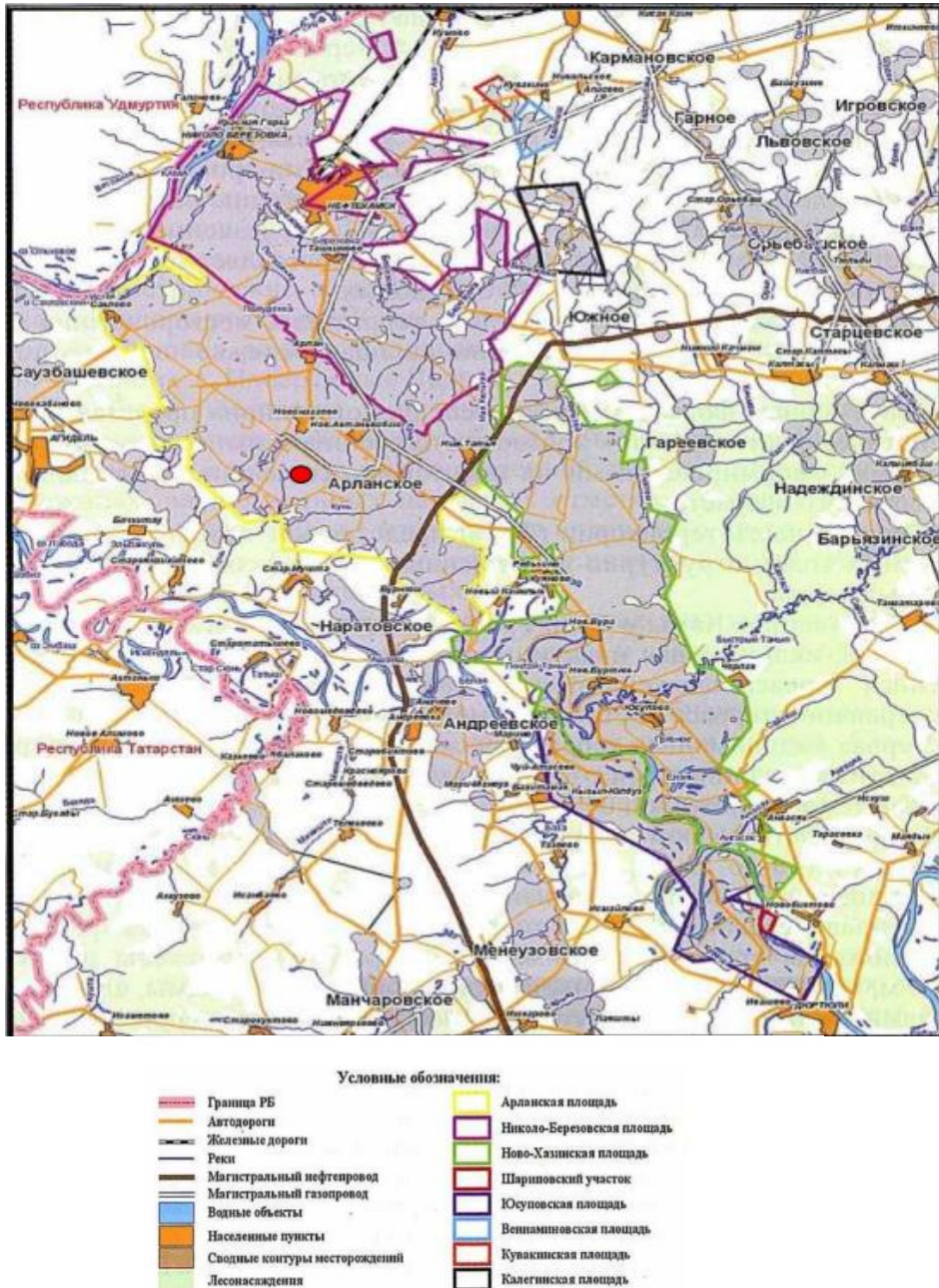


Рис. 1. Обзорная карта Арланского нефтяного месторождения [4]

Из каждой скважины (рис. 2-4), с разной глубины, были отобраны пробы воды на местах перехода одного ИГЭ в другой. Первая проба была отобрана из скважины А, где уровень воды установлен на месте перехода ИГЭ 1 (как было отмечено ранее – это торф), в ИГЭ 2 (песок мелкий водонасыщенный), вторая проба из скважины Б, где уровень воды на стыке ИГЭ 2 и 3, третья проба – из скважины В, уровень воды в которой установлен только в ИГЭ 2.

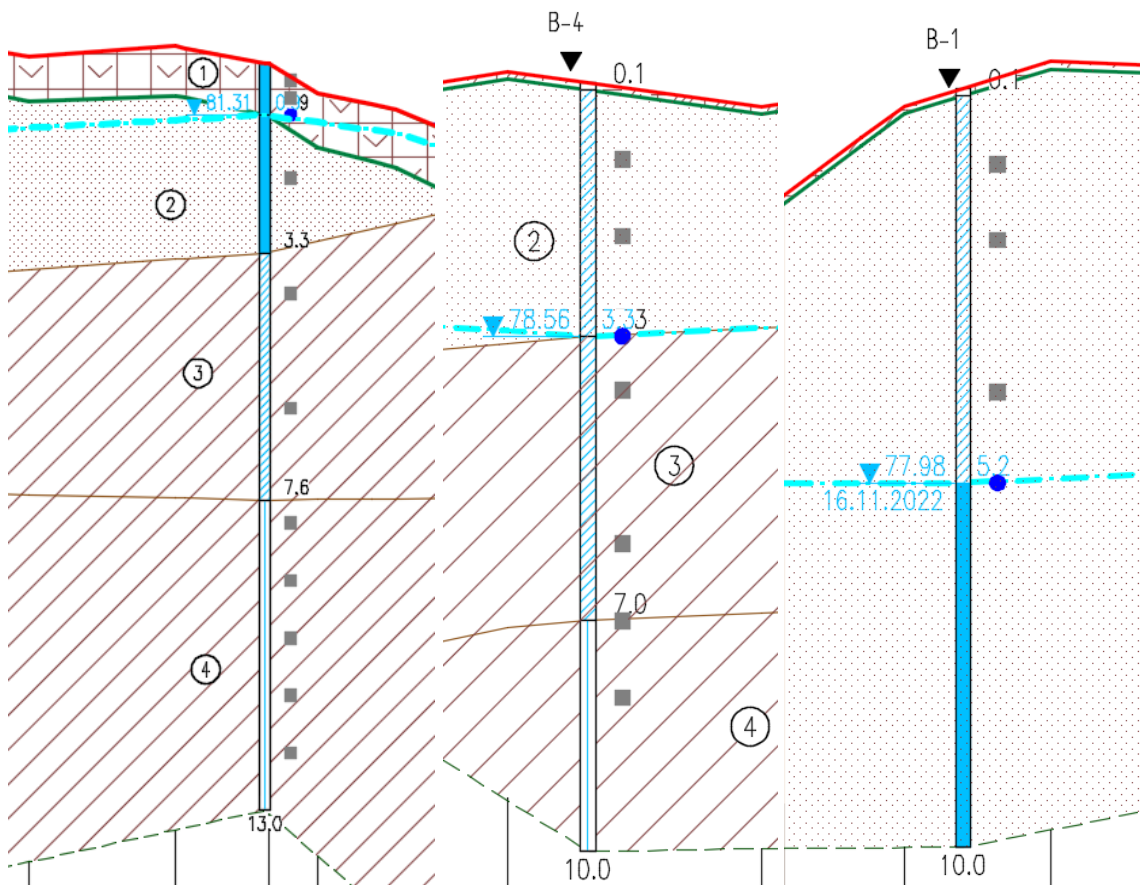
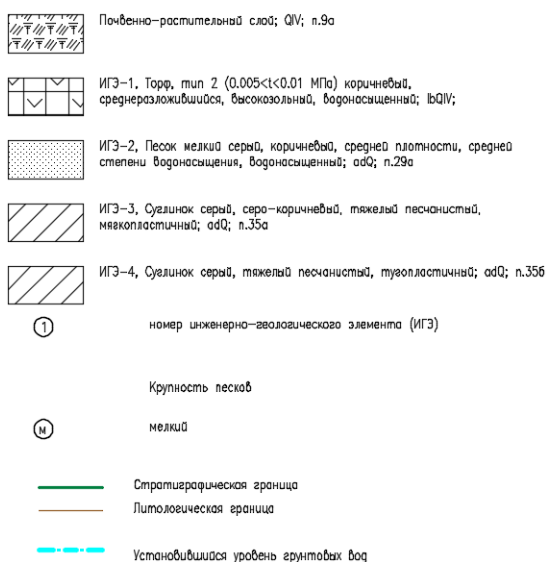


Рис. 2. Скважина А.

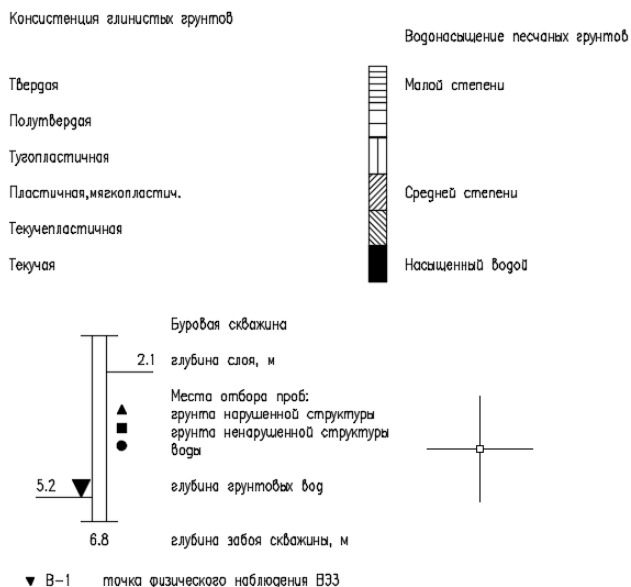
Рис. 3. Скважина Б.

Рис 4. Скважина В.

Условные обозначения



Состояние грунтов



Гидрогеологические условия территории до исследованной глубины характеризуются наличием грунтовых вод, приуроченных к болотным и аллювиально-делювиальным отложениям. Для выяснения различий в химическом составе воды, были выполнены лабораторные исследования проб воды и получены следующие данные (табл. 1).

Таблица 1
Сводная таблица химического анализа воды

Определяемый показатель	Скважина А	Скважина Б	Скважина В
Гидрокарбонаты	5,80	6,00	5,90
Хлориды	2,08	2,06	2,03
Сульфаты	0,63	0,56	0,60
Сумма анионов	8,51	8,62	8,53
Кальций	5,28	5,12	5,24
Магний*	2,32	2,58	2,36
Натрий+калий	0,91	0,92	0,93
Сумма минеральных веществ	17,03	17,24	17,07
Водородный показатель, ед. рН	7,4	7,3	7,1
Формула Курлова	$\text{HCO}^3_{68}\text{Cl}_{25}$ $\text{Ca}_{62}\text{Mg}_{27}(\text{Na}+\text{K})_{11}$ минерализация 0,6	$\text{HCO}^3_{70}\text{Cl}_{24}$ $\text{Ca}_{59}\text{Mg}_{30}(\text{Na}+\text{K})_{11}$ минерализация 0,6	$\text{HCO}^3_{69}\text{Cl}_{24}$ $\text{Ca}_{61}\text{Mg}_{28}(\text{Na}+\text{K})_{11}$ минерализация 0,6
Свободная углекислота, мг/дм ³	6	7	5

Из данной таблицы можно проследить, что значительные различия в химическом составе воды практически отсутствуют, что свидетельствует о гидрогеологической связи на данном участке, то есть подземные воды представляют собой единый водоносный горизонт.

Для оценки воздействий торфов на подстилающие толщи были проведены лабораторные испытания, в результате которых получены основные показатели физических свойств грунтов, приведенные в таблице 2.

Таблица 2
Сводная таблица физических свойств грунтов

Определяемый показатель	ИГЭ 1	ИГЭ 2	ИГЭ 3
Влажность природная, д.е.	3,164	0,198	0,278
Плотность природная, г/см ³	1,01	1,94	1,96
Плотность сухого грунта, г/см ³	0,24	1,62	1,53
Коэффициент пористости, д.е.	5,549	0,645	0,780
Коэффициент водонасыщения, д.е.	0,91	0,82	0,780
Относительное содержание органического вещества, %	71,93	34,9	9,2

Результаты испытаний позволили определить в составе нижележащих грунтов повышенное содержание органического вещества, что свидетельствует о заторфованности грунтов [1]. По показателю содержания органического вещества грунты ИГЭ 2 являются слабозаторфованными, грунты ИГЭ 3 имеют пограничное значение между примесью и слабозаторфованностью, что также свидетельствует о насыщении данных грунтов органическим материалом.

Гидрогеологическая связь грунтовых вод объясняет высокое содержание органического вещества в грунтах ИГЭ 2 и 3. Динамика грунтовых вод наиболее активно происходит в сезон

весеннего половодья и в период высокой воды, в результате которого активно перемещаются частицы торфов, которые в свою очередь заполняют пустотные пространства.

При техногенном освоении заболоченных территорий нарушается их поверхность и растительный покров, а также изменяются условия стока болотных вод, в результате чего гидродинамическая связь претерпевает некоторые изменения, которые негативно сказываются на деформационных свойствах подстилающих торф грунтов. По этой причине могут возникнуть деформационные осложнения в процессе эксплуатации сооружений, таким как просадка, появление трещин или же полное их разрушение, для исключения которых необходимо принимать правильные проектные решения, с учетом всех факторов риска.

Подводя итог, можно сделать следующие выводы. На данном участке Арланского нефтяного месторождения выделена гидрогеологическая связь болотных и грунтовых вод. В связи с этим подстилающие торф грунты подвержены насыщению органическим веществом (являются слабозаторфованными). Негативные процессы при техногенном освоении заболоченных территорий влияют на изменение физико-механических свойств подстилающих торф грунтов, что приводит к осложнениям в процессе эксплуатации сооружений.

Список литературы

1. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах / Л: Гидрометиздат, 1975, 280 с.
2. СП 22.13330.2016. Основания зданий и сооружений. Актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83 утвержден приказом Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации от 16 декабря 2016 г. N 970/пр и введен в действие с 17 июня 2017 г.
3. ГОСТ 25100-2020. Грунты классификация. Актуализированная редакция ГОСТ 25100-2011 утвержден приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии от 21 июля 2020 г. N 384-ст и введен в действие в качестве национального стандарта Российской Федерации с 1 января 2021 г.
4. Карта четвертичных отложений: О-40-XXXI (Нефтекамск). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Средневожская серия. Карта четвертичных образований, масштаб: 1:200000, серия: Средневожская, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017 г., редактор: Кириков В.П.

О ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЗРЕЗЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН

Е.В. Пирогова, А.Д. Хамитов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

e-mail: pirogova2001@icloud.com, khamitov07.03@gmail.com

Научный руководитель: к.г.-м.н., доцент, Мусин Рустам Хадиевич

Республика Татарстан (РТ) расположена на востоке Русской платформы, в пределах Волго-Уральской антеклизы и одноименного артезианского бассейна [4]. Площадь Республики – 68 тыс. км², численность населения – 3,9 млн. человек [3]. Верхняя часть геологического разреза сложена комплексами полифациальных пермских, юрско-меловых и плиоцен-четвертичных отложений. В этой толще локализованы пресные и солоноватые подземные воды, формирующие типичные междуречные и долинные потоки, связанные водообменом по схеме А.Н. Мятлева [1, 12]. Мощность зоны пресных подземных вод в РТ может достигать 300-350 м [8, 10]. Их ресурсный потенциал составляет 5,6 млн. м³/сут, а величина оцененных запасов – 2,5 млн. м³/сут [3].

Одним из наиболее интересных в геолого-гидрогеологическом отношении является район развития мезозойских отложений. Он расположен в крайней юго-западной части Татарстана, в его Предволжском регионе. Наиболее детально он был изучен во второй половине 1990-х начале 2000-х гг. в ходе проведения геологической съемки масштаба 1:50000 (Зорина С.О. и др., 1999) и эколого-гидрогеологической съемки масштаба 1:200000 (Солнцев А.В. и др., 2002).

Площадь развития мезозоид составляет около 3000 км². Они представлены морскими сероцветными преимущественно глинистыми отложениями юры и мела. Стратиграфический диапазон первых варьирует от батского яруса средней юры до титонского (волжского) яруса верхней юры. Стратиграфический интервал меловых образований – от готеривского яруса до кампанского. В разрезе юры, мощность которой достигает 120 м, проницаемые породы представлены маломощными прослоями песчаников, которые залегают в основании и в прикровельной части этого стратона. В меловой части разреза, имеющей мощность до 270 м, проницаемые песчаники и мергели тяготеют к альбским и верхнемеловым отложениям. В составе последних также отмечаются прослои известняков, мела и опок. Характерными особенностями мезозойских отложений в РТ является их обогащенность органическим веществом (на отдельных уровнях отмечаются даже маломощные прослои горючих сланцев), широкое развитие гипсов в виде отдельных зерен, маломощных невыдержанных прослоев и прожилков, а также конкреций различного состава – железистого, кремнистого, карбонатного, смешанного [2, 11].

Толщина проницаемых пород в мезозойской преимущественно глинистой толще редко когда превышает 1-2 м, при этом они характеризуются невысокими значениями коэффициентов фильтрации. При отсутствии родников оно базируется на каптаже подземных вод глубокими колодцами и, чаще, скважинами, которые довольно часто пересекают разрез мезозоид на полную мощность и каптируют водоносные горизонты в составе пермских сульфатно-терригенно-карбонатных отложений. Подземные воды здесь могут иметь минерализацию до 3-7 г/л, а жесткость – до 40-50 ммоль/л. Сверхнормативными концентрациями в таких водах часто обладают Fe, Sr, В, Al, Br. Ресурсный потенциал пресных подземных вод в поле развития мезозоид крайне ограничен. В связи с этим, для удовлетворения водопотребностей этого района было разведано несколько месторождений питьевых подземных вод в плиоцен-четвертичных отложениях долины р. Свияга, пересекающей комплекс мезозоид.

Масштабному площадному опробованию природные воды рассматриваемого района были подвергнуты в ходе проведения вышеотмеченной эколого-гидрогеологической съемки (1996-2001 гг.). Второй этап опробования был проведен ГУП «Геоцентр РТ» в 2019-2020 гг. в ходе проведения мониторинга качественного состояния подземных вод. Обработка данных одновременного опробования показала, что составы и качество пресных подземных вод практически не претерпели существенных изменений за последние 20-25 лет [6]. Подземные воды южной части Предволжского региона обладают вертикальной и латеральной гидрогеохимической зональностью, определяемой в первую очередь такими природными факторами, как: длительность взаимодействия в системе «вода-порода», характер и интенсивность питания, минералого-геохимические особенности водовмещающих и водоупорных пород [9]. Частично характер этой зональности отражается составами родниковых вод (табл. 1).

Мезозойские отложения подстилаются и обрамляются пермскими образованиями в стратиграфическом интервале татарского отдела (P_{3t}), уржумского (P_{2ur}) и казанского ярусов (P_{2kz}). В области развития мезозойских отложений частично обнажаются татарские и уржумские отложения. Для сравнения в таблице 1 приведены данные по составу родниковых вод как мезозойских, так и пермских отложений. Обращают на себя внимание более высокие значения минерализации и жесткости в родниковых водах меловых и юрских отложений в сравнении с водами татарских и уржумских образований, залегающих вне мезозойского поля. В первую очередь это связано с более замедленным характером водообмена в мезозойской толще.

Анализ гидрогеохимических данных позволяет выделить некоторые дополнительные особенности состава подземных вод мезозойского комплекса:

- обогащенность вод верхнемеловых отложений кремнекислотой (содержания SiO_2 достигают 45,9 мг/л);
- локальная обогащенность вод юрских отложений органическим веществом;
- часто встречающиеся повышенные (сверхпредельные для вод питьевого качества) содержания железа, марганца, алюминия, бора.

Таблица 1

Некоторые интегральные показатели состава родниковых вод на участках различного геологического строения

Индекс	Кол-во проб	Минерализация, мг/л	Жесткость, ммоль/л	Кол-во некондиционных проб и параметры	Формула ионного состава (по осредненным данным)
К	44	<u>341–1035</u> <u>617±186</u> 593	<u>3,1–11,9</u> <u>6,66±2,4</u> 6,50	23 (52%); Ж–1,6; реже NO_3 –1,8, Si –1,1, В–6,8	<u>$\text{HCO}_3$80 $\text{SO}_4$13Cl4$\text{NO}_3$3</u> Ca64Mg22Na13
Ж	102	<u>403–1506</u> <u>703±169</u> 683	<u>3,9–15,1</u> <u>7,76±2,0</u> 7,47	65 (64%); Ж–1,9, реже В–6,5, редко NO_3 –4,7	<u>$\text{HCO}_3$85 $\text{SO}_4$9Cl5$\text{NO}_3$2</u> Ca62Mg25Na13
P_{3t}	57	<u>391–1296</u> <u>683±183</u> 657	<u>2,77–14,4</u> <u>7,64±2,1</u> 7,35	35 (61%); Ж–2,0, реже В–2,8, редко NO_3 –6,3	<u>$\text{HCO}_3$82 $\text{SO}_4$9Cl4$\text{NO}_3$4</u> Ca49Mg37Na14
P_{2ur}	8	<u>402–1787</u> <u>773±443</u> 635	<u>4,2–19,8</u> <u>9,1±4,9</u> 7,55	5 (63%); Ж–2,8, реже NO_3 – до 13	<u>$\text{HCO}_3$70 $\text{NO}_3$15$\text{SO}_4$9Cl6</u> Ca58Mg32Na9
P_{3t}	121	<u>286–2253</u> <u>577±188</u> 551	<u>2,4–20,97</u> <u>6,71±1,9</u> 6,47	42 (35%); Ж–3, реже NO_3 – 4,6	<u>$\text{HCO}_3$88 $\text{NO}_3$5 $\text{SO}_4$4Cl4</u> Ca54Mg36Na10
P_{2ur}	144	<u>374–1174</u> <u>573±90,8</u> 564	<u>3,8–12,9</u> <u>6,47±1,2</u> 6,51	37 (26%); Ж–1,8, редко NO_3 –5,6	<u>$\text{HCO}_3$93 $\text{SO}_4$3Cl2$\text{NO}_3$2</u> Ca48Mg41Na11

Примечание. В первых 4 строках приведены данные по области развития мезозойских отложений, в последних двух строках (выделены курсивом) – вне области развития мезозойских отложений.

цифры в третьем и четвертом столбцах: предельные значения (минимум-максимум), среднее \pm стандартное отклонение, медиана; в пятом столбце: Ж – жесткость, цифры после компонентов состава – степень превышения ПДК.

Обогащенность мезозойских отложений органическим веществом определяет возможность его локального концентрирования и в подземных водах. Участки такого концентрирования могут представлять проявления (месторождения) минеральных вод, лечебные свойства которых определяются повышенным содержанием органических веществ. В настоящее время есть два таких месторождения. На одном бутилируется вода широко известной торговой марки “Волжанка” (водозаборные скважины, каптирующие гидростратиграфический уровень волжских отложений (J_{3v}), расположены в пос. Ундоры, находящемся на правом берегу Волги в Ульяновской области, в 4 км южнее административной границы РТ). Второе месторождение расположено у с. Бол. Тарханы в РТ, в 14 км северо-восточнее пос. Ундоры, где продуктивным элементом разреза является уровень батских отложений (J_{2bt}). Здесь же находится завод розлива минеральной воды. В торговой сети она реализуется как “Тарханская-3”. Содержания органического углерода в “Волжанке” достигают 5–10 мг/л, а в “Тарханской-3” – 5– мг/л [5].

Для определения условий формирования химического состава подземных вод мезозойских отложений авторами проведено изучение состава водных вытяжек с основных разновидностей пород этой части разреза (табл. 2). Водные вытяжки готовились следующим образом. Первоначально породы подвергались дезинтеграции и просеивались через сито 1 мм. Просеянная порода в количестве 100 мг заливалась 1 л дистиллированной воды. Периодическое взбалтывание и отстаивание продолжалось 1 сут. Далее водная суспензия подвергалась фильтрации через бумажные фильтры “синяя лента” и аналитическим исследованиям согласно соответствующим нормативным документам. Макро- и мезокомпонентный состав (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , F^- , Br^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Li^+) определялся на ионном хроматографе Dionex ICS-1600. Гидрокарбонат-ион, перманганатная окисляемость и кремнекислота определялись титрованием, рН – потенциометрическим методом; Ag, Cu, Zn, Ni, Fe и Pb детектировались на атомно-абсорбционном спектрометре ContrAA-700. Девять проб, характеризующихся максимальными значениями перманганатной окисляемости, дополнительно были проанализированы на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc. В этих пробах были определены концентрации 65 элементов от лития до урана.

Всего проанализировано 64 водные вытяжки. Из них 32 – с глинистых пород, 20 – с песчаников, 9 – карбонатных пород (мергели, глинистые известняки), 3 – суглинков. Суглинки – покровные, четверичного возраста, остальные породы – мезозойские. Медианные значения концентраций большей части компонентов в мезозойских породах очень близки, они также хорошо соответствуют значениям по всей выборке, которые отражены в первых трех столбцах таблицы №2. В последних трех столбцах этой таблицы показаны данные по 9 пробам с максимальной окисляемостью.

Таблица 2
Некоторые показатели состава водных вытяжек

Минерализация, мг/л	Жесткость, ммоль/л	Перманганатная окисляемость, мг O_2 /л	Перманганатная окисляемость, мг O_2 /л	SiO_2 , мг/л	$Fe_{общ}$, мг/л
21–1176	0,1–18,4	0–8,64	1,92–8,64	3,0–35,03	0,002–
194 \pm 199	2,1 \pm 3,0	1,94 \pm 1,90	4,99 \pm 1,87	16,6 \pm 11,7	5,49
135–64	1,20–64	1,52–64	5,80–9	15,67–9	1,35 \pm 2,0 0,50–9

Примечание. В первой строке цифровых данных – предельные значения, во второй – среднее \pm стандартное отклонение, в третьей – медиана и количество проб.

Анализ составов водных вытяжек позволяет сделать следующие выводы.

- Особенности состава подземных вод мезозойских отложений в первую очередь обусловлены взаимодействием первичных атмосферных осадков с породами разреза. При этом глинистые, песчаные и карбонатные породы характеризуются близким минерализующим потенциалом, что обусловлено широким развитием в разрезе легко растворимого вещества карбонатного и сульфатного составов. Меньшие значения минерализации, жесткости, а также концентраций большей части компонентов в водных вытяжках, в сравнении с родниковыми водами, связаны главным образом с разным парциальным давлением углекислого газа при их формировании. Если водные вытяжки готовились в стандартных лабораторных условиях при содержании углекислого газа 0,03–0,04%, то в верхней части геологического разреза его концентрации могут достигать 5–10% и даже 20% [7]. Как известно, углекислый газ характеризуется хорошей растворимостью в воде, он определяет концентрации в воде углекислоты, карбонатных и гидрокарбонатных ионов [1]. Кроме этого, при повышенной парциальной активности углекислого газа подземные воды будут обладать более высокой углекислотной агрессивностью и более активно взаимодействовать с водовмещающим минеральным матриксом и, следовательно, более активно обогащаться различными компонентами и элементами.

- Максимальной окисляемостью характеризуются водные вытяжки из пород следующих стратиграфических уровней: глин батского и келловейского ярусов (J_2bt , J_2k); глин, песчаников и горючих сланцев волжского и готеривского ярусов (J_3v , K_1g); песчаников и известняков коньякского и сантонского ярусов (K_2k , K_2st).

- Взаимодействием первичных атмосферных осадков с мезозойскими породами, проходящим в условиях более высокого парциального давления углекислого газа, а также в относительно восстановительных условиях, хорошо объясняются повышенные содержания в подземных водах кремнекислоты, железа, марганца, алюминия.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам лаборатории геохимии, изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета за проведенный анализ 9 водных вытяжек на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc.

Список литературы

1. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. 2-изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 2007. 448 с.
2. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника /Под ред. Б.В. Бурова. М., ГЕОС, 2003. 402 с.
3. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и об охране окружающей среды Республики Татарстан в 2021 г. Казань, 2022. URL: https://eco.tatarstan.ru/rus/file/pub/pub_3288791.pdf (дата обращения 06.02.2023).
4. Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1986. 239 с.
5. 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.
6. 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.
7. Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Кудбанов Т. Г., Калкаманова З.Г., Курлянов Н.А. О влиянии почв на формирование состава грунтовых вод в пределах Республики Татарстан //Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2020. № 1 (1). С. 90–99.
8. Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Кудбанов Т.Г., Курлянов Н.А. Особенности влияния на гидросферу комплекса нефтеперерабатывающих и нефтехимических предприятий в Нижнекамской промзоне Республики Татарстан //Нефтяное хозяйство. 2020. № 3. С. 108–112.

9. Мусин Р. Х., Хамитов А.Д., Хаванов А.Ю. Характер и природа вертикальной гидрогеохимической зональности верхней части разреза в Предволжском регионе Татарстана //Сборник научных трудов IV научно-практической конференции по вопросам гидрогеологии и водообеспечения. Ижевск: «МарШак», 2022. С. 20–28.
10. Подземные воды Татарии /Под ред. М. Е. Королева. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. 189 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.: КДУ, 2008. 334 с.

МОДИФИКАЦИЯ ГАЛЛУАЗИТОВЫХ НАНОТРУБОК С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАСТВОРА СУЛЬФАТА ЦИНКА: СТРУКТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ В УДОБРЕНИЯХ

М.А. Рудмин, П.Н. Максимов, Э.Даси

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

e-mail: rudminma@tpu.ru

Галлуазит – уникальный минерал из класса филлосиликатов, относящийся к группе каолинит-серпентина. Он характеризуется специфической морфологией частиц, напоминающей нанотрубки. Эти нанотрубки имеют длину до 2 мкм и ширину до 0.1 мкм. Благодаря мезо- и микропорам галлуазит может служить контейнером для различных химических соединений, обеспечивая контролируемое высвобождение [1,2].

Данный минерал нашел применение в разнообразных отраслях, включая производство высокопрочной керамики, фармацевтику и даже в области очистки загрязненных вод [3]. Многие исследования показали его потенциал в доставке медикаментов, создании костных имплантатов, высокоогнеупорных полимеров и многом другом [4].

В рамках авторского исследования галлуазит рассматривается как ингибитор для инкапсуляции цинка с целью создания инъекционных наноудобрений для растений. Предполагается, что нанотрубки галлуазита, благодаря своей морфологии, будут прочно удерживаться на поверхности растений, устойчиво к действию дождя и полива.

Для получения нанокомпозитов на базе галлуазита использовался метод химической активации с добавлением раствора сульфата цинка. Исходный материал был предоставлен компанией ООО «Галлуазит-Урал» из Челябинской области. Активация проходила путем пропитки нанотрубчатых частиц галлуазита растворами с различной концентрацией сульфата цинка в течение 48 часов при комнатной температуре. Полученные образцы были исследованы с помощью инфракрасной (ИК) спектроскопии, рентгенодифракционного анализа, сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС) и просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) с локальным анализом электронной дифракции.

Галлуазит в своём исходном состоянии имеет межплоскостное расстояние 7.2 Å (рис. 1), что характерно для 7Å модификации галлуазита, при этом средний диаметр нанотрубок — 96 нм. Из РДА-данных становится ясно: с ростом концентрации сульфата цинка в растворе базальный рефлекс смещается с 7.2 до 7.4 Å (рис. 1).

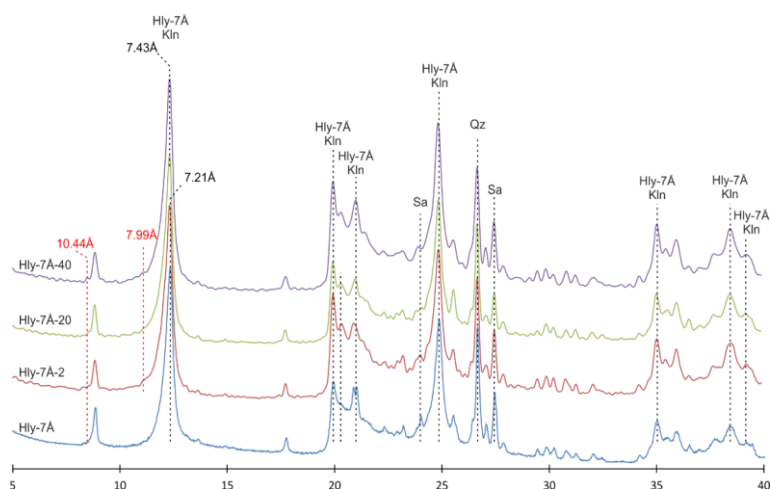


Рис. 1. Рентгеновские дифрактограммы галлуазита в исходном и активированном (Hly-7Å-2, Hly-7Å-20, Hly-7Å-40) состояниях. Hly-7Å – галлуазит; Kln – каолинит; Sa – санидин; Qz – кварц

Такое изменение говорит о расширении слоистой структуры минерала из-за внедрения цинка в межслоевые пространства. Экспериментальные данные из ПЭМ также подтверждают это расширение. Кроме того, обнаружены новые базальные пики с расстояниями 10.4 и 8.0 Å, их интенсивность увеличивается с повышением концентрации цинка.

Морфометрический анализ по СЭМ-снимкам показал, что при увеличении концентрации реагентов, ширина галлуазитовых нанотрубок увеличивается в среднем на 33 нм. В изначальном галлуазите ширина составляет 96 нм, но в образце Hly-7Å-40 этот показатель достигает 129 нм.

Результаты исследования подтвердили возможность внедрения цинка в поры галлуазита. Была определена критическая концентрация сульфата цинка, при которой цинк внедряется в поры галлуазитовых нанотрубок. 2% раствор цинка не вызывает изменений в минерале, но при 40% содержании сульфата цинка, концентрация цинка на поверхности достигает 1.4 вес. %. Предложенный метод обработки галлуазита с использованием раствора цинка обладает перспективами применения для создания удобрений, устойчивых к смыванию влагой, благодаря микро-игольчатой структуре исходного минерала.

При помощи сканирующей электронной микроскопии была проведена оценка взаимодействия распыленных нанотрубок с поверхностью растительных тканей (рис. 2). На изображении высокого разрешения показано, что нанотрубчатые частицы галлуазита задерживаются в растительной ткани. ЭДС-анализ позволил зафиксировать сигналы цинка на поверхности растений.

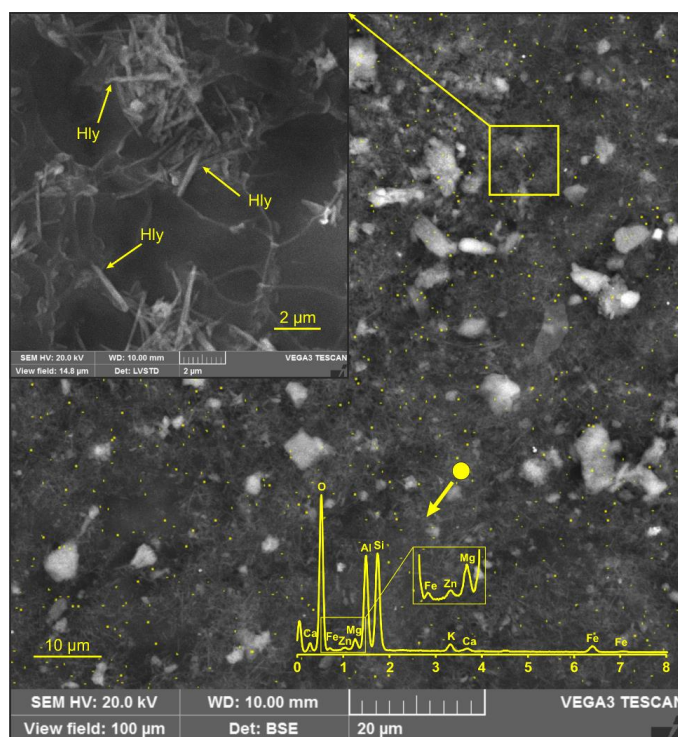


Рис. 2. СЭМ-изображения нанотрубок и карта распределения цинка на поверхности растительной ткани. Желтые точки - сигналы цинка; Hly - галлуазитовые нанотрубки

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета проект Приоритет-2030-НИП/ЭБ-112-375-2023.

Список литературы

1. Abdullayev E., Lvov Y. Halloysite Clay Nanotubes for Controlled Release of Protective Agents //

Journal of Nanoscience and Nanotechnology. American Scientific Publishers, 2011. Vol. 11, № 11. P. 10007–10026.

2. Deshmukh R.K., Kumar L., Gaikwad K.K. Halloysite nanotubes for food packaging application: A review // Applied Clay Science. Elsevier, 2023. Vol. 234. P. 106856.

3. Brathwaite R.L. et al. Origin of the Matauri Bay halloysite deposit, Northland, New Zealand // Mineralium Deposita. Springer, 2012. Vol. 47, № 8. P. 897–910.

4. Lvov Y.M. et al. Halloysite clay nanotubes for controlled release of protective agents // ACS Nano. American Chemical Society, 2008. Vol. 2, № 5. P. 814–820.

ГЛАУКОНИТ В АГРОХОЗЯЙСТВЕ: ИННОВАЦИОННЫЕ ВАРИАНТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЛОИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ СОЗДАНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ И ЭКОЛОГИЧНЫХ УДОБРЕНИЙ

М.А. Рудмин, П.Н. Максимов

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

e-mail: rudminma@tpu.ru

Глауконит – калийсодержащий филлосилликат с диоктаэдрической структурой [1,2], широко встречающийся в древних морских отложениях [3]. Благодаря высокому содержанию калия (до 8-9%), ионно-обменным характеристикам, этот минерал рассматривается как альтернативное сырьё для калийных минеральных удобрений. Наличие глауконитовых пород в почве способствует повышению её плодородия [4]. Основные залежи глауконита известны в таких странах как Бразилия, Россия, США и некоторые другие [5,6]. В частности, в США глауконитовые «зеленые пески» из регионов Нью-Джерси, Делавэр и Мэриленд используются для аграрных нужд [7]. Подобные отложения, найденные в палеоценовых слоях Саламанки в Патагонии (Аргентина), также рассматривались как возможные удобрения [8]. Глауконит из некоторых месторождений в Индии [9] и России [10] изучался как сырьё для получения калийных солей в качестве традиционных удобрений. Накопившийся опыт в исследованиях глауконита делает его весьма привлекательным сырьём для создания удобрений, исходя из нескольких потенциальных стратегий.

В первых исследованиях для сельского хозяйства глауконитовые породы представляют собой самостоятельные минеральные калийные удобрения [4,11–13]. Простые методы обогащения этих пород позволяют получать глауконитовые концентраты с повышенной эффективностью для улучшения плодородия почв. Было отмечено улучшение роста овса (*Avena sativa*) в сезон после введения глауконитовой породы с концентрацией 200 гр/м², что равносильно 2 т/га [12]. За два сезона выращивания злаковых культур в глауконит-обогащенных почвах наблюдается увеличение концентраций ключевых нутриентов и рост pH с 6.0 до 6.4. Подобные данные подтверждают потенциал глауконита как самостоятельного пролонгированного калийного удобрения.

С другой стороны глауконит может служить исходным материалом для производства традиционных удобрений в виде калийных солей через физико-химические методы обогащения [14–17]. При обжиге образцов и последующем выщелачивании, выход калия в некоторых опытах достигал 65.2% [10], что значительно выше по сравнению с выщелачиванием без обжига. Основным продуктом обжига-выщелачивания являются соответствующие соли с небольшим содержанием Si и Al примесей.

В последних исследованиях глауконит становится ключевым ингредиентом в разработке так называемых «смарт-удобрений» или удобрений с «адресными» функциями [18–20]. Механическая, механохимическая или химическая активация глауконита с традиционными нутриентными веществами (например карбамид или мочевины) сопровождаются последовательными изменениями в микроструктуре минерала. Это также сопровождается интеркаляцией азотных соединений (аммоний) на начальных стадиях активации [18] и образованием различных покрытий за счёт адсорбции на активных поверхностях минерала. Благодаря различным формам адсорбции азотных веществ в глауконите нутриенты характеризуются отличительной интенсивностью высвобождения и более замедленно, чем из обычных удобрений на основе карбамида.

Цель текущих исследований – детально изучить процесс интеркалирования азотных соединений в структуру глауконита для разработки высокоэффективных нанокomпозитных удобрений. В рамках работы проведены эксперименты по активации глауконита с использованием карбамида, тестирования синтезированных веществ, а также их исчерпывающая характеристика. Пробы были исследованы при помощи следующего набора

основных методов: рентгенодифракционный анализ (РДА), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ), инфракрасная спектрометрия (ИК-спектрометрия), синхронный термогравиметрический и дифференциальный термический анализ с масс-спектрометрией (ТГ-ДТА-МС), сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС).

По последним опытам в активированных нанокompозитах примерное количество азотсодержащих веществ внедрённых в структуру минерала было определено по смещению (001) базального рефлекса до 17.0 Å (рис. 1) на диаграммах РДА, изменениям межплоскостных расстояний на снимках ПЭМ и потерям массы в диапазоне 325-590 °С, сопровождающейся выделением азотных соединений по данным ТГ-ДТА-МС. При увеличении концентрации азота в растворе с 5 до 20 мол.% содержание интеркалированного азота возрастает с 2.5% до 8.0%. Максимум этого внедрения соответствует количеству смектитовых слоёв в глауконите, что подчёркивает роль межплоскостных пространств смектитов. Такая интеркаляция, возможно, связана с ионным обменом элементов исходного минерала. В итоге в нанокompозитах почти не обнаруживается кальция и натрия, сохраняясь основной состав элементов.

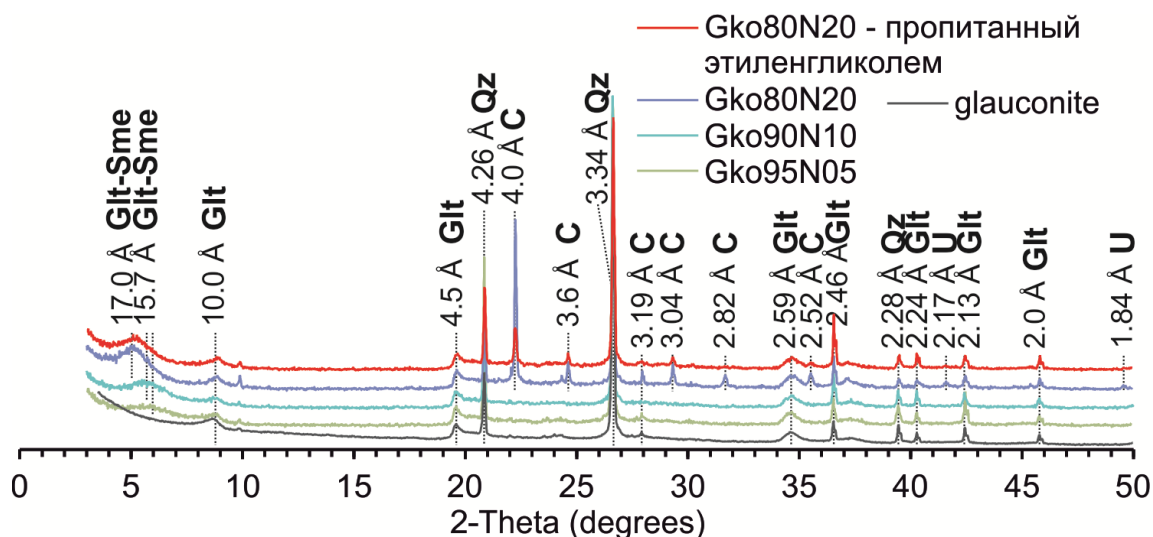


Рис. 1. РДА диаграммы нанокompозитов и исходного глауконитового концентрата. С – карбамид, Glt – глауконит, Qz – кварц

Адсорбированные азотные соединения в порах идентифицируются по ИК-пикам, потерям массы и ионам, детектируемым в различных температурных интервалах. Отмечено уменьшение общего объема пор и среднего размера пор при увеличении содержания азота. Глауконит характеризуется микро-чешуйками на поверхности, что является его уникальной морфологической особенностью (рис. 2). Увеличение содержания азота в этом слое указывает на его отличные фильтрационные свойства. Предполагается, что карбамид проникает в глауконит, начиная с этого слоя, далее распределяясь в основной части минерала. Большая часть азота в этом слое по сравнению с основной частью указывает на более интенсивное впитывание азота, вероятно, из-за наличия макропор.

Высвобождение нутриентов (аммоний, нитраты и калий) из нанокompозитов имеет поэтапный характер, который связан с их взаимодействием с минералом. Поэтапная кинетика выщелачивания нутриентов свидетельствует о различных формах их нахождения в нанокompозитах. Предполагается, что легкоусвояемые формы связаны с адсорбированными веществами в макропорах, которые удаляются из нанокompозитов в первые этапы с 1 по 21 день, или с 1го по 7й день, что отвечает аммонию и нитратам, соответственно. Далее происходит мобилизация другой части адсорбированного аммония из мезопорового

пространства в интервале с 21го по 28й день. Интеркалированная часть аммония из межслоевого пространства минерала удаляется после 28го дня активности нанокomпозитов в почве. Поэтапная динамика нутриентов, особенно аммония и калия, подтверждает двойное позитивное функционирование слоистого глауконита в нанокomпозитах – в качестве ингибитора нутриентов и как источника калия.

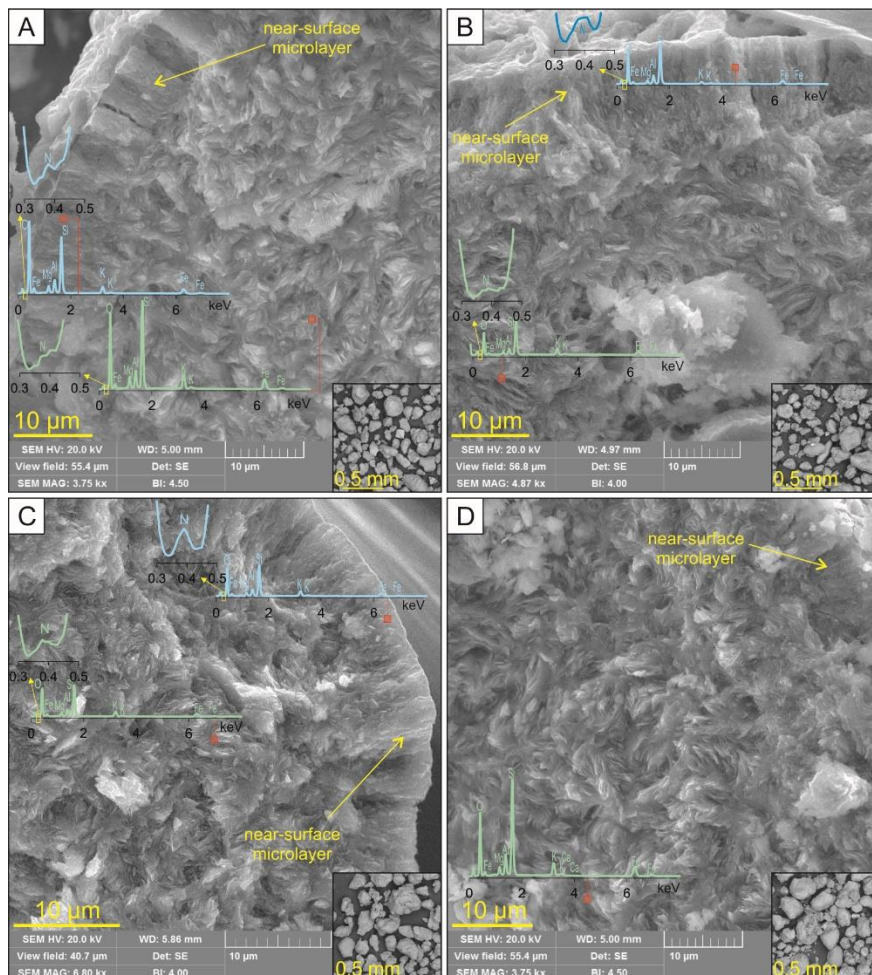


Рис. 2. СЭМ снимки в детекторе вторичных электронов, демонстрирующие различные морфологические особенности нанокomпозитов (А – Gko95N05, В – Gko90N10, С – Gko80N20) и исходного глауконита (D), с ЭДС спектрами в приповерхностном микрослое глобулей (голубые спектры) и в ядерной части глобулей (зёленые спектры). Обзорной снимок глобулярной фракции каждой пробы показан в правом нижнем углу. Красный квадрат – это локальная область накопления соответствующего спектра

Исследование выполнено в рамках гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых № МК-1825.2022.1.5.

Список литературы

1. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. Vol. 28. P. 611–641.
2. Drits V.A. Isomorphous Cation Distribution in Celadonites, Glauconites and Fe-illites Determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS Spectroscopies // Clay Minerals. 1997. Vol. 32, № 2. P. 153–179.
3. Banerjee S., Bansal U., Vilas Thorat A. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // Journal of Palaeogeography. 2016. Vol. 5, № 1. P. 43–71.
4. McRae S.G. Glauconite // Earth-Science Reviews. 1972. Vol. 8, № 4. P. 397–440.
5. Белоусов П.Е. et al. Месторождения глауконитов России: Геологическая позиция, условия

образования и перспективы освоения // Литология и полезные ископаемые. 2022. Vol. 3. P. 270–285.

6. Rudmin M. et al. Economic potential of glauconitic rocks in Bakchar deposit (S-E Western Siberia) for alternate potash fertilizer // Applied Clay Science. 2017. Vol. 150. P. 225–233.

7. Heckman J.R., Tedrow J.C.F. Green sand as a soil Amendment // Better Crops. 2004. Vol. 88. P. 1–17.

8. Franzosi C., Castro L.N., Celeda A.M. Technical Evaluation of Glauconies as Alternative Potassium Fertilizer from the Salamanca Formation, Patagonia, Southwest Argentina // Natural Resources Research. Kluwer Academic Publishers, 2014. Vol. 23, № 3. P. 311–320.

9. Shekhar S. et al. Physical and chemical characterization and recovery of potash fertilizer from glauconitic clay for agricultural application // Applied Clay Science. 2017. Vol. 143. P. 50–56.

10. Rudmin M. et al. Roasting-leaching experiments on glauconitic rocks of Bakchar ironstone deposit (Western Siberia) for evaluation their fertilizer potential // Applied Clay Science. 2018. Vol. 162. P. 121–128.

11. Rudmin M. et al. An investigation of plant growth by the addition of glauconitic fertilizer // Applied Clay Science. Elsevier, 2019. Vol. 180. P. 1–8.

12. Rudmin M., Banerjee S., Makarov B. Evaluation of the Effects of the Application of Glauconitic Fertilizer on Oat Development: A Two-Year Field-Based Investigation // Agronomy. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2020. Vol. 10, № 6. P. 872.

13. Karimi E. et al. The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants // Archives of Agronomy and Soil Science. 2012. Vol. 58, № 9. P. 983–993.

14. Tanvar H., Dhawan N. Kinetic and thermodynamic study of potassium recovery from silicate rocks // Mineral Processing and Extractive Metallurgy. 2019. P. 1–13.

15. Duarte L.M. et al. Potassium extraction from the silicate rock Verdete using organic acids // Scientia Agricola. 2022. Vol. 79, № 2. P. 1–8.

16. Shekhar S. et al. A sustainable process for recovery of potash fertilizer from glauconite through simultaneous production of pigment grade red oxide // Sustainable Materials and Technologies. Elsevier, 2019. P. e00129.

17. Basak B.B. et al. Low-grade silicate minerals as value-added natural potash fertilizer in deeply weathered tropical soil // Geoderma. Elsevier, 2023. Vol. 433. P. 116433.

18. Rudmin M. et al. Glauconite-Urea Nanocomposites As Polyfunctional Controlled-Release Fertilizers // Journal of Soil Science and Plant Nutrition. Springer, 2022. Vol. 22, № 4. P. 4035–4046.

19. Rudmin M. et al. Formulation of a slow-release fertilizer by mechanical activation of smectite/glauconite and urea mixtures // Applied Clay Science. Elsevier, 2020. Vol. 196. P. 105775.

20. Rudmin M. et al. Mechanochemical Preparation of Slow Release Fertilizer Based on Glauconite–Urea Complexes // Minerals. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2019. Vol. 9, № 9. P. 507.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАБОТЫ В ПОДЗЕМНОМ ЭКСКУРСИОННОМ ПРОСТРАНСТВЕ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

М.М. Стёпина

Горный институт УрО РАН, Пермь

e-mail: ledineya@yandex.ru

Кунгурская Ледяная пещера относится к объектам массового туризма. Ежегодно ее посещают 120 тыс. человек. Кунгурская Ледяная пещера находится на северо-восточной окраине г. Кунгур Пермского края, на правом берегу р. Сылва. Вход в пещеру располагается у подножия массива Ледяной горы, в основании крутого, местами отвесного склона, на уровне поверхности первой надпойменной террасы р. Сылва. Отсюда пещера, многократно разветвляясь, простирается в глубину массива на 700 м. Каждое ответвление представляет собой вереницу гротов, связанных между собой сравнительно узкими коридорами. Некоторые гроты достигают 50-100 м в поперечнике и 20 м высоты. Общая длина разведанной части пещеры составляет 8 150 м. Суммарная площадь пещеры составляет 63,8 тыс. м², а объем – 223,3 тыс.м³. Наиболее крупные по площади гроты на экскурсионном маршруте – Великан (4106,8 м²), Длинный (3398,8 м²), Вышка (3026 м²). По экскурсионной части пещеры проложена электрифицированная тропа, общей протяженностью 1790 м, оборудованная смотровыми площадками. Заповедная часть пещеры сохраняется в естественном состоянии [9]. В пещере насчитывается 70 озер общей площадью 7,4 тыс. м². Самое крупное – Большое Подземное озеро (1460 м²). Многолетние уровни воды в озерах образуют статистически значимые совокупности, свидетельствующие об их связях с уровнем подземных вод водоносного комплекса; в паводок они находятся под влиянием вод реки Сылва. Подземные воды имеют прибрежный тип режима, который по мере удаления от реки сменяется водораздельным [4].

Экскурсии в Кунгурскую пещеру начали проводиться с середины XIX в. Чтобы осмотреть ее, обращались к жителям с. Банное (ныне Филипповка). В 1840-1880 гг. проводником в пещере был крестьянин Романовский. В 1879 г. именно он сопровождал академика И.С. Полякова [10]. В 1914 г. участок с пещерой арендовал за 300 рублей серебром сроком на 12 лет кунгурский мещанин А.Т. Хлебников, так и началась экскурсионная деятельность в пещере. Подвижнические усилия и энтузиазм А.Т. Хлебникова заложили основу сегодняшнего статуса Кунгурской пещеры. Властные же структуры (как дореволюционного, так и советского прошлого) долго не придавали пещере значения, и уж совсем не предполагали, что в будущем она станет одним из факторов, влияющих на имидж, известность в стране, и, в конечном счете, даже экономику Кунгура, станет символом всего Пермского края.

О Кунгурской пещере написано много. Только за XX столетие опубликованы сотни научных статей, посвященных геологии, морфологии, минералогии, пещерному микроклимату и оледенению, гидрологии, биоте пещеры. Есть публикации, посвященные истории ее изучения на протяжении трех веков. Есть сборники трудов конференций, проводившихся на базе пещеры. Итоги многолетних (более полувека) научных исследований подведены в монографии «Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений, подготовленной под редакцией профессора В.Н. Дублянского [4]. Эта монография не имеет аналогов в нашей стране – ни одна другая пещера не исследована до такой степени, как Кунгурская.

С 1948 г., после возникновения у пещеры Кунгурского карстового спелеологического стационара МГУ, развитие экскурсионного дела было поставлено на научную основу. Исторически сложилось так, что презентационным пространством Кунгурской пещеры стали первые 2 км от входа (именно здесь сосредоточены разные формы и виды льда, интересные

формы рельефа, отмечены находки артефактов). Сложившийся экскурсионный маршрут на долгие десятилетия определял целостный образ пещеры.

Пещеры как спелеоландшафтные комплексы, обладающие определенной устойчивостью к антропогенным нагрузкам, могут рассматриваться в качестве объектов геоэкологического туризма, цель которого – не только увидеть созданные природой и малоизмененные человеком подземные экосистемы, но и понять, насколько ранима и уязвима пещерная среда, воспитать бережное отношение к природным ресурсам закарстованных территорий [11].

В последнюю четверть XX в. геоэкология начала определять свои позиции в вопросе взаимоотношения общества и окружающей среды. На основе многофакторности науки геоэкология стала претендовать на междисциплинарное направление [3]. В экскурсионной работе это отразилось подчеркнуто выделенной темой, отражающей историю использования пещеры человеком. Начиная с 1937 г. человек активно вмешивался в жизнь пещеры. Эти вмешательства не всегда были продуманы и обоснованы, а их последствия недостаточно просчитаны [8]. К изменению природной среды приводили многочисленные аспекты разноплановой деятельности, связанной с экскурсионной эксплуатацией пещеры (пробивка тоннеля, установление дверей, взрывные работы, бросание монет в озера, и др.).

К 1990-м гг. в подземном пространстве сложилась неблагоприятная геоэкологическая обстановка (начали таять льды, не соблюдался режим проветривания, и др.). Это во многом связано с общей негативной ситуацией в стране и в экскурсионном деле в частности. Владелец пещеры – АО «Пермтурист» – слабо контролировало туристское использование объекта. Большую роль в исправлении ситуации сыграло назначение на должность заведующей Кунгурской лабораторией-стационара О.И. Кадебской. Кунгурская Ледяная пещера – объект, требующий особой охраны и оперативного управления протекающими в ней процессами. На основе длительных рядов наблюдений были установлены закономерности в многолетней динамике микроклимата, оледенения и гидрологии пещеры. Была разработана система мероприятий по восстановлению естественного микроклимата и оледенения пещеры. Разработаны принципы и обоснована система комплексного постоянно действующего мониторинга за микроклиматическими параметрами пещеры [3]. Началось постоянное внедрение в практику экскурсионной работы требований по охране оледенения в летне-осеннее время. Важно, чтобы в эти сезоны первые гроты (Бриллиантовый и Полярный) с многообразием ледяных кристаллов туристы проходили без остановки. Обязательное требование – выдерживать количество людей в группе (не более 25 человек) и временной интервал между ними (15 минут).

В последнее время внимание ученых из многих областей знаний приковано к изучению пещер с ледяными образованиями [7]. Исследования микроклимата и условий образования и существования многолетнего льда в пещерах позволяют получить ценную информацию о многих злободневных проблемах в наше время: изменению климата, влиянию деятельности человека на состояние окружающей среды, эволюцию флоры и фауны в условиях обособленных подземных пространств, и т.д. Изучение климата пещер очень важно для спелеологии, поскольку пещеры находятся на границе между внешней атмосферой и внутренней частью земли. Климат пещер зависит от положения полости в пространстве, ее формы и положения входов, а также от величины и направлений тепловых потоков, как в пещере, так и вокруг нее. Климат играет важную роль в накоплении целого ряда отложений в пещерах, поэтому эти отложения во многих случаях могут содержать палеоклиматическую информацию. Конденсация, непосредственно связанная с климатом пещер, может играть существенную роль в спелеогенезе [11].

Границы многолетнего льда в первых гротах пещеры остаются неизменными с 2011 г. Граница минимального оледенения на Большом экскурсионном кольце проходит по северо-восточной части грота Крестовый, на Малом экскурсионном кольце – по входу в грот Западный. Максимальное оледенение может достигать грота Морское дно, а в пределах Малого кольца – гротов Смелых и Геологов. Таяние и ежегодное восстановление ледяных

образований в пещере – естественный процесс. Скорость процесса, а также площадь зон постоянного и сезонного промерзания зависит от эксплуатации пещеры. Одним из важных мероприятий является обеспечение возможности накопления в пещере достаточного количества зимнего холода [6]. В настоящее время выявлены условия, необходимые для роста и сохранения ледяных образований, а также факторы, обеспечивающие наибольшую продолжительность их существования. На экскурсиях в Кунгурской пещере делается усиленный акцент на объяснении многофакторности процессов оледенения, уделяется внимание особенностям микроклимата отдельных участков, которые выступают регулятором большинства физических, химических процессов в пещере (криогенеза, минералогенеза, конденсации). Микроклимат является также одним из главных факторов, определяющих существование в пещере популяций троглобионтных (троглофильных) организмов. Особо подчеркиваем, что исследования в Кунгурской пещере заложили основу уральской школы изучения климата пещер, которая оказалась универсальной для пещер любых типов [1; 5].

Учитывая огромный интерес туристов к теме климата и оледенения, мы разработали тематическую экскурсию «Путешествие с геологом по ледяному царству». Большой интерес у посетителей пещеры вызывает пространство за пределами экскурсионного маршрута. Ответом на запрос стала экскурсия «По заповедной тропе». Буквально в шаговой доступности от благоустроенного маршрута существует мир пещеры без антропогенного вмешательства, очень мало отличающийся от того, что встречают спелеологи в любой из множества необорудованных пещер: темнота, тишина, глина, сырость, низкие узкие ходы. Далеко не каждый экскурсант имеет возможность или может решиться на посещение такой пещеры. Здесь же они могут увидеть все это при минимальном риске и минимуме необходимого снаряжения. Осмотр укромных уголков за пределами маршрута занимает три часа, за это время туристы посещают старый лаз, грот Полярный, лаз Горе Толстякам и Высоким, грот Лапидарий и ведущий из него проход Четвероногих, поднимаются на осыпи в гротах Великан и Вышка. Запоминающимся моментом спелеопутешествия является посещение Шапки Мономаха, являющейся, по сути, нижней частью крупной органной трубы. Спелеомаршрут разработан научными сотрудниками Кунгурской лаборатории-стационара совместно с горной службой. Экскурсоводы, работающие на маршруте, обладают углубленными знаниями о подземных ландшафтах.

Кунгурская Ледяная пещера была и остается полигоном для отработки методик различных видов геологических изысканий. Каждое новое открытие в пещере создает новый информационный отклик в экскурсионном тексте, что способствует не только росту интереса у туристов, но и, в конечном итоге, формирует новую эколого-геологическую культуру человека. Геоэкологический туризм, отвечающий современным потребностям общества и актуализированным запросам человека, становится популяризатором природного наследия. Кунгурская пещера имеет огромный потенциал в плане дальнейшего развития познавательного туризма, развивающегося здесь при содействии и под контролем научного сообщества.

Список литературы

1. Голод В.М., Голод М.П. Микроклимат гипсовых пещер Пинежья // Пещеры Пинежного - Северодвинской карстовой области. Л., 1974. С.128-154.
2. Кадебская О.И. Геоэкологическое состояние Кунгурской Ледяной пещеры и прилегающей территории, ее охрана и рациональное использование. Автореф. дис. ...канд. г.-м.н. Пермь: ПГУ, 2004. 28 с.
3. Карлович И.А. Геоэкология. М.: Альма-Матер, 2005. 521 с.
4. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / под общ. ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 375 с.
5. Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода // Пещеры. Вып. 5(6). Пермь, 1965. С. 164- 172.
6. Мавлюдов Б.Р. Оледенение пещер. М.: ИГ РАН, 2008. 307 с.

7. Мавлюдов Б.Р. Ценность и уязвимость пещер // Спелеология России. 1998. Вып. 1. С. 57-60.

8. Мавлюдов Б.Р., Кадебская О.И. Об изучении температурного режима в пещерах и необходимой точности измерений (на примере Кунгурской Ледяной пещеры) // Кунгурская Ледяная пещера. 300 лет научной и туристической деятельности: Мат. междунар. науч.-практич. конф. Пермь, 2003. С. 140-148.

9. Отчет об исследовании и мониторинге природных процессов в Кунгурской Ледяной пещере и на Ледяной горе / Отчет по теме НИР. Пермь: ГИ УрО РАН, 2022.

10. Поляков И.С. Антропологические поездки в Центральную и Восточную Россию // Зап. Антропологического общества. СПб, 1880. Прил. к т. 37. 12 с.

11. Токарев С.В. Экологические проблемы и уязвимость пещер // Атлас пещер России / гл. ред. А.В. Шелепин. М.: Русское географическое об-во, Российский союз спелеологов, 2019. С. 105-106.

5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫ

СОЗДАНИЕ И СОПРОВОЖДЕНИЕ ОБЩЕЙ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ В ПО QGIS, КАК ИНСТРУМЕНТ ОПТИМИЗАЦИИ ИСХОДНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Р.Р. Аглиуллин, В.А. Арсланова

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа

e-mail: RR_Agliullin@bnipi.rosneft.ru; VA_Arslanova@bnipi.rosneft.ru

Геоинформационные системы (ГИС) в широком смысле – это системы, которые создают, управляют, визуализируют и анализируют все возможные типы данных. ГИС соединяет данные с картой, интегрируя данные о местоположении (где находятся объекты) со всеми типами описательной информации (что из себя эти объекты представляют). Это создает основу для картографирования и анализа, которая используется в научных целях и практически во всех отраслях. Современные ГИС могут использоваться, как и для картопостроения, так и для сбора и хранения различной информации. [1]

При работе над геологическими проектами по поиску и разведке месторождений, часто возникают следующие проблемы:

1. Многообразие программных продуктов, а также большое количество мест хранения данных усложняют и замедляют работу над геологическими проектами.
2. Отсутствие систематизации результатов ранее выполненных работ на территории давно изучаемых районов в цифровом виде.
3. На этапе анализа и выбора площади геологоразведочных работ задействован большой объём трудозатрат.

Для эффективного поиска и разведки полезных ископаемых, для открытия новых экономически рентабельных месторождений, геологи пользуются большим количеством данных – от архивных фондовых отчетов до современных аэрофотоснимков и мультиспектральных спутниковых карт. [2]

Для систематизации геологических и геофизических данных и созданию единого цифрового геопространства с 2021 года ООО «РН-БашНИПИнефть» применяет геоинформационную платформу ПО (программное обеспечение, далее ПО) QGIS. Так QGIS был выбран на основании приказа ПАО «НК «Роснефть» от 2018 года об импортозамещении платных зарубежных геоинформационных технологий.

QGIS – это свободная кроссплатформенная геоинформационная система для создания редактирования, визуализации, анализа и публикации геопространственной информации. На сегодняшний день QGIS — это зрелый программный продукт, сравнимый с коммерческими аналогами и поддерживаемый международным сообществом разработчиков и пользователей. [3]

Интерфейс QGIS интуитивно понятен и состоит из 4 основных блоков – панели меню, панель слоев, панели инструментов и основного окна карты.

Сверху «Панель инструментов», в которой находятся основные инструменты работы, включающие инструменты создания, редактирования, выборки объектов.

Слева в верхней части находится панель «Обозреватель», где отображаются подключения к базе данных, проводник, сервисы подложек из интернета.

Слева в нижней части панель «Слои», где представлена структура проекта. Через нее осуществляется управление отображением слоев на карте. Так же в этой панели реализован

доступ к свойствам слоя, где настраиваются параметры отображения слоя, такие как подписи объектов, толщины обводок и линий, цвета и заливки, классификации и т.д.

Справа расположена панель для быстрого доступа к свойствам слоя, инструментам анализа и т.д.

В нижней части расположена строка состояния, в которой отображены координаты точки, масштаб, увеличение, поворот и система координат проекта (рис 1).

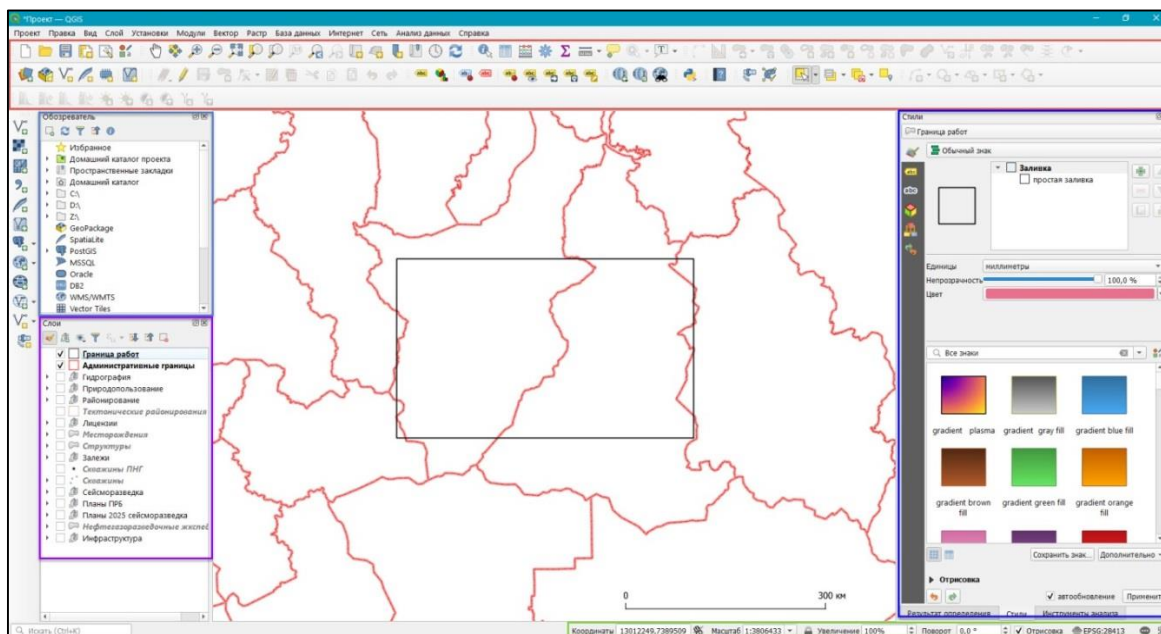


Рис. 1. Основное окно ПО QGIS

Для работ по проектам, нами и нашими коллегами создано 3 базы данных в ПО QGIS, а именно по территориям Ямало-Ненецкого автономного округа, Ханты-Мансийского автономного округа и Республики Башкортостан. Базы данных содержат большой массив геолого-геофизической информации. В проекты загружены результаты интерпретации сейсморазведочных работ, поисковый, разведочный и эксплуатационный фонд скважин, контуры месторождений, структур, залежей, привязаны и оцифрованы все архивные карты региональных работ предыдущих исследователей по геологическому изучению территории. Также загружены публичные карты сверхвысокого качества, такие как «Яндекс», «OpenTopoMap», «Google» и другие.

Отмеченные проекты своевременно обновляются и пополняются новой необходимой информацией. Благодаря загрузке всей информации в одну базу данных и возможности отображения нескольких слоев сразу, например, схемы структурно-фациального районирования, контуров ЛУ и тектонической карты, можно наглядно увидеть в каких геологических условиях располагается тот или иной участок работ (рис. 2).

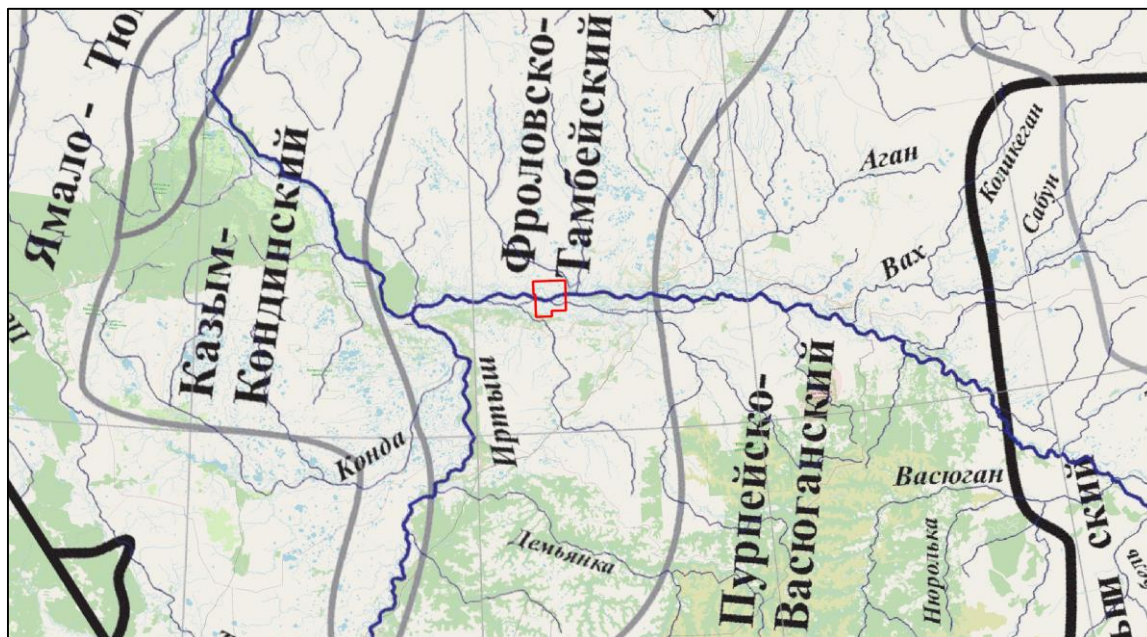


Рис. 2. Пример наложения карты структурно-фациального районирования, ОренТороМар и контура работы

В QGIS поддерживается порядка 2 700 проекций систем координат (СК) с помощью библиотеки PROJ.4. Описание каждой из них хранится в специальной базе данных SQLite, устанавливаемой одновременно с QGIS. Также имеется возможность создания пользовательской системы координат и использование локальной и служебной СК. Сбор базы данных ведется в единой системе координат. При необходимости проект можно пересчитать в любую другую СК.

В ПО QGIS работа через меню «Управление модулями», позволяет найти инструменты для работы над различными геолого-геофизическими задачами, от пересчета координат до интеграции с картографическими веб-сервисами. Помимо этого QGIS имеет мощный интерфейс программирования, который позволяет расширить базовую функциональность программного обеспечения, а также писать скрипты для автоматизации заданий. QGIS поддерживает популярный язык сценариев Python.

В ПО QGIS имеется инструмент для создания файлов привязки растров – «плагин Georeferencer». Он позволяет привязывать растры к географическим системам координат или системам координат проекции, создавая новый файл GeoTiff или добавляя файл привязки к существующему изображению. Основной подход к пространственной привязке растра заключается в размещении точек на растре, для которых можно точно определить координаты. Для корректной привязки необходимо не менее трех точек. Данный инструмент позволяет привязать архивные карты, которые затем можно оцифровать или отобразить с актуальной геолого-геофизической информацией (рис. 3).

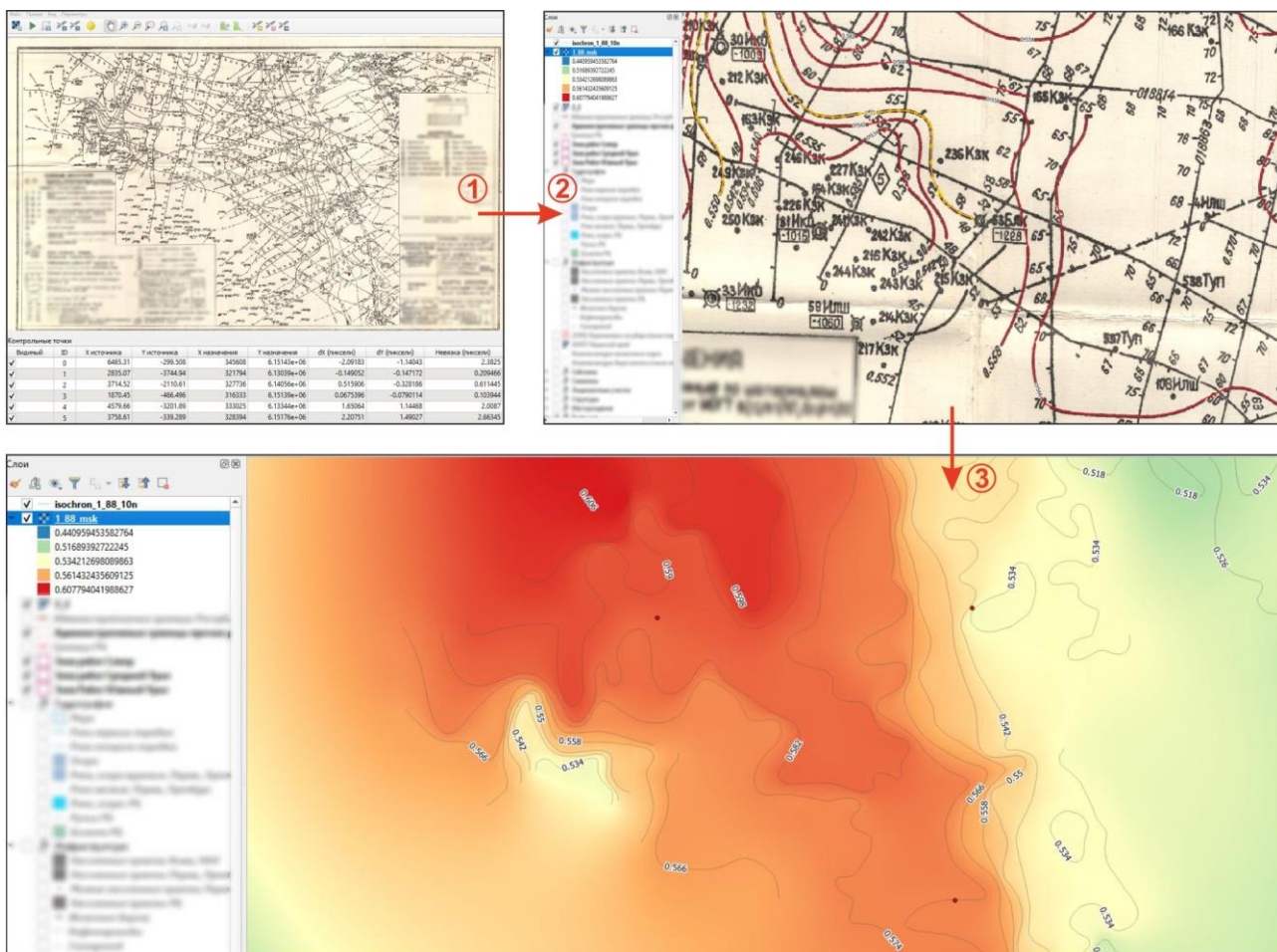


Рис.3. Привязка и оцифровка архивных структурных карт
 Условные обозначения: 1 – привязка карты; 2 – оцифровка изолиний; 3 – построение структурной карты по оцифрованным изолиниям

В QGIS есть возможность фильтрации данных. Существует несколько способов: фильтрация на основе атрибутов, пространственная фильтрация, фильтрация на основе запросов и фильтрация в свойствах слоя. Фильтрация на основе атрибутов дает возможность выбрать множество объектов на основе определенного атрибута. Пространственная фильтрация позволяет выбрать объекты по их расположению в пространстве (например, на территории ЛУ). Фильтрация на основе атрибутов включает функции фильтрации с использованием SQL-запросов при работе с базами данных, поддерживающими SQL-запросы, такими как PostGIS или SQLite. Фильтрация в свойствах слоя дает возможность производить фильтрацию непосредственно в определенном слое. Все перечисленные фильтрации позволяют в разы ускорить работу по анализу необходимых данных

Главным достоинством наличие базы в ПО QGIS является экономия временных ресурсов и трудозатрат. По предварительным расчетам, сроки обоснования проектной скважины при наличии базы в ПО QGIS могут сократиться до 40%. Данный эффект достигается за счет обобщения и систематизации результатов ранее выполненных работ в едином информационном пространстве. Системы ГИС позволяют объединить накопленные данные в различных подразделениях компании или даже в разных областях деятельности организаций целого региона, и сопоставляют их с глобальными базами данных.

В едином цифровом геопространстве ПО QGIS возможно визуализировать и объединить результаты ранее выполненных работ различных исполнителей, что позволит расширить границы оценки перспектив развития и расширения ресурсной базы.

В едином цифровом геопространстве ПО QGIS возможно визуализировать и объединить результаты ранее выполненных работ различных исполнителей. Одним из вариантов оценки перспектив нефтегазоносности исследуемой территории может стать поиск пропущенных залежей за пределами границ ЛУ, что при правильной постановке геологоразведочных работ позволит увеличить минерально-сырьевую базу страны (рис. 4).



Рис. 4. Поиск упущенных зон скопления запасов близ границ лицензионных участков (условная модель).

Таким образом, выделяются следующие преимущества применения ПО QGIS:

1. Использование ПО QGIS позволяет сэкономить денежные средства на покупке лицензии геоинформационной платформы и трудозатратах.
2. Создание единой геоинформационной базы данных, позволяющей упростить работу над проектами.
3. Использование в работе оцифрованных данных предыдущих работ.
4. Создание наглядных, качественных и понятных обзорных карт, требуемых для написания отчетов.
5. Поиск упущенных перспективных зон и направлений для поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых.

Список литературы

1. Гафуров А.М., Усманов Б.М. Основы работы в QGIS. Часть 1. Казань, Казан. ун-т 2022. С. 4
2. Демура Г. В. Разведка месторождений полезных ископаемых, ГИС и геофизическое опробование // Недропользование XXI век. 2014. № 2(46). С. 32-37.
3. <https://qgis.org/en/site/>

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Д.А. Горлов, А.А. Карташов, С.П. Левинуна

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

e-mail: gorlov@vnigni.ru, kartashovv@vnigni.ru, lev@vnigni.ru

Существенная часть территории Нижнего Поволжья занята юго-западной частью Прикаспийской впадины, а в ее пределах – Астраханским сводом. В 1976 году в известняках башкира среднего карбона здесь открыто гигантское Астраханское газоконденсатное месторождение, причем 65% его территории приходится на левобережье Ахтубы, остальные 35% - в пойме Ахтубы и Волги и на правобережье Волги (так называемый Правобережный участок). В 1994 году Астраханской НГРЭ начато бурение первой скважины на девонский комплекс на Володарской площади в левобережной части Астраханского свода проектной глубиной 6500 м. В настоящий момент в пределах Астраханского свода проводятся крупномасштабные работы по поиску, разведке и добыче углеводородов.

Отличительной особенностью Астраханского газоконденсатного месторождения является высокое содержание в свободных газах токсичного сероводорода. Его содержание в свободных газах башкирских отложений в пределах северного участка месторождения составляет 15,35%, увеличиваясь на Левобережном и юго-восточном участках до 25,97%, а к юго-западу на Правобережном участке – до 29,98%. Аналогичную тенденцию имеет и распределение в свободных газах углекислого газа: от 10-12% в северном и Левобережном участках и до 20,96% - в Правобережном участке. Газонасыщенность подошвенных вод Астраханского газоконденсатного месторождения увеличивается от центральных частей залежи к периферии от 7,7 м³/м³ (скв.8) до 19,6 м³/м³ (скв.12,37). При этом она контролируется содержанием сероводорода в водорастворенном газе, растворимость которого в водной фазе существенна [1].

Как показывает опыт разработки месторождений с высоким содержанием сероводорода, пластовая смесь может содержать пары элементарной серы, которые, конденсируясь, переходят сначала в жидкую, а затем и в кристаллическую серу [3, 4]. Жидкая сера получена как из неглубоких скважин с низким содержанием сероводорода (ФРГ, месторождение Буххорст, H₂S - 4,8%), так и из сверхглубоких (около 9 км) скважин с высоким его содержанием (США, месторождение Мюррей Франклин, H₂S - 98%). Растворимость серы в пластовой смеси зависит от состава смеси, давления и температуры. При этом сера может находиться в виде физраствора в углеводородах или в химически связанной форме. Известно большое количество модификаций серы (аллотропов). Растворимость этих модификаций различна, равно как и их химическая активность [3, 4].

При прогнозе содержаний токсичного сероводорода важное значение имеет литологическое выполнение возрастных комплексов, поскольку в терригенных отложениях сероводород реагирует с содержащимися в них окисными формами железа. Рассматриваемый район представляет собой зону сочленения разновозрастных Восточно-Европейской и Скифской платформ, и непосредственно к юго-западу от Астраханского свода находится Каракульско-Смушковская зона поднятий, представляющая собой систему пластин (чешуй), сложенных отложениями московско-артинского возраста, надвинутых со стороны кряжа Карпинского на подстилающие более древние образования каменноугольного возраста Прикаспийской впадины. Карбонатные отложения от верхнедевонского до среднекаменноугольного возраста мощностью до 2000 м в пределах центральной части этой зоны были вскрыты скважинами Смушковскими 2,5, Краснохудукскими 1,2 и Ашунскими 1,2,4. К западу от Краснохудукско-Смушковского массива карбонатные отложения замещаются терригенными. Об этом свидетельствуют, в частности, результаты бурения скв. 1

глубиной 4788 м на Западно-Чапчаевской структуре. Скважиной была вскрыта мощная (3476 м) толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников нижней перми, верхнего, среднего и нижнего карбона [5].

Зона углекислых газов расположена на самом юге описываемой территории. Высокие концентрации CO₂ обусловлены рядом факторов: во-первых, за счет гидролиза карбонатных минералов в зонах действия высоких температур; во-вторых, принадлежностью к зоне сочленения разновозрастных платформ, что определяет высокую тектоническую активность данной территории. Показательны в этом отношении сведения, полученные на Краснохудукской площади, где при испытании пяти объектов в каменноугольных отложениях в составе водорастворенных газов содержание CO₂ составило 54-89%, а в Ашунских скважинах 1 (3013-3300 м) и 2 Ашунской (3720-3741 м) поднялось до 90 – 93% [5].

Нахождение рассматриваемого района на стыке Восточно-Европейской и Скифской платформ обуславливает его новейшую геодинамическую активность, предопределенную, в частности, и прохождением через него сквозного Евро-Африканского тектонического пояса. Это усиливает сейсмичность территории, а также вызывает различные глубинные тепловые аномалии, например, Мынтобинскую геотермическую аномалию на юге Прикаспийской впадины [2]. Поднимающиеся по зоне разломов глубинные флюиды часто содержат и такой экологически небезопасный элемент, как ртуть. Было проведено исследование особенностей формирования микрокомпонентного состава подземных вод Астраханского газоконденсатного месторождения на примере вод хвалынского горизонта [3, 4]. При этом сравнение проводилось со значениями предельно допустимых концентраций (ПДК) ртути, которые для пресных вод и вод рыбных хозяйств составляют 5×10^{-4} мг/л. Установлено, что в период с 1990 по 1993 г.г. концентрация ртути в водах хвалынского горизонта колебалась от 2×10^{-4} до 8×10^{-3} мг/л. Если первое значение не превышает ПДК, то второе – превышает более, чем на порядок.

Проведение комплекса нефтепоисковых и геолого-разведочных работ в регионе Нижнего Поволжья, безусловно, является важной народно-хозяйственной задачей, которой занимаются многие научно-исследовательские и производственные организации. Однако и об охране окружающей среды и соблюдении нормативов ПДК по опасным выбросам необходимо заботиться, особенно в таком уникальном природном объекте, как район Ахтубы Нижнего Поволжья.

Список литературы

1. Ильченко В.П., Стадник Е.В. Газогидрогеохимические поля в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины – «Геология нефти и газа» №2, 1992, с. 27-30.
2. Огаджанов В.А., Огаджанов А.В. О природе Мынтобинской геотермической аномалии – «Недра Поволжья и Прикаспия» вып.99, 2019, с.75-81.
3. Перепеличенко В.Ф. «Компонентоотдача нефтегазоконденсатных залежей» - М., «Недра», 1990, с.270.
4. Перепеличенко В.Ф., Баишев В.З., Кузнецов М.А. Сырье Астраханского газоконденсатного месторождения – «Газовая промышленность» № 12, 1986, с.30-31.
5. Соловьев Б.А., Кондратьев А.Н., Левшунова С.П. Состояние и перспективы развития нефтегазопроисковых работ в зоне сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского – «Геология нефти и газа» № 4, 2010, с.31-38.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ ПРИ ЗАРЕЗКЕ БОКОВЫХ СТВОЛОВ (ЗБС С СМС)

А.О. Кабанов, И.И. Камильянов, Ф.Р. Ардисламов

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа

e-mail: KabanovAOI@bnipi.rosneft.ru, ArdislamovFR@bnipi.rosneft.ru

KamilyanovII@bnipi.rosneft.ru

Бурение боковых стволов (рис. 1) стало одной из наиболее инвестиционно привлекательных технологий, направленных на стабилизацию и дальнейший рост добычи нефти, в частности из трудно извлекаемых запасов. Данный метод служит для интенсификации системы разработки месторождений, увеличения коэффициента извлечения нефти из продуктивных пластов и фактически заменяет уплотнение сетки скважин.

Зарезка боковых стволов (ЗБС) – это эффективная технология, позволяющая увеличить добычу нефти месторождения и коэффициент извлечения нефти из пластов, вернуть в эксплуатацию нефтяные скважины, которые не могли быть возвращены в действующий фонд другими методами. Путем бурения боковых стволов в разработку вовлекаются ранее не задействованные участки пласта, а также трудноизвлекаемые запасы нефти, добыча которых ранее представлялась нерентабельной.



Рис. 1. Алгоритм строительства скважины ЗБС

Технологии проведения ГТМ ЗБС.

Основной (традиционный) вариант зарезки бокового ствола – вырезка «окна» с ликвидацией материнского ствола. В скважину спускают клин–отклонитель (отклонитель) с ориентирующим устройством и устанавливают на искусственный забой (рис. 2).

Зарезку и бурение второго ствола производят в теле эксплуатационной обсадной колонны в произвольном направлении. Траектория бокового ствола зависит от интервала материнского ствола и от направления залегания продуктивного пласта. Участки скважин, включающие глубины спуска насосов, должны быть пробурены со стабилизацией направления скважины. После проведения операции по вырезке окна в эксплуатационной колонне материнского ствола производят строительство наклонно-направленного участка бокового ствола. Бурение горизонтального участка бокового ствола ведут с применением

роторных управляемых систем (РУС) и винтового забойного двигателя (ВЗД). В дальнейшем, по необходимости и согласно проектной документации, проводятся дополнительные мероприятия - многостадийный гидравлический разрыв пласта (МГРП).



Рис. 2. Схема бурения боковых стволов

В СССР первые многозабойные скважины были пробурены в начале 50-х годов 20 века башкирскими нефтяниками на месторождениях Ишимбайского района, но промышленный масштаб использования наступил только в последнее время. Этому способствовали научно-технические разработки, открытие и освоение нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. При этом стоит отметить, что боковые стволы получили огромную популярность за рубежом. Например, за последние 25 лет насчитывается более 40000 горизонтальных скважин с боковыми стволами в США и Канаде.

В данной работе предложен и проанализирован новый метод бурения боковых стволов - «ЗБС с сохранением материнского ствола» (рис. 3), который позволяет проводить зарезку на эксплуатационных скважинах, поскольку материнский ствол после ГТМ остается в работе. Также метод позволяет совершенствовать/трансформировать систему разработки месторождения.

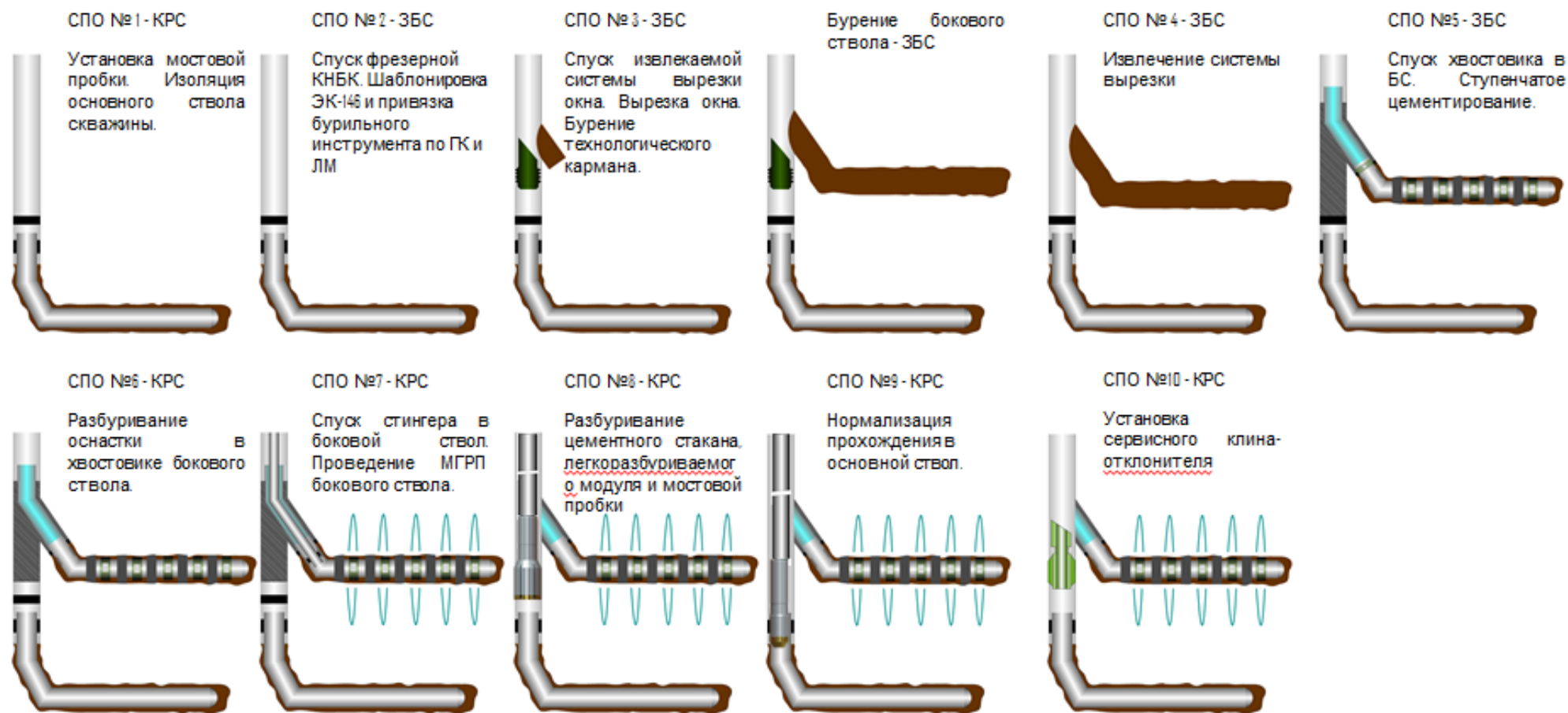


Рис. 3. Алгоритм строительства скважины (ЗБС с сохранением материнского ствола)

Потенциальный фонд скважин-кандидатов под ЗБС с СМС

По традиционной технологии резетки бокового ствола клин-отклонитель остается в материнском стволе скважины. Ствол скважины ниже него заполняется цементом, ликвидируя доступ. Ввиду того, что при ЗБС с СМС материнский ствол остается в работе, число потенциальных скважин-кандидатовкратно возрастает. На текущий момент при внедрении технологии ЗБС с СМС количество потенциальных кандидатов на месторождениях ЮНГ возрастает на **33%**. (рис. 4).

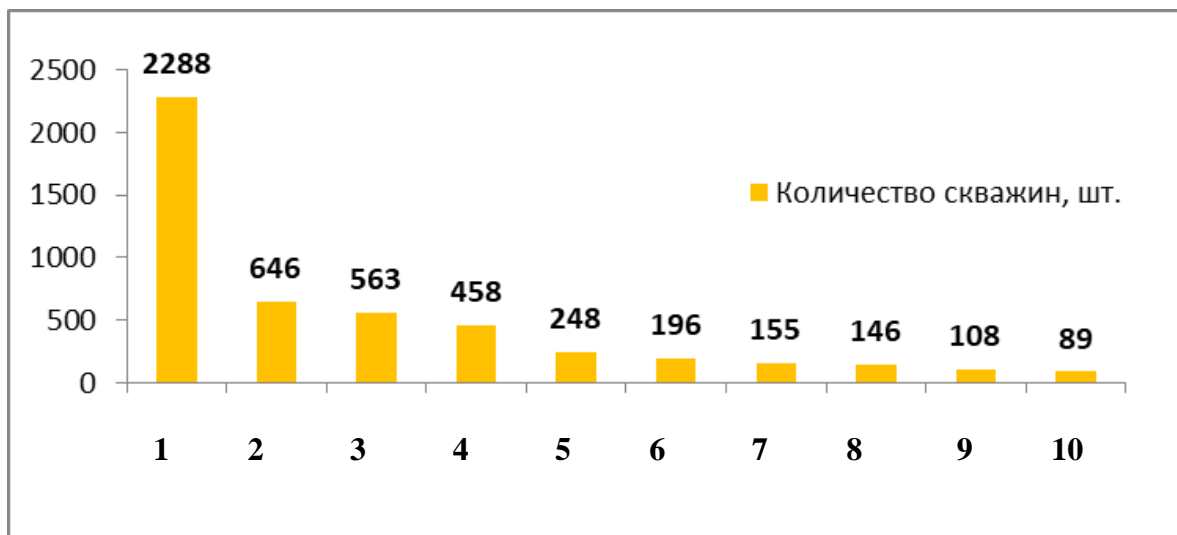


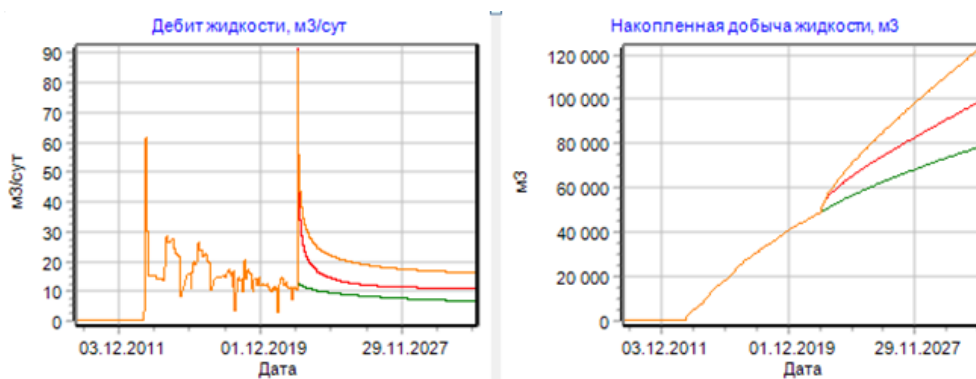
Рис. 4. Фонд потенциальных кандидатов

Согласно проведённой оценке месторождений ЮНГ, наибольшее количество потенциальных кандидатов выявлено: месторождение 1 (2288 скв.), месторождение 2 (646 скв.), месторождение 3 (563 скв.), что создаёт большой скважинный фонд для выбора кандидатов на проведение ГТМ ЗБС с СМС.

Расчеты

В данной работе были произведены расчеты (рис. 5, табл. 1) по запускным параметрам и накопленной добыче по трем скважинам на месторождении X, и был проведен сравнительный анализ различных методов.

1. **Базовый вариант** - работа без ГТМ;
2. **Обычный ЗБГС** - материнский ствол изолируется;
3. **ЗБГС с сохранением материнского ствола** - материнский ствол не изолируется и продолжает работать.



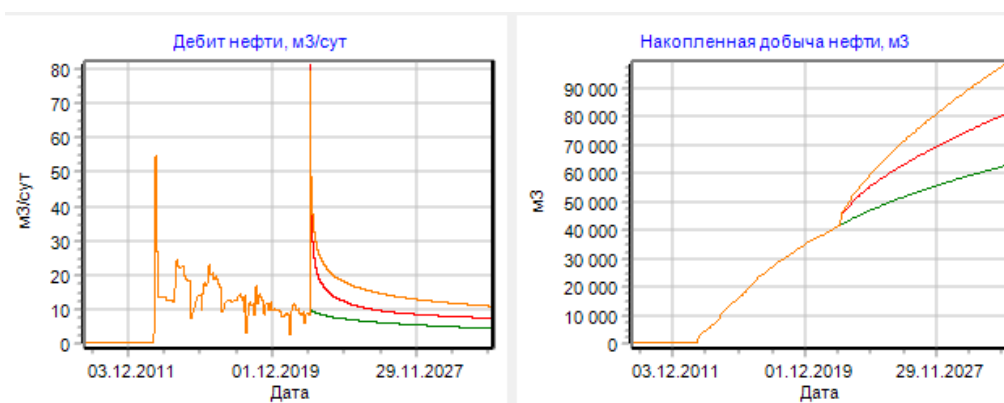


Рис. 5. Графики сравнительного анализа различных методов

Таблица 1

Результаты расчета эффективности на 10 лет

Скв.	Пласт	Направление	Тип ствола	Тек. Состояние	Запускные ЗБГС (Вариант 2)		
					Qж, м3/сут	Qн, т/сут	Обв-ть, %
1	АС11 1	ЮВ 380/300м	МГРП с СМС	30м3/6т/79%	92	52	35
2	АС12 1	СЗ 420/300м	МГРП с СМС	12м3/9т/18%	49	36	13
3	АС10 1	СЗ 400/300м	МГРП с СМС	11м3/8т/21%	44	34	10

Запускные ЗБГС с СМС (Вариант 3)			Накопленная добыча нефти, тыс. т.			Доп. добыча нефти, тыс. т.		Потери, тыс. т.
Qж, м3/сут	Qн, т/сут	Обв-ть, %	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 3	Вариант 2	Вариант 3	
113	56	42	18	44	58	26	30	0.68
57	42	16	22	37	54	15	32	1.10
52	40	12	18	29	42	10	24	0.88

*В таблице представлены предварительные расчеты. Данные расчеты подлежат пересмотру по результату реализации профилей бурения

Выводы

Использование технологии ЗБС с СМС позволит:

- Кратно увеличить фонд потенциальных скважин-кандидатов на ЗБС (+33%)
- Увеличить объем извлекаемых запасов (до 32 тыс. тонн со скважины за горизонт оценки ГТМ в рамках произведенных расчетов по скважинам)
- Интенсификация добычи по объекту разработки.

ДРЕВНИЙ КАРСТ ШЕДОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

И.Х. Кадырбаков^{1,2}, Н.О. Меркулов^{1,3}

¹ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Уфа

²Уфимский университет наук и технологий, Уфа,

³Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе
МГРИ, Москва

В процессе геологоразведочных работ на Шедокском месторождении известняков нами установлено получены материалы, заставляющие сделать выводы о крайне широком развитии карстовых процессов, причем наиболее масштабные процессы карстования происходили не в плейстоцене, а в предшествующие эпохи.

Нами выделено два типа карста: открытый и «закрытый».

К открытому карсту отнесены зафиксированные пустоты и полости (зафиксированные по провалу инструмента и/или описанию керна скважин).

К закрытому карсту отнесен карст, фиксируемый по изменению (уменьшению) мощности в разрезе карбонатных толщ на уровне пачек и свит (вплоть до полного «выпадения» из разреза целых пачек и свит. Данное явление связывается нами с «схлопыванием» обрушением сводов древних пещер и полостей.

Заполненный карст не выделялся по той причине, что материал заполнения (известковые глины и мергели) идентичен материалу седиментационных прослоев мергелей и известковых глин.

По корреляции с фиксируемыми в районе поверхностями выравнивания, датируемые миоценом, мы считаем, что формирование основных объемов карста произошло в миоцене или начале плиоцена.

Результаты картографирования степени закарстованности (рис 1) карбонатных толщ участка показывают, что в западной части участка Шедокского месторождения фиксируется мощная «карстовая долина», в пределах которой степень выщелачивания известняков колеблется от 70 до 100 %. Известняки прасоловской свиты фрагментарно картируются в реликтах и «столбах». Известняки джегутинской свиты выщелочены полностью. «Карстовая долина» делит участок недропользования на две неравные части. В тектоническом плане карстовая долина приурочена к взбросу, отчетливо фиксируемому по кровле отложений альба [1, 2,].

Влияние «карстовой» долины распространяется на прилегающие блоки, сложенные джегутинской свитой. В пограничных зонах блока фиксируется повышенная доля открытого карста, достигающая 45 % [3, 4].

Восточная часть участка также значительно затронута процессами древнего карстования. Степень закарстованности колеблется от 50 до 70 %. Фиксируется только несколько более сохранных участков.

Распространение открытого карста также более равномерное. По большей части Восточного участка она не превышает 30 %, фрагментами повышаясь до 45 %.

Подавляющий объем открытого карста представлен мелкими полостями, межслоевыми щелями, мощностью 0,05 - 0,5 м. Однако фиксируются и крупные полости (пещеры). Высота наиболее крупной полости составила 6,0 м (установлена скважиной 20). Крупная полость вскрыта и скважиной 11. Распространение открытого карста контролируется литологическими границами. Как уже упоминалось, наблюдается корреляция степени «открытой» закарстованности и степени развития древнего карста. Вероятно, часть открытого карста является реликтами древнего карста. Но в развитии крупных полостей прослеживается и своя закономерность, что говорит о перестройке системы водных потоков и активизации карстовых процессов к четвертичному периоду, пусть и не столь значительной [3].

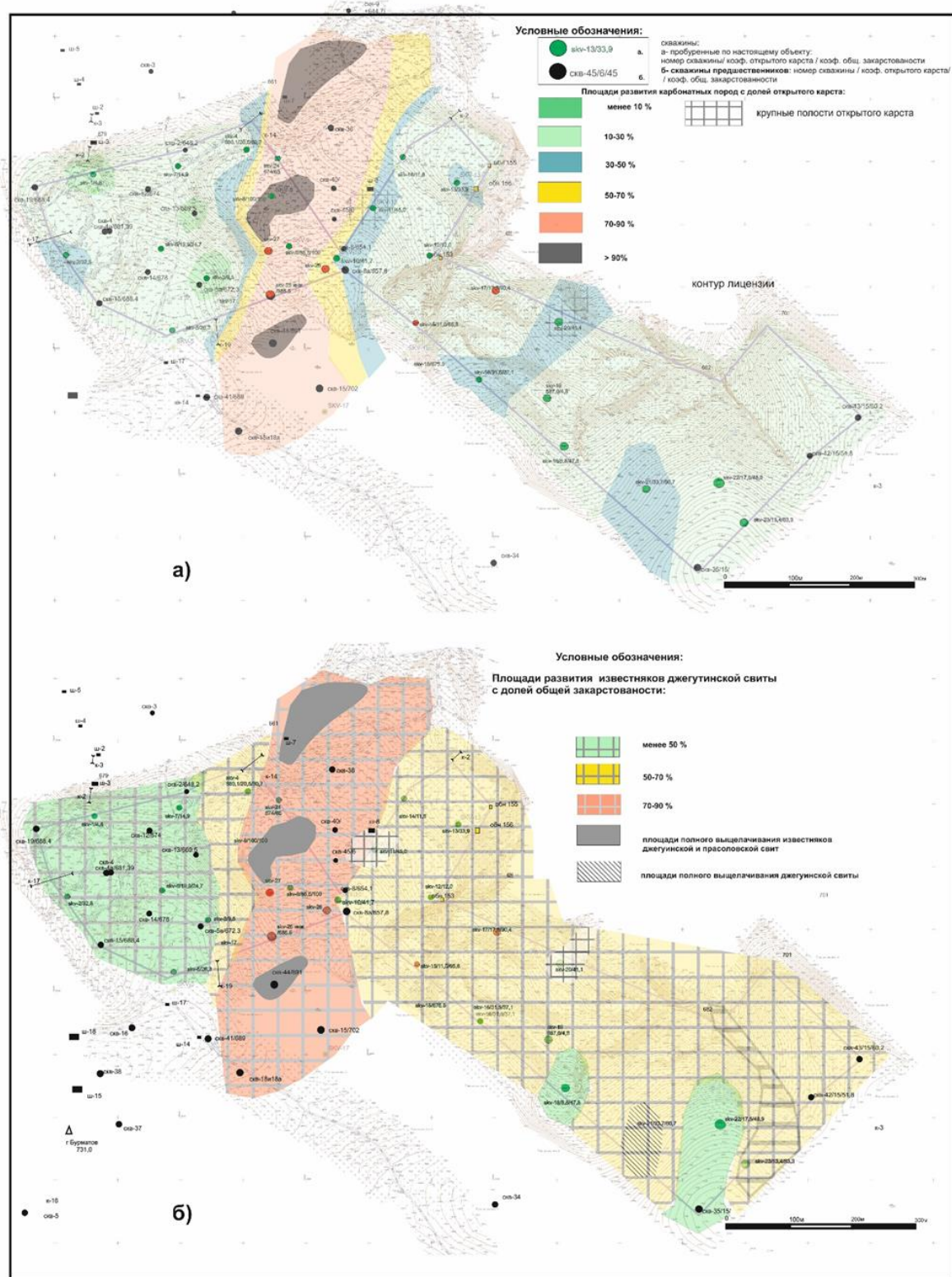


Рис. 1. Распределение закрытого древнего и открытого карста на Шедокском месторождении известняков: а- открытого карста, б- закрытого древнего карста

Мы попытались оценить степень закарстованности залежей древним закрытым карстом. Учитывая сомнения в корректности данных предшественников по закарстованности в выборку включались только результаты подсчетов по скважинам, пробуренным в 2022 г. Подсчет выполнен по джегутинской свите. Такое решение вызвано тем, что имеется

достаточно достоверных пересечений кровли известняков джегутинской свиты под перекрывающими образованиями прасоловской свиты.

Карбонаты прасоловской свиты, как правило, подвержены эрозии (выходят на поверхность или перекрыты рыхлыми отложениями кайнозоя). Перекрытие прасоловских образований палеогеновыми отложениями установлено только в одной скважине.

Для корректного подсчета, в выборку включены данные о мощности толщи известняков (с исключением открытого современного карста) в скважинах, где джегутинская свита перекрыта известняками прасоловской свиты и таким образом, влияние эрозионного среза исключено. Полная мощность джегутинской свиты установлена в скважине предшественников № 13, пройденной в западной части участка изучения, и она составила 45,0 м. В пределах южного массива наибольшая мощность джегутинской свиты установлена в скважине № 7 (42,4 м). Данные по скважине предшественников № 13 приняты в расчетах в качестве мощности свиты, до процессов карстования [2].

Данный подход опирается на анализ литологических особенностей джегутинской свиты и анализ мощностей свиты по прилегающей территории. По материалам геолого-съёмочных работ (мощность джегутинской свиты, а пределах листа L 37-XXXV от 40 до 80 м) [5]. Необходимо отметить, что коренные колебания мощности фиксируются в выработках, отстоящих друг от друга на расстоянии 50-150 м. Так, скв 1958 г № 13 (с полной мощностью свиты) отстоит от до скв 8 *2022 г (с полным отсутствием свиты) всего лишь на 120 м. Особенности вещественного состава свиты свидетельствуют о формировании известняков джегутинской свиты в условиях стабильного мелководного шельфа. Джегутинская свита картируется по северному склону Северного Кавказа на протяжении не менее 800 км. При этом ее мощность стабильная и колеблется в пределах 40-90 м. Таким образом, наблюдаемые колебания мощности джегутинской свиты могут быть объяснены только влиянием карстовых наложенных процессов, но никак не изменением фациальных условий ее формирования.

Расчет показывает, что средний по месторождению коэффициент открытого карста составляет 19,41 %, а древним карстом выщелочено 55,8 % объема известняков джегутинской свиты. С учетом открытого карста, общий объем закарстованности джегутинской свиты оценивается в 61,2 %.

Полученные материалы свидетельствуют о развитии на Северном Кавказе мощнейшего карстового процесса в миоценовую и /или плиоценовую эпохи, не дооценённого в современных представлениях. Данное явление необходимо учитывать при оценке перспектив территории на карстующиеся полезные ископаемые.

Список литературы

1. Будкина Г.И., Отчет о детальных геологоразведочных работах на Шедокских месторождениях гипса и известняка по сост. на 1/П-1957 г. ТФГИ по Южному федеральному округу. Краснодарский филиал.
2. Кауфман И.М., Еремин И.Н. Отчет о разведке Шедокского месторождения известняков для нужд сахарной промышленности в Псебайском районе Краснодарского края в 1957-1958гг. / 1958 ТФГИ по Южному федеральному округу. Краснодарский филиал.
3. Кузнецов В.Ф., Отчет о предварительной разведке Псебайского (Шедокского III) месторождения известняков в Мостовском районе Краснодарского края. 1987 г. ТФГИ по Южному федеральному округу. Краснодарский филиал. № 26050.
4. Пильтенко М.К., Шедокское месторождение известняков Мостовский район, Краснодарского края /По работам Краснодарской геологической экспедиции Ростов-на Дону, 1946. ТФГИ по Южному федеральному округу. Краснодарский филиал.
5. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В., Черных В.И., Тузиков Г.Р., Греков И.И., Токарев В.Н, Деркачёва М.Г., Соколов В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Издание второе, Серия Кавказская, Лист L-37-XXXV, Майкоп. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2004. ТФГИ по Южному федеральному округу. Краснодарский филиал.

ВЫБОР РАЦИОНАЛЬНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СПОСОБОМ

К.А. Карпетян, А.З. Чилингарян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

3115, Гюмри, ул. В.Саргсяна, 5, РА

e-mail: Kara.Karapetyan@gmail.com

При решении большинства геологических задач возникает проблема выбора наиболее информативных геофизических методов и определения последовательности их применения с целью получения максимального эффекта. Такой эффект может быть достигнут лишь при рациональном комплексировании геофизических методов. Выбор рационального комплекса достаточно сложен и строго индивидуален, т.е. зависит от конкретной решаемой задачи и других многочисленных факторов. Поэтому нами была выбрана статистическая модель комплексной интерпретации [1,9].

Цель работы определить количество признаков в комплексе и оценить надежность выделения геофизических аномалий при обработке данных геофизических наблюдений корреляционным способом с помощью комплексного параметра S_k .

Для комплексной интерпретации геофизических данных статистическими методами в работах [6,7] предлагается разложение исходных полей по естественным ортогональным составляющим и последующая свертка совокупности в каждой точке в некоторый комплексный параметр S_k

$$\sum x_{ij} h_i = S_k > T, (1)$$

где x_{ij} – значение исходного поля, h_i – весовые коэффициенты, T – некоторый порог. Выбор порога T определяется заданием вероятности

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{x^2}{2}} dx. (2)$$

Для вероятности $\gamma = 95\%$ $T = 1,65$. Так как дисперсия величины S_k равна λ_{\max} , то для вероятности $T = 1,65 \sqrt{\lambda_{\max}}$. λ_{\max} – максимальное собственное значение корреляционной матрицы исходных полей X_{ij}

$$X_{ij} = \begin{vmatrix} X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1n} \\ X_{21} & X_{22} & \dots & X_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{m1} & X_{m2} & \dots & X_{mn} \end{vmatrix}, (3)$$

где $i = 1, \dots, m$; $j = 1, \dots, n$ число пикетов по каждому методу [5,8].

Физическая интерпретация первой главной компоненты при подобной обработке сводится к тому, что позволяет выделить такие объекты в m – мерном пространстве признаков, которые характеризуются максимальной энергией в данном пространстве, т.е. объекты, вызывающие аномалии по большинству признаков. Коэффициенты корреляции вычисляются по формуле

$$b_{kl} = \frac{1}{n} \sum (x_{jk} - \bar{x}_k)(x_{jl} - \bar{x}_l), (4)$$

где \bar{x}_k и \bar{x}_l – средние значения каждого параметра по профилю. Поскольку различные параметры измеряются в неодинаковых единицах, необходимо провести нормировку исходных данных следующим образом:

$$x_{jk}^0 = \frac{x_{jk}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{jk} - \bar{x}_k)^2}} \quad (5)$$

Из выражения (4) b_{kl} являются элементами корреляционной матрицы А, порядок которой определяется количеством используемых параметров.

Результаты исследований представлены на примере обработки геофизических данных, полученных на участке “Южный” Шаумянского полиметаллического месторождения в Армении [4]. Район месторождения характеризуется широким развитием вулканогенных и вулканогенно – осадочных образований средней и верхней юры, смятых в крупную пологую брахиантиклинальную складку северо–западного простирания, на крыльях которого развиты также и осадочные породы мелового возраста. Северо – восточное крыло Кафанской брахиантиклинали, где сосредоточены все основные колчеданные месторождения и рудопроявления района, осложнено рядом разрывных нарушений близмеридианального простирания, в результате чего оно приобрело блоковое строение. Шаумянское месторождение приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с запада крупным Барабатум – Халаджским а с востока – Тежадинским разломами [2].

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные породы средней и верхней юры. Наиболее древними являются вулканогенно – осадочные породы бассейна реки Чинар, представленные туфами и реже лавами андезитового, андезито – дацитового состава, туфопесчаниками и песчаниками с редкими прослоями известняков.

На Шаумянском месторождении рудные жилы, размещенные среди андезито – дацитовых кварцевых порфиров, являются основными вмещающими полиметаллического оруденения с содержанием золота и серебра. Проведенные исследования позволяют выдвинуть предположение о возможности промышленного значения, установленного на месторождении оруденения прожилкового – вкрапленного типа [2,3]. Геофизические исследования на уч. “Южный” Шаумянского месторождения проводились методами вызванной поляризации (ВП), сопротивления, блуждающих токов (БТ), гравirazведки и ранней стадии ВП (РСВП). Применение такого широкого комплекса методов вызвано тем, что участок характеризуется сложным геологическим строением и проявлениями интенсивных промышленных помех.

Геофизические наблюдения на участке проводились по пяти профилям длиной до 1км. Здесь рудовмещающие андезито – дацитовые порфиры покрыты валунно - галенистыми отложениями, мощность которых варьирует в пределах 40 - 60м. На участке выявились относительно низкие значения удельного сопротивления- (ρ_k) , вероятно, из-за повсеместной околорудной минерализации горных пород [4]. Поэтому результаты наблюдений по методу сопротивления не были включены в комплекс статистической обработки.

Для оценки целесообразности применения комплекса из методов ВП, ранней стадии ВП, блуждающих токов и гравirazведки на этом участке были вычислены значения параметра S_k в сочетании всех вариантов; из двух, трех и четырех методов.

Исходные данные были заданы в виде матрицы X

$$X = \begin{pmatrix} x_{\eta 1} & x_{\eta 2} & \dots & x_{\eta n} \\ x_{\psi 1} & x_{\psi 2} & \dots & x_{\psi n} \\ x_{\rho 1} & x_{\rho 2} & \dots & x_{\rho n} \\ x_{\gamma 1} & x_{\gamma 2} & \dots & x_{\gamma n} \end{pmatrix},$$

где $x_{\eta i}$ - данные по методу ВП, $x_{\psi i}$ – по методу БТ, $x_{\rho i}$ по ранней стадии ВП и $x_{\gamma i}$ - данные гравirazведки.

В качестве примера на рисунке 1 приведены кривые комплексного параметра S_k (кривая д) для четырех методов по профилю 0.

В качестве примера на рисунке 1 приведены кривые комплексного параметра S_k при комплексе из трех параметров по профилю 0. На рисунке 1,г представлена кривая S_k из параметров $\Delta\Psi, \eta_k, \Delta g$ по профилю 0, на которой выявляются четыре аномальные зоны. Первая зона наблюдается в интервале пикетов 16 – 20, вторая – 10 – 15ПК, третья и четвертая зоны совпадают со второй и третьей аномальными зонами на кривой $S_k((\Delta\Psi, \Delta g)$.

Аномальная зона выделяется на кривой $S_k(\Delta\Psi, \eta_k, \eta_{PCBP})$ (рис. 1,в). Кривая S_k , полученная при сочетании параметров $\Delta\Psi, \Delta g$ и η_{PCBP} (рис. 1,б), имеет одну широкую аномалию. Аномальные зоны, наблюдаемые на кривой $S_k(\eta_k, \Delta g, \eta_{PCBP})$ (рис. 1,а) своим местоположением повторяют аномалии на кривой $S_k(\Delta\Psi, \eta_k, \Delta g)$ (рис. 1, г).

Исходя из исследований результатов полевых наблюдений методами ВП, БТ, РСВП и гравиразвдвки можно подтвердить, что комплексом геофизических методов выделяются четыре аномальные зоны на пикетах 16 – 20; 10 – 15; 4,5 – 7 и на пикете (-5), где полученные значения комплексного параметра S_k выше порогового T (см. Таблицу 1). Эти зоны характеризуются высокими значениями S_k , которые достигают значений 1,2–1,8 и превышают порог принятия решения о наличии аномалии. Они наблюдаются почти на всех кривых S_k при сочетании параметров из двух, трех и четырех методов, хотя в некоторых случаях, несколько смещены или сливаются в общую аномалию.

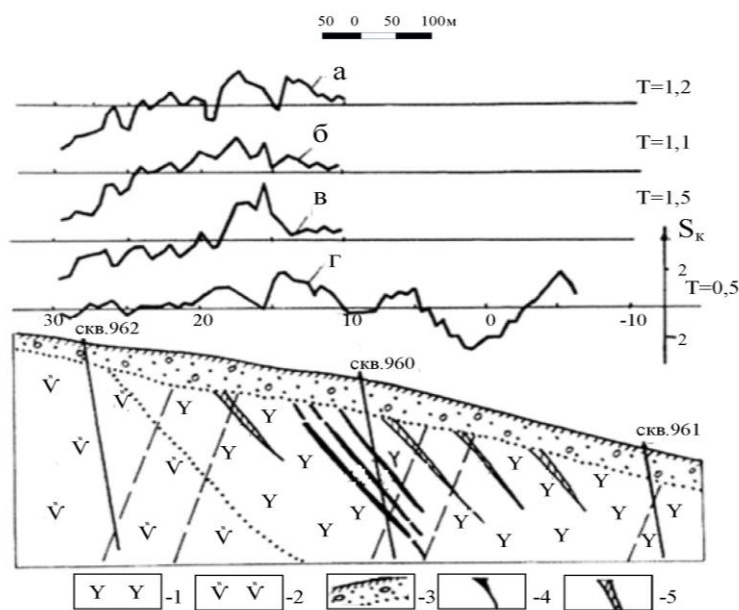


Рис. 1. Результаты геофизических работ и комплексная кривая S_k для четырех методов по профилю 0. Участок “Южный” Шаумянского месторождения
 1 – инсекционные брекчии, лавобрекчии; 2 – миндалевидные андезиты и их лавобрекчии; 3 – аллювиальные – деллювиальные отложения; 4 – рудные зоны; 5 – предполагаемые рудные зоны; а,б,в,г, –соответственно кривые $(\eta_{\hat{\epsilon}}, \Delta g, \eta_{\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}})$; $S_k(\Delta\Psi, \Delta g, \eta_{\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}})$; $S_k(\Delta\Psi, \eta_{\hat{\epsilon}}, \eta_{\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}\hat{\Delta}})$; $S_k(\Delta\Psi, \eta_{\hat{\epsilon}}, \Delta g)$.

Таблица 1.

Значения порога T при $\gamma = 95\%$ вероятности для комплексного параметра S_k по профилю 0 на уч. “Южный” (p - число методов в комплексе)

Порог T	при $p=4$	при $p=3$	а	б	в	г
T	1,4	T	1,2	1,1	1,5	1,9
при $p=2$	а	б	в	г	д	е
T	0,4	0,9	1,4	0,7	0,01	0,9

Результаты исследований показали, что на участке “Южный” Шаумянского месторождения комплекс из параметров $\eta_{рсвп}$ и Δg не дает аномальных значений.

По проведенным исследованиям можно сделать следующие выводы:

- Наиболее информативным является комплекс из параметров ($\Delta\Psi, \eta_{\epsilon}, \Delta g$) который указывает на эффективность применения методов ВП, блуждающих токов и гравиразведки для выделения рудных тел.

- Большое число методов, применяемых в комплексе геофизических исследований не всегда дает наиболее весомую информацию. Более важно установить комплекс из каких методов и какое количество применяемых методов использовать, чтобы при статистической обработке исходных данных получать наиболее надежную информацию с наименьшими затратами.

Список литературы

1. Гольцман Ф.М. Физические аспекты статистической теории интерпретации наблюдений. Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1971, #7, с.3-13
2. Добровольская М.П., Кодхоян А.А., Кортман Р.В. Минеральный состав руд Шаумянского полиметаллического месторождения и закономерности распределения в них редких и рассеянных элементов. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, #2 .
3. Зограбян С.А. Положение Шаумянского месторождения в юрском вулканогенном комплексе Южной Армении. . Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1979, #3
4. Научно-технический промежуточный отчет за 1981-1982гг. Тема: «Усовершенствование теории и методики, а также основ комплексирования геофизических методов в сложных геологических условиях с целью решения разведочных и эксплуатационных задач». Раздел: «Комплексирование геофизических методов при изучении рудных месторождений Арм. ССР на стадии предварительной, детальной и эксплуатационной разведки». Фонды ИГИС АН Арм. ССР, Ленинакан, 1983, 136с.
5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986, 342 с.
6. Никитин А.А., Кленчин А.Н. Компонентный анализ в задачах обработки и интерпретации геофизических данных. М., Физика Земли, 1984, 12, стр. 40-52
7. Трофимова Т.А., Никитин А.А. Корреляционный способ обработки данных геофизического комплекса. Изв. вузов, Геология и разведка, 1975, 9, стр. 92-99
8. Chayes F. Ratio correlation, University of Chicago Press, 1971, 108 p.
9. Morrison D.F. Multivariate statistical methods. McGraw Hill, New York, 1967, 338 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

А.В. Кочергин, Н.Р. Галимов

ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Уфа

Последние десятилетия наблюдается консервация подходов к изучению вещественного состава полезных ископаемых и вмещающих пород при подготовке месторождений. Объемы и виды работ вкладываются в жесткие рамки Методических рекомендаций по подсчету запасов, и в этой системе минералогические и петрографические исследования занимают скромное место.

Однако, как показывает практика, технологические, свойства полезного ископаемого, их обогатимость обусловлены именно минералогическими особенностями вещества.

Более глубокое изучение вещества приносит порой неожиданные результаты, позволяет увидеть причины технологических свойств, сберечь средства и время на выполнение испытаний, изначально обреченных на неудачу.

Мы хотим поделиться своим опытом использования минералогии в оценке качества полезного ископаемого, его обогатимости, перспектив месторождений.

Железоокисные пигменты (охры) Южного Урала. Качество пигментов определяется их красящей способностью (обуславливающей расход пигмента в красящей системе), стабильностью и чистотой цветовых характеристик.

В начале пути нам казалось, что мы быстро поймем причины цветовых и технологических свойств охр, особенно в сравнении с синтетическими пигментами, хорошо изученными и описанными в специальных документах. Однако, оказалось, что полного сопоставления не получается.

Показателен пример охр Зигазино-Комаровского железорудного района. Здесь присутствуют охры желтого, коричневого, черного транспарентного(умбры) цвета, путем термической обработки получают пигменты красно-сиреневого цвета.

Нами использованы самые тонкие методы изучения вещества: рентгеноструктурный анализ, мессбауэровская спектроскопия, сканирующая и просвечивающая электронная микроскопия. И ожидали, что коричневый цвет связан с присутствием свободных оксигидрооксидов марганца, черный - маггемита. Удивительно, но все пигменты по своей рентгеновской картине, мессбауэровским спектрам, микроскопии близки и характеризуются крайне высокой дисперсностью частиц гетита. Различия незначительны и устанавливаются только в сравнении.

Минералогические исследования позволили сформулировать следующие выводы:

- основной фазой всех типов пигментных руд ЗКРР являются альфа гидроксиды железа (гетит-гидрогетит), об этом свидетельствует наличие пиков с максимумами $4,18\text{Å}^\circ$ - $2,44\text{Å}^\circ$ - $2,68\text{Å}^\circ$. Часть гидроксидов железа представлена дисперсной фазой – ферригидритом и-или супермагнитной фазой – d-гидроксидами железа, о чем свидетельствует значительно превышающая стандарт для гетита интенсивность линий $2,5\text{Å}^\circ$, характерных для ферригидрита и d- гидроксида железа. Наибольшей интенсивности они достигают на дифрактограмме турьита (обр. 4615),

- пигменты ЗКРР характеризуются более высокой дисперсностью слагающих их частиц гидроксидов железа (если размерность частиц гетита промышленных желтых пигментов составляет первые микрометры, то в наших пигментах – десятки нанометров).

Желтые пигменты «Белферокс» отличаются от коричневых охр и умбр присутствием значимых объемов (около 30%) более окристаллизованной фазы, с размерностью игольчатых кристаллитов и их сростков 100-300 нм, редко до 1000 нм. Коричневые пигменты сложены мелко- и ультрадисперсным гетит-гидрогетитом с наиболее низкой степенью кристалличности. График функции восстановленного распределения параметра магнитной

сверхтонкой структуры умбр не захватывает области полнокристаллического гетита. Это свидетельствует об относительно высокой кристалличности вещества умбр, при его высокой дисперсности.

- кристаллиты пигментов ЗКРР формируют агрегаты и агломераты. В их составе преобладают глобулярные, сфероподобные, округло-угловатые и приплюснuto-эллипсоидальные частицы гидроксидов железа, размером 90–450 нм. Эти частицы сконцентрированы в овальные, сигарообразные, каплеобразные агломераты, размерностью от первых мкм (для желтых охр) до десятков мкм (для коричневых охр);

- пигменты ЗКРР отличаются меньшей маслосемкостью, большей химической стойкостью, что вероятно связано с более длительным (по сравнению с синтезом) временем формирования кристаллитов;

- основную роль в изменении цвета желто-коричневого спектра природных пигментов играет количество марганца и форма его локализации в пигментном веществе (в виде самостоятельных минералов или структурных примесей в гидроксидах железа);

- необычные пигментные свойства умбр – просвечиваемость, высокая маслосемкость и черный цвет в полном тоне, связаны с высокой дисперсностью относительно хорошо окристаллизованного гетита.

Базальты для кровельной посыпки.

Кровельные гранулы выполняют роль декоративного и защитного покрытия гибкой черепицы и полимерно-битумных мембран. Основой гранулы является каменная крошка. Изменение цвета, появление пятен и подтёков ржавчины на полимерно- битумных кровлях является одним их наиболее частых случаев рекламаций со стороны покупателей

Исследования показали отсутствие прямой зависимости между степенью ржавления породы-носителя после технологического обжига и окрашенной поверхности гранул после климатических испытаний.

Ржавление неокрашенных гранул активно проявляется в результате их технологического нагрева и вызывается частичным окислением сульфидов и карбонатов железа и хлоритов и актинолита и др.

Ведущую роль в ржавлении окрашенных гранул играет миграция продуктов термической деструкции сульфидов. Алюмосиликаты не вызывают ржавления.

Таким образом, для оценки степени ржавления важно знать не только общее содержание железа в породе, но и форму его минеральной фиксации, прежде всего сульфидов железа и цветных металлов.

Нефелин-полевошпатовое сырье Вишневогорского массива

Вишневогорский массив Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса расположен на стыке структур Южного и Среднего Урала. Здесь известно Вишневогорское месторождение нефелин-полевошпатового сырья и нами подготавливается новое месторождение, названное Успенска.».

С помощью петрографического анализа оценивалась возможность получения качественного мономинерального концентрата при дроблении до размерности 70–200 мкм

Минеральный состав миаскитов Успенского участка схож с составом полевошпатового сырья Вишневогорского месторождения. Характерной чертой Успенского участка является повышенное содержание нефелина и пониженное содержание альбита.

Анализ размерности, минералогических особенностей и особенностей распределения железа в полевых шпатах и нефелине показал, что после дробления до 0,2 мм подавляющая часть КПШ, альбита, нефелина будут составлять самостоятельные зерна, но значительная часть будет находиться в виде сростков с железосодержащими минералами (биотит, ильменит, магнетит) и кальцитом. Потери полевых шпатов оцениваются в 30 %, что на наш взгляд не рационально.

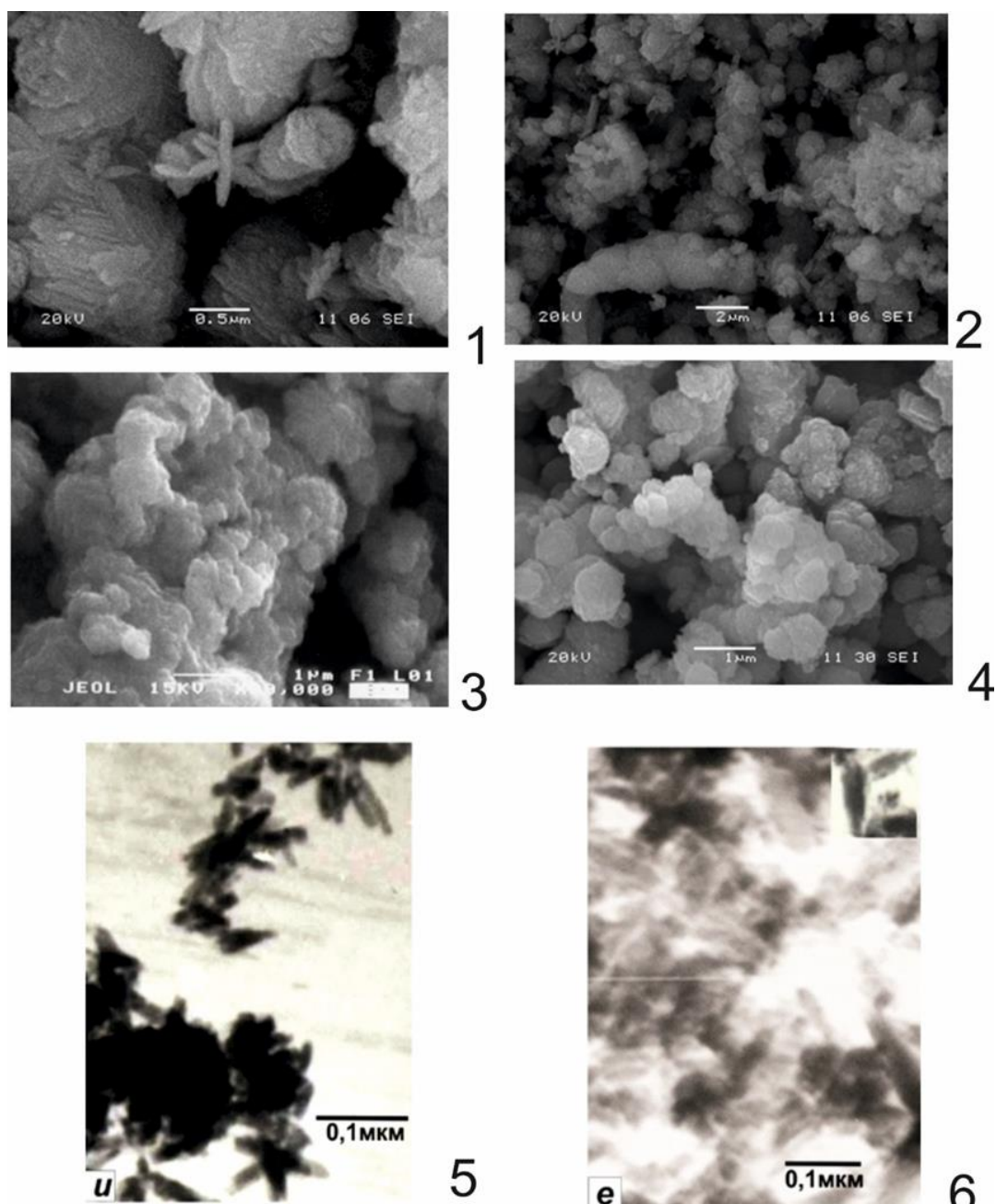


Рис. 1. Морфология частиц окси-гидрооксидов железа, агрегатов и агломератов в пигментных рудах: 1, 2 5 – в желтых охрах, 3, 6- в турьитах (обр. р 3/5), 4 – в коричневых охрах (обр. 110103). СЭМ и ПЭМ изображения

Рекомендуется двухстадийная схема обогащения. Первичная - с дроблением до 0,2 мм, флотацией и магнитной сепарацией фабrikата. Вторичная – истирание хвостов до фракции 0,03 мм с последующей флотацией и магнитным обогащением.

Особое внимание рекомендуется уделить до обогащения хвостов вторичного обогащения с получением сфенового, лепидомеланового концентрата. Содержание сфена в хвостах магнитной сепарации – около 1,5 %, + ильменита – около 15 %.

Актуальность этому вопросу придает выявленное электронно-микроскопическими исследованиями данные о изоморфном вхождении в структуру сфена ниобия в объеме 6-9 % (5 определений в двух препаратах, анализы выполнены в ИГ УНЦ РАН аналитик : к.г.-м.н. И.Р. Рахимов,. Сфен характерный аксессуарный минерал миаскитов Вишневогорского

комплекса. Кристаллы сфена (1-4 мм) ксеноморфные и субидиоморфные, буроватой окраски. Данная особенность позволяет ставить вопрос о целесообразности попутного извлечения сфена не только как источника титана, но и ниобия.

Каолиновые глины. Каолины Ковыльного месторождения слагают структурную кору выветривания по гнейсо-плагиогранитам, гранитам, плагиогнейсам.

Наши исследования показали, что основным минералом фракции менее 0,1 мм каолиновых глин месторождения Ковыльное является хорошо окристаллизованный, преимущественно гексагонального облика каолинит, размерностью пластинок от 1 до 12 мкм по поверхности. Слагает пакеты размерностью до 70 мкм при размерах кристалла до 12 мкм. Индекс кристалличности Хинкли составляет 1,4. В каолинах установлено присутствие минералов группы иллита до 5 %.

Сравнение с минералогическими характеристиками других объектов каолиновых глин (месторождения Кыштымское, Еленинское и Журавлиный Лог, Тирлянского, Ахмеровского (Урал), Просяновского и Глуховецкого (Украинской провинции) показывает, что оно характеризуется более высокой кристалличностью по сравнению со всеми Уральскими объектами и ближе к Украинским объектам. Данный факт может рассматриваться как положительный при производстве керамических изделий. Как известно степень кристалличности положительно коррелирует со свойством спекаемости.

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

На основе проведенных исследований каолины Ковыльного месторождения рекомендуются использовать преимущественно в керамических изделиях.

Использования в качестве наполнителя бумаги, лакокрасочных материалов и др., но будет сдерживаться ограниченностью запасов каолина высокой белизны.

Талькиты содержащие магниальный хлорит. В отечественной практике присутствие минералов группы хлорита традиционно рассматривается как негативное, снижающее качество талькового сырья. Однако, рядом ведущих мировых производителей, наличие хлорита в тальковых продуктах позиционируется как фактор, улучшающий качество в производстве керамических изделий.

Белорецкая тальконосная провинция апокарбонатных талькитов на Южном Урале открыта в 2013- 2015 гг ООО «УГГА» с участием ФГУП «ЦНИИГеолнеруд». Выявлено три проявления и более десяти пунктов тальковой минерализации, в том числе крупные стратиформные тела талькитов, содержащих примесь хлорита.

Содержание хлорита в талькитах не превышает 22,5 %, в среднем составляет 17-18 %. Микроскопические исследования показали, что хлорит представлен петрографической разновидностью - «диабантин» (магниальный хлорит), состав такого хлорита подтверждается и данными микронзондового анализа.

В шлифах и аншлифах тальковых пород четко устанавливаются фибробластовые структуры и структуры взаимного прорастания талька и хлорита.

Присутствие в талькосодержащих породах примеси хлорита и углеродистого вещества снижает белизну талькового сырья. Однако, прокаливание при температурах обжига керамических изделий наблюдается выгорание органики и белизна талькитов повышается до 90%. Магниальная природа талька позволяет рассматривать этот факт как положительный фактор.

Крупный мировой производитель талька корпорация Imerys, разрабатывающая одно из самых крупных европейских месторождений - Люзенак, рассматривает присутствие хлорита в тальке как положительное свойство. Известно, что хлорит на месторождении Люзенак имеет магниальный состав.

Установлены следующие факторы положительного влияния магниального хлорита в керамике:

1) хлорит-тальковые продукты, также как и чистый хлорит, увеличивают сопротивление термическому удару, их применение позволяет снизить растрескивание в кордиеритовых огнеупорах.

2) тальковый продукт с низким содержанием закисного железа и имеющий в своём составе примесь хлорита подходит также для стабилизации линейного расширения в керамических плитах большого размера.

3) богатый хлоритом тальк с высоким содержанием глинозёма используется при производстве огнеупорных материалов, требующих низкое тепловое расширение и хорошее сопротивление термическому удару.

Полученные результаты позволяют расширить перспективы Белорецкой тальконосной провинции за счет вовлечения в промышленное использование смешанных тальк-хлоритовых пород и хлоритолитов.

В отечественной практике присутствие минералов группы хлорита традиционно рассматривается как негативное, снижающее качество талькового сырья. Однако, рядом ведущих мировых производителей, наличие хлорита в тальковых продуктах позиционируется как фактор, улучшающий качество в производстве керамических изделий.

Белорецкая тальконосная провинция апокарбонатных талькитов на Южном Урале открыта в 2013- 2015 гг ООО «УГГА» с участием ФГУП «ЦНИИгеолнеруд». Выявлено три проявления и более десяти пунктов тальковой минерализации, в том числе крупные стратиформные тела талькитов, содержащих примесь хлорита.

Содержание хлорита в талькитах не превышает 22,5%, в среднем составляет 17-18%. Микроскопические исследования показали, что хлорит представлен петрографической разновидностью - «диабантин» (магнезиальный хлорит), состав такого хлорита подтверждается и данными микрозондового анализа

В шлифах и аншлифах тальковых пород четко устанавливаются фибробластовые структуры и структуры взаимного прорастания талька и хлорита.

Как было отмечено выше, присутствие в тальксодержащих породах Кызылташского типа примеси хлорита и углеродистого вещества снижает белизну талькового сырья. Однако, прокаливание при температурах обжига керамических изделий наблюдается выгорание органики и белизна талькитов повышается до 90%.

Крупный мировой производитель талька корпорация Imerys, разрабатывающая одно из самых крупных европейских месторождений - Люзенак, рассматривает присутствие хлорита в тальке как положительное свойство [2]. Известно, что хлорит на месторождении Люзенак имеет магнезиальный состав.

Установлены следующие факторы положительного влияния магнезиального хлорита в керамике:

1) хлорит-тальковые продукты, также как и чистый хлорит, увеличивают сопротивление термическому удару, их применение позволяет снизить растрескивание в кордиеритовых огнеупорах.

2) тальковый продукт с низким содержанием закисного железа и имеющий в своём составе примесь хлорита подходит также для стабилизации линейного расширения в керамических плитах большого размера.

3) богатый хлоритом тальк с высоким содержанием глинозёма используется при производстве огнеупорных материалов, требующих низкое тепловое расширение и хорошее сопротивление термическому удару.

Сравнительный анализ состава тальксодержащих талькитов и тальковых камней Кызылташского типа с тальком Imerys и IMI Fabi демонстрирует возможность более широкого использования хлоритсодержащих тальковых пород, которое будет достигаться не за счёт увеличения белизны талькового сырья, а за счёт состава (хлоритсодержащие талькиты – высокомагнезиальное глинозёмистое маложелезистое сырьё).

Полученные результаты позволяют расширить перспективы Белорецкой тальконосной провинции за счет вовлечения в промышленное использование смешанных тальк-хлоритовых пород и хлоритолитов.

Смектиты Шедокского месторождения. Выявлены при проведении рентгеноструктурного анализа глинистых прослоев в известняках верхнего мела Шедокского месторождения (Северный Кавказ). Данные исследования не предусмотрены регламентом разведочных работ. Рентгенструктурные анализы выполнялись в ИГ УНЦ РАН к.т г.м.н Горожаниным В.М. Установлено, что порода состоит из смеси глинистых минералов и кальцита. Анализ выполнялся по непрокаленному и прокаленному образцам. Установлено присутствие около 50 % смектитов. По положению максимума базального пика установлено, что смектиты относятся к кальций-натриевому типу ($D = 13,50-14,88 \text{ \AA}$).

Кальций-натриевые смектиты относятся к наиболее качественным типам бентонитового сырья,-дефицитному в РФ .

Данный факт позволяет по-новому взглянуть на перспективы открытия месторождений бентонитов в отложениях верхов мела и низов палеогена Северного Кавказа.

Данные факты изложены с целью иллюстрировать два тезиса:

- минералогические особенности в решающей степени определяют технологические свойства полезного ископаемого.

- более глубокое, чем определено Методическими рекомендациями подсчета запасов изучение минералогии объектов геологического изучения и разведки приводит к неожиданным открытиям, позволяющим по-иному взглянуть на перспективы, казалось бы, понятных комплексов.

Любите минералогию, и она Вас обязательно отблагодарит новыми открытиями.

NEOTRON - ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРИБОР НЕЙТРОННОГО КАРОТАЖА С АППАРАТУРОЙ ДЛЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ И ОСТАНОВКИ РЕАКЦИИ СИНТЕЗА

С.С. Саидов

ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» МГРИ, Москва

e-mail: saidgoh03@gmail.com

Сегодня во всем мире передовые нефтегазовые компании активно используют технологии каротажа в процессе бурения как для разведки новых, так и для оптимальной разработки уже эксплуатируемых месторождений.

С совершенствованием технологии в последние десятилетия LWD (Logging While Drilling – каротаж в процессе бурения) в настоящее время широко используется для бурения (включая геонавигацию) и оценки пласта (особенно для скважин в реальном времени и с большим углом наклона) (рис.1) [8].

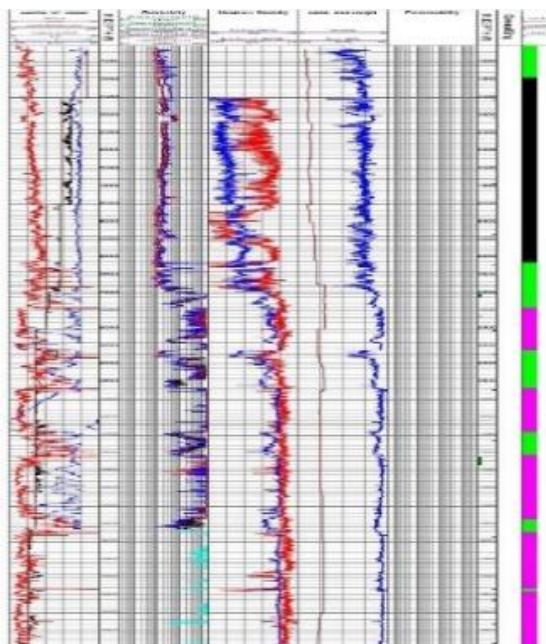


Рис. 1. Модуль нейтрон-нейтронного каротажа

LWD системы служат для обеспечения проводки скважины по проектной траектории, осуществляя контроль искривления, литологии, насыщения и оперативного управления бурением. LWD системы, кроме измерения инклинометрических и технологических параметров, дополнены аппаратурой для измерения свойств разбуриваемых пород. Информация о траектории ствола и свойствах разбуриваемых горных пород, получаемая в режиме реального времени, позволяет более точно направлять ствол скважины относительно интересующих коллекторов и зон различной насыщенности.

Модификации радиоактивного каротажа применяются с импульсными источниками нейтронов (импульсный нейтрон-нейтронный каротаж, импульсный нейтронный гамма-каротаж) и гамма-излучения (импульсный гамма-гамма-каротаж) .

Возникновение какого-либо вида осложнений или аварий зависит от многих причин, главным образом, от соответствия технологии бурения геологическим условиям, а также от исправности бурового оборудования. Прихват бурильной колонны – это непредвиденная потеря подвижности колонны труб вследствие: прилипания под действием перепада давления; заклинивания в желобах, в местах сужений; в результате обвала, осыпания горных пород со

стенок скважины или оседания шлама за счет нарушения режима промывки, а также из-за образования сальника на бурильной колонне (рис.2).

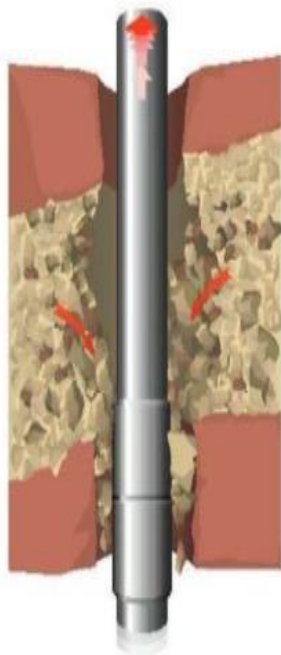


Рис. 2. Изображение прихвата бурильного инструмента

Любой прихват сопровождается затяжками бурильной колонны. Затяжка бурильной колонны - это кратковременная потеря подвижности бурильной колонны, которая сопровождается периодичным увеличением веса на крюке. В следствие чего происходит застревание труб при проведении геофизических исследований скважин, что несет за собой прихваты и оставление в скважине каротажного кабеля, приборов, грузов, шаблонов, торпед и других устройств. Этот тип - самый распространенный вид аварии во время ГИС [7].

Буровые компании на постоянной основе несут огромные убытки по причине прихвата бурильного инструмента:

- Трата времени на его ликвидацию;
- Потеря части бурильной колонны;
- Необходимость бурения бокового в обход, оставленного в скважине;
- Потеря скважины [4].

Нейтрон-нейтронный каротаж основан на облучении скважины и пород нейтронами от стационарного ампульного источника и измерении плотности потоков тепловых нейтронов, образующихся в результате ядерных реакций рассеяния и захвата нейтронов [3].

NeoTron разрабатывается специально для совместной работы с аппаратурой импульсного нейтронного каротажа, в его конструкции предусмотрено извлечение источника гамма-излучения в случае аварийной ситуации.

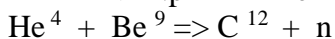
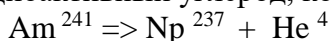
Источник в данной конструкции исследует и передает информацию об уровне пористости пласта, после процесса бурения гидравлическими забойными двигателями и передачи информации материнской телесистеме, с применением контролируемого радиоактивного излучения.

Наличие радиоактивных химических источников случае аварии создает опаснейшую ситуацию – радиоактивное захоронение [5].

В нейтронном каротаже есть три процесса, представляющие интерес: эмиссия нейтронов, рассеяние нейтронов и поглощение нейтронов (рис.3). Эффективность поглощения нейтронов варьируется от элемента к элементу. Единственными элементами, которые проявляют значительное поглощение нейтронов и существуют в разумных количествах в горных породах, являются водород и хлор. В нейтронном каротаже детекторы измеряют эпитептермальные нейтроны, некоторые тепловые нейтроны и некоторые гамма-лучи, испускаемые при поглощении нейтрона.

Чем меньше тепловых нейтронов возвращается в детектор, тем большее количество водорода находится в горной породе. Чем выше водородный индекс, тем выше пористость.

Цель разработки NeoTron — это постоянный контроль над процессом излучения нейтронов. Вылетевшая из америция альфа-частица попадает в бериллий, и он превращается в радиоактивный углерод, который избавляется от лишнего нейтрона [1,2].



Реакция синтеза углерода и нейтронов.

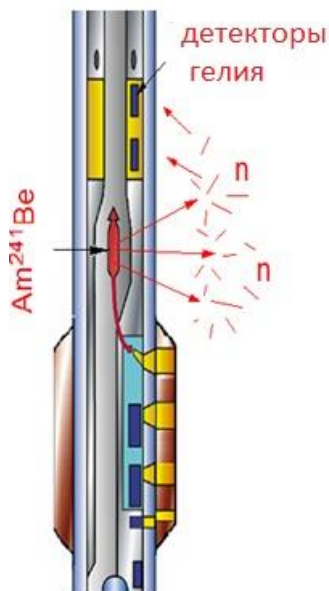


Рис. 3. Химическая реакция во время исследования пласта

Таким образом на каждый миллион альфа-частиц, вылетевших из америция, получается всего 30 нейтронов. Свободные нейтроны не возникают естественным путем. Они образуются при бомбардировке атомов бериллия альфа-частицами из распадающегося америция.

NeoTron будет производить в 10 раз больше нейтронов при втрое большей энергии химического источника.

Основные технические характеристики:

- Герметичный корпус высокого давления содержит 55 ГБК трития;
- Под давлением газа SF₆ (фторид серы (VI)) для предотвращения образования высоковольтной дуги;
- Генерирует ~108 нейтронов при ~ 14 МэВ [7] (рис.4).

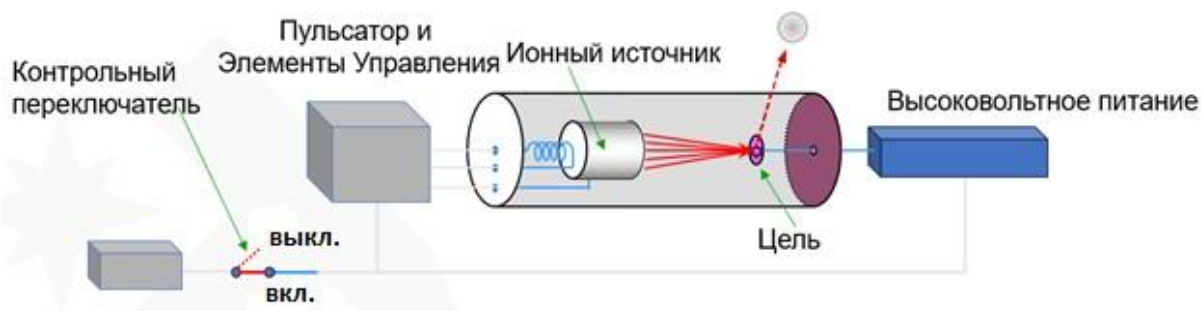


Рис. 4. Схематическое изображение комплекса NeoTron

Данное устройство позволяет минимизировать негативное воздействие на экологическую обстановку. Основные преимущества NeoTron – радиационная безопасность, высокое качество материала, отсутствие химического источника нейтронов, наличие импульсного режима работы нейтронного генератора, извлекаемый источник гамма-квантов.

На российском рынке не представлено ни одного вида прибора, имеющего функцию отключения питания, ведь при потере радиоактивного элемента конструкции радиоактивное загрязнение будет катастрофическим и отравлять окружающую среду на протяжении 500-600 лет. Данная разработка прибора избавит компании по бурению от штрафов и административной ответственности. К тому же, с финансовой точки зрения, механизм не является сложным, но значительно облегчит эксплуатацию.

Нынешняя разработка позволит избежать опасных ситуаций при использовании источника ядерной реакции и при его утрате в скважине [6].

Список литературы

1. ВНЕДРЕНИЕ НАДДОЛОТНОГО МОДУЛЯ. Мефодьева А.В., Машкова А.М., Соловьев Н.В., Щербакова К.О., Овезов Б.А. В книге: Молодые - Научкам о Земле. Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах. Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва, 2022. С. 264-266
2. Золоева Г.М., Петров Л.П., Хохлова М.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Учебное пособие. Макс-Пресс, 2009.
3. Календарова, Л. Р. Новый вид канала передачи данных в телеметрии / Л. Р. Календарова, Б. А. Овезов // Молодые - Научкам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия:
4. Машкин К.А., Рыскаль О.Е., Коротченко А.Г., Гайнетдинов Р.Г., Глухов В.Л., Огнев А.Н., Шабиев И.Х. Расширение области применения ядерно-геофизических методов в сложных геолого-технических условиях // Каротажник. 2012. № 4. С. 19-28.
5. Троценко Ю. Импульсный нейтрон-нейтронный каротаж. Основы, устройство, методы обработки, сравнение результатов, практическое применение, 2010.
6. Под ред. Черепанова В.В. Развитие технологии многозондового нейтронного каротажа для исследования газонасыщенности в обсаженных скважинах. Методология и практика применения / М.-Тверь: «ПолиПРЕСС», 2018. 238 с.
7. Черепанов В.В., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Егурцов С.А., Иванов Ю.В., Лысенков А.И., Меркулов А.В. Применение технологий нейтронного каротажа скважин при разработке нефтегазоконденсатных месторождений. Состояние и перспективы развития // Газовая промышленность. 2019. №S1 (782).
8. Ovezov, B. A. iMAG / B. A. Ovezov, N. V. Solovev, A. M. Mashkova // Topical issues of rational use of natural resources : Scientific conference abstracts, St Petersburg, 17–19 июня 2020 года. – St Petersburg: Санкт-Петербургский горный университет, 2020. – P. 94-96.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ

Р.А. Синюков

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
Москва

e-mail: SinykovR-9@yandex.ru

Проблема увеличения нефтеотдачи пластов появилась практически с начала добычи нефти и до сегодняшних дней не теряет своей актуальности. Эффективность извлечения нефти из нефтеносных пластов современными, промышленно освоенными методами разработки во всех нефтедобывающих странах на сегодняшний день считается неудовлетворительной, хотя потребление нефтепродуктов во всем мире растет из года в год. Средняя конечная нефтеотдача пластов по различным странам и регионам составляет от 25 до 40% [1]. Главной целью работы является выделение наиболее эффективного метода по увеличению продуктивности скважин, путем изменения давления в пласте, что поможет наиболее продуктивно добыть оставшиеся в пласте запасы нефти. Обратимся к гидродинамическим методам увеличения нефтеотдачи. Их условно можно разделить на две группы: резкое увеличение давления на пласт (гидравлический разрыв пласта) и резкое снижение гидростатического давления (метод направленной разгрузки пласта) [1,3]. Рассмотрим более конкретно первый тип. Гидравлический разрыв пласта - механический метод воздействия на продуктивный пласт, при котором порода разрывается по плоскостям минимальной прочности благодаря воздействию на пласт давления, создаваемого закачкой в пласт флюида [1,2]. В результате гидравлического разрыва пласта кратно повышается дебит добывающих или приемистость нагнетательных скважин за счет снижения гидравлических сопротивлений. Высокопроводящие трещины гидравлического разрыва позволяют увеличить продуктивность скважин в 2 - 3 раза. Гидроразрыв пласта в зависимости от типа жидкости разрыва можно условно подразделить на кислотный, проппантный и пенный способы [4,5]. Обычные гидроразрывы пласта с фильтрующими жидкостями, которые несложны для исполнения, применяют как первые обработки в новых скважинах с закольматированной призабойной зоной и пластовым давлением, близким к гидростатическому. Технологии обычных гидроразрывов пласта предусматривают неглубокое закрепление трещин и обеспечивают двух-, трехкратное увеличение текущего дебита нефтяных, газовых или приемистости нагнетательных скважин в низкопроницаемых (до 35 мкм²) пластах, толщиной не менее 5 м, залегающие на глубинах до 3500 м, а также в пластах с несколько большей проницаемостью (до 0,05 мкм²), но очень загрязненной призабойной зоной. *Многостадийный гидроразрыв пласта (МГРП)* – последовательное выполнение нескольких работ на одной скважине [1]. Цель - повышение продуктивности скважины, увеличение площади дренирования, повышение коэффициента извлечения углеводородов и, как следствие, экономической эффективности разработки месторождения. Существует множество технологических возможностей проведения данной операции, и они постоянно совершенствуются. Существенные преимущества по сравнению с ГРП горизонтальные скважины имеют в водо- и газонефтяных зонах, где эффективно используются для снижения конусообразования. С помощью горизонтального ствола сложной траектории можно осуществлять выработку отдельных нефтяных линз малого объема, самостоятельная разработка каждой из которых экономически неэффективна, общая продуктивность таких скважин увеличивается на 71% в сравнении с обычным ГРП.

Проанализировав, можно сделать вывод: МГРП – имеет существенное преимущество перед другими способами добычи нефти в низкопроницаемых пластах, так как общая продуктивность в среднем повышается на 71%.

Список литературы

1. Желтов Ю.П., Христианович С.А. О гидравлическом разрыве нефтеносного пласта // Известия Академии наук СССР. Отделение техн. наук. 1955. С. 3-41.
2. Казаку, В. В. Компьютерное моделирование эффективной промывки горизонтальных скважин / В. В. Казаку, Б. А. Овезов, С. Ю. Нестеренко // Молодые - Научкам о Земле: Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. Том 4. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. С. 154-156.
3. Курамшина, Э. Р. Повышение коррозионной стойкости тампонажных материалов в условиях сероводородной агрессии / Э. Р. Курамшина, Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. Том 4. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 212-214.
4. Овезов, Б. А. Влияние геомагнитных возмущений на наклонно-направленное бурение в высоких широтах / Б. А. Овезов // Молодые - Научкам о Земле: Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. Том 4. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. С. 167-168.
5. Савинских, Д. А. Изучение и анализ эффективности технологии оснащения скважин умной двойной концентрической лифтовой колонной / Д. А. Савинских, Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Достижения, проблемы и перспективы развития нефтегазовой отрасли : Сборник материалов VI Международной научно-практической конференции, Альметьевск, 25 ноября 2021 года. Альметьевск: Альметьевский государственный нефтяной институт, 2021. С. 77-80.

СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ПОДБОРА КАНДИДАТОВ НА ГТМ ЗБС НА ЗРЕЛЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

И.Р. Чумарин, Ф.Р. Ардисламов
ООО “РН-БашНИПИнефть”, Уфа

e-mail: ChumarinIR@bnipi.rosneft.ru, ArdislamovFR@bnipi.rosneft.ru

Зарезка боковых стволов - это одна из самых эффективных технологий, которая позволяет добиться снижения естественного падения добычи нефти на месторождениях и существенного увеличения коэффициента извлечения нефти из пластов, позволяет вернуть в эксплуатацию нефтяные скважины, которые по ряду геолого-технических условий не могли быть задействованы при выполнении обычных операций. Благодаря этой технологии в разработку вовлекаются ранее не задействованные участки пласта, а также трудноизвлекаемые запасы нефти, добыча которых ранее не представлялась возможной.

Практика реализации этого метода свидетельствует о его технико-экономическом превосходстве по сравнению с бурением новых скважин за счёт меньшей стоимости одного метра бурения, использования существующей системы сбора, транспорта, коммуникаций на месторождениях, а также в случаях, когда применение других технологий, стимулирующих нефтедобычу (например, гидроразрыв пласта и др. работы), ограничены геологическими условиями залежей нефти (заводнённые зоны пласта, контактные водонефтяные зоны и т.д.)

ГТМ ЗБС на сегодняшний день популярно используется на зрелых месторождениях, где нефтяные зоны не охвачены большим бурением.

К зрелым месторождениям, относятся объекты, находящиеся на III или IV стадиях разработки. Месторождения, на которых, идёт сокращение добычи нефти, происходящее в результате извлечения из недр основного объема запасов нефти. Вследствие чего проводится ряд мероприятий для воздействия на нефтяной пласт, включающих бурение резервных скважин, выполнение в существующих скважинах изоляционных работ, форсированный отбор вод из обводненных скважин. Также это месторождения находящихся в завершающем периоде разработки характеризующиеся дальнейшим снижением объемов добываемой нефти и общим замедлением активности освоения месторождения. Такие месторождения уже не требуют значительной инвестиционной поддержки, как новые месторождения. Вся инфраструктура на данных стадиях уже построена, система разработки месторождения реализована.

Зрелые месторождения, как правило, приносят стабильный доход даже с учетом затрат на поддержание добычи нефти и расширение инфраструктуры. Примером служит Мамонтовское месторождение, одно из крупнейших нефтяных месторождений России. По запасам является уникальным (1,4 млрд. тонн нефти), характеризуется сложным геологическим строением, многопластовостью, большой площадью нефтеносности, водонефтяных зон и низко проницаемых коллекторов. Всего на месторождении разрабатывается 8 пластов. Месторождение находится в четвертой (заключительной) стадии разработки, характеризующейся высокой степенью отбора извлекаемых запасов (74 %) и обводненностью добываемой продукции (84 %), замедлением темпов падения добычи нефти. Типы залежей в основном пластово-сводовые и структурно-литологические. Пористость коллекторов 17-25%, проницаемость 100-400 мД(0,1-0,4x10⁻⁶м²). Средние дебиты нефти составляют 20-40 м³/сут, обычно скважины фонтанирующие на первом этапе эксплуатации.

Согласно утвержденному ЦКР МНП варианту разработки, разбуривание нефтяных пластов Мамонтовского месторождения осуществлялось по треугольной сетке с расстоянием между скважинами 600 м (плотность сетки 31.104 м²/скв) при обращенной семиточечной системе площадного заводнения. Разбуривание наиболее продуктивной части залежи и постепенное наращивание интенсивности разработки путем развития системы поддержания пластового давления по всей залежи позволили ввести в активную разработку основные

запасы нефти, за исключением зон низких (менее 2.5 м) нефтенасыщенных толщин, расположенных в северо-западной части ЛУ. Основная сложность, при проведении ГТМ ЗБС, является плохое состояние текущего разбуренного фонда скважин наклонно-направленным способом имеющие искривления профилей скважин, что осложняет проведение текущего и капитального ремонта скважин и работу механизированного фонда. В результате простаивает значительное количество скважин вследствие прихвата или обрыва ЭЦН, порыва кабеля и т.п.

Одной из причин, отрицательно влияющих на показатели разработки Мамонтовского месторождений, была недостаточно надежная конструкция скважин в интервалах залегания высокопористых опок и диатомитов люлинворской свиты, что приводило к смятию и смещению обсадных колонн. Смена конструкции скважин с удлиненным (до глубины 750 м) кондуктором позволило перекрыть данный интервал и не допустить нарушений обсадных колонн.

Подбор скважин-кандидатов ГТМ ЗБС осуществляется по анализу геолого-промысловых параметров: остаточные извлекаемые запасы, пластовое давление, текущая обводненность пласта, фильтрационно-емкостные свойства пласта в зоне дренирования скважины-кандидата, статистика по ранее проведенным ГТМ и др.

Анализ разработки имеет две основные цели: изучение залежи, пластов и происходящего технологического процесса и увеличение текущей и конечной накопленной добычи. Выявления причин изменения добычи нефти и условий выработки нефти из пласта с целью определения эффективных мер по достижению проектных показателей (темпов добычи нефти, нефтеотдачи).

Выбор потенциального фонда для проведения ЗБС позволяет осуществлять программный комплекс корпоративной ИС «РН-КИН».

Структура подбора на зрелых месторождениях включает следующие операции:

1. Выбор и оценка потенциальной нефтенасыщенной зоны (анализ карт отборов, нефтенасыщенных толщин, давлений, ГДМ-модели, корреляции скважин и т.д.)
2. Анализ работы скважин-окружения (виды проведенных ГТМ)
3. Выбор потенциального фонда скважин для ЗБС
4. Выбор оптимального расположения ГУ при ЗБС (оценка рисков сближения, ФНВ, технические ограничения)
5. Расчет эффективности: оценка потенциала, определение профиля дополнительной добычи нефти, оценка экономических показателей; сравнение с бизнес планом

Выбор и оценка потенциальной нефтенасыщенной зоны

Ниже приведены карты, которые используются при подборе скважин кандидатов для проведения ГТМ.

Карты текущих отборов (рис.1) (в целом по месторождению и по отдельным объектам на крупных многопластовых месторождениях). На карты наносятся следующие данные по скважинам: способ эксплуатации, среднесуточные отборы жидкости, нефти и воды (в % от отбора жидкости). Карты накопленных отборов. Здесь приводятся по скважинам данные о накопленных отборах жидкости, нефти и воды (в % от отбора жидкости). Постоянно проводимый оперативный анализ разработки с построением карт текущих и накопленных отборов, карт изобар, карт распределения физико-емкостных свойств продуктивного пласта, анализ показателей работы добывающих скважин показывают характерную особенность эксплуатации скважин. Целью является выбор траектории будущей скважины для достижения наиболее эффективной выработки запасов и максимально возможной продолжительной работы скважин окружения.

Выбор геолого-гидродинамической модели (ГДМ) является одним из важнейших этапов проектирования разработки любого месторождения. Данные, полученные при построение ГДМ, (рис.2) являются необходимым условием для эффективного бурения горизонтальных скважин (ГС), боковых стволов (БС) и боковых стволов с горизонтальным окончанием (БГС).

При построение ГДМ учитываются как геолого-физические особенности объекта эксплуатации, так и технологии его разработки.

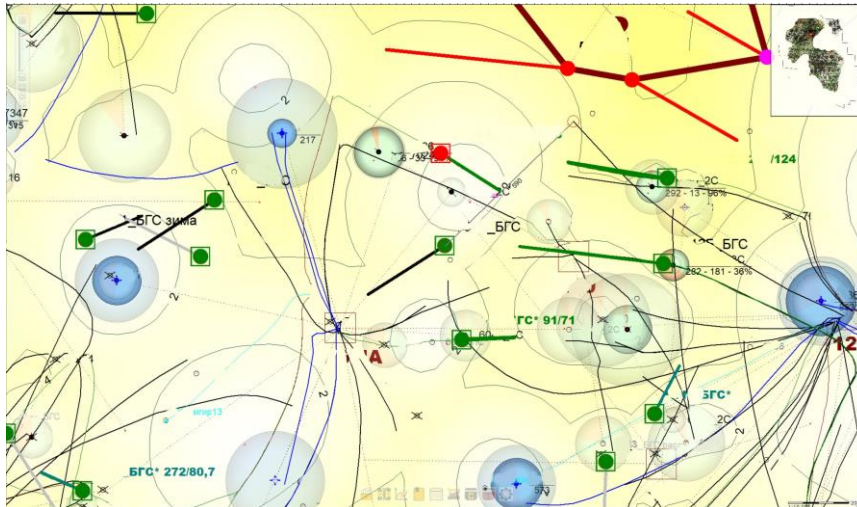


Рис. 1. Карта текущих и накопленных отборов

ГДМ позволяет спрогнозировать фильтрационно-емкостных свойств коллектора в межскважинном пространстве, спроектировать или скорректировать траекторию скважины, определить эффективную длину горизонтальной части ствола при бурении, сократить или оптимизировать геологические риски. ГДМ позволяет оценить экономическую эффективность бурения скважины, путем анализа состояния выработки проектного пласта на конкретном участке недр месторождения, рассчитать остаточные запасы, выбрать наилучшие интервалы вскрытия и перфорации и спрогнозировать добычу скважины. Адаптация ГДМ - это длительный процесс, предполагающий несколько итераций расчетов для достижения расчетными технологическими характеристиками фактических показателей разработки:

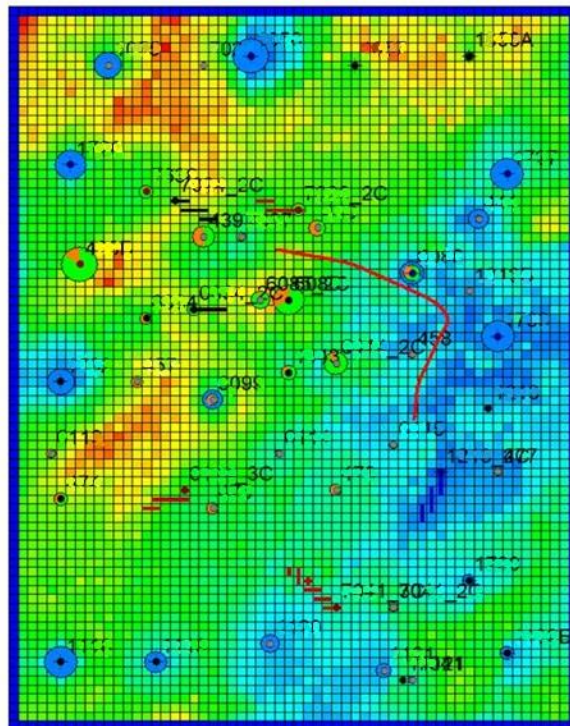


Рис. 2. Карта ГДМ района

Неотъемлемой частью подбора кандидатов для ГТМ является оценка скважин окружения, не только с точки зрения результатов работы скважин, но и геолого-физических характеристик и показателей ФЕС (рис. 3).

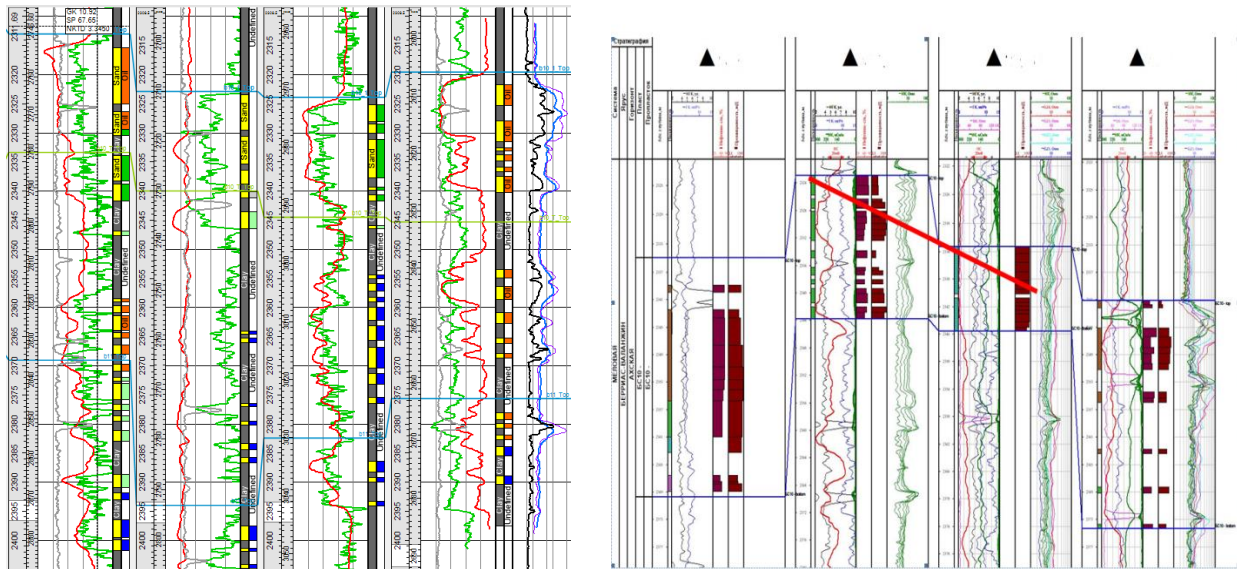


Рис. 3. Оценка пласта района

Анализ работы скважин-окружения

Ниже приведены текущие параметры скважин окружения (рис. 4), которые используются при подборе, позволяющие оценить перспективы и риски зоны разбуривания.

По отобранным скважинам окружения данным проводится анализ успешности проведенных ГТМ (рис. 5). Примером таких показателей могут быть скважины с проведенными ГРП – общее количество скважин окружения; скважины с проведенным ГРП; скважины с успешно проведенным ГРП; скважины введены в добычу с ГРП и скважины где ГРП было неуспешным. Также, дополнительно, по неуспешным скважинам мы можем получить информацию о причинах низкого прироста по жидкости и дебиту нефти (стремительный рост обводненности, по причине достижения трещиной аквифера или высоко обводненной зоны).

Имя	№ скважины	ГРП	Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31				
Имя скважины	Система																																					
	Сектор																																					
	Секция																																					
	Скважина																																					
	ГРП																																					
	Успешность																																					
	Причина																																					
	Объем																																					
	Средний																																					
	Максимальный																																					

Рис. 4. Рабочие параметры 1 (выкопировка из шахматки)

Общее		Даты ГТМ - фактические				Состояние после ГТМ																	
Местс	Скв #	Тип	Подт	Начало	Окончание	Дата ВН	Пласты	Метод	Qн	Qж	%	Рзаб	Рпл	Кпр	Скин	Наин	Нпрф	Насос	Qг	Qстаб.к	Юн	Комментарий	
0	1	Реконструкция	ЗБС	26.09.2019	17.12.2019	21.12.2019		ЭЦН	23.50	448.00	94	113	170		-4.9	1605	0	ЭЦН-400-167			1480.74	Неподтверждение нефтенасыщенности целевого	
0		ИЗ БД		28.08.2016	05.09.2016	11.09.2016		ЭЦН	10.40	395.00	97	76	165			1160	0	ЭЦН-400-190					
0		ПТР		03.09.2009	09.09.2009	12.09.2009		ЭЦН	14.40	413.00	96	93	205			1115	0						
0		ОГЗ		26.11.2004	28.11.2004	02.12.2004			21.80	404.00	94	116	210			819	0						

Рис. 5. Выполненные ГТМ на скважине 2 (из БД РН-КИН)

Выбор потенциального фонда скважин для ЗБС

После нахождения перспективной зоны бурения, необходимо найти скважины, с которых возможно выполнить ГТМ ЗБС

Для зрелых месторождений должны выполняться следующие условия:

- скважина находится в БД фонде, консервации, пьезометре или текущий дебит менее 4тн/сут

- смещение траектории не больше 1200м

- отход не менее 300м и не более 800м

- т.з. не выше 2000м

- внутренний радиус ЭК более 124мм

Скважинный фонд оценивается на основании данных технической экспертизы и геофизических исследований и включать скважины требующие проведения капитального либо восстановительного ремонта для недопущения аварийных ситуаций, а также готовые в текущий момент по техническому состоянию к эксплуатации.

Выбор оптимального расположения ГУ при ЗБС

Оптимальное расположение ГУ заключается в следующих принципах:

1. До добывающих скважин, необходимо выдерживать расстояние 200-250м

2. ГУ располагать в прикровельной части пласта

3. Рекомендуются, чтобы между планируемым кандидатом и действующей ППД находилась добывающая скважина

4. 100-200м до скважин бездействующего фонда

Ключевым показателем успешности проведенных работ по выявлению скважин кандидатов на проведение ГТМ ЗБС, является **Расчет эффективности** прогнозных дебитов. Расчеты прогнозных дебитов скважин-кандидатов делаются для двух вариантов: когда скважина будет продолжать работать без проведения ГТМ, и когда она работает после выполнения конкретного вида ГТМ.

Данный расчет проводится для экономической оценки потенциала кандидата и целесообразности его бурения. Производится расчёт рабочих параметров на запуске, подсчёт запасов зоны бурения и сравнение с параметрами БП.

Выводы

Таким образом, процесс подбора скважин-кандидатов на геолого-технические мероприятия на зрелых месторождениях с поздней стадии разработки является весьма актуальным вопросом. Для повышения надежности и успешности внедряемых мероприятий необходимо проводить комплексный анализ параметров позволяющих всесторонне оценить итоговые результаты от проведения ЗБС. Ключевым показателем проведения ГТМ ЗБС на зрелых месторождениях является не увеличение количества скважин, а включение в исследования краевых зон объекта.

МЕТОДИКА ОТБОРА КЕРНА ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

А. А. Шалаева

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва

e-mail: anastasiashalaeva08@yandex.ru

Введение. Основной целью отбора и исследования керна, шлама и грунтов из всех типов скважин является получение полной и достоверной информации, необходимой для решения всего комплекса геолого-промысловых задач поиска.

Образцы керна, шлама и грунтов являются первичным фактическим материалом и используются для определения относительного возраста, вещественного состава и многих видов характеристик горных пород и полезных ископаемых на всех стадиях работ [5].

Ценность и незаменимость результатов лабораторных исследований определяется возможностью получения информации путем прямых исследований керна, в отличие от других видов информации, полученных косвенным путем.

Проблема. В интервалах вскрытия нефтегазонасыщенных или возможно нефтегазонасыщенных горизонтов в поисково-оценочных и разведочных скважинах проводится сплошной отбор керна. В этих интервалах керновый материал служит для получения информации о литологии и стратиграфии разреза, характере изменения его фильтрационно-емкостных характеристик, а также в качестве опорной информации (петрофизической основы) для интерпретации данных геоинформационных систем (рис. 1).

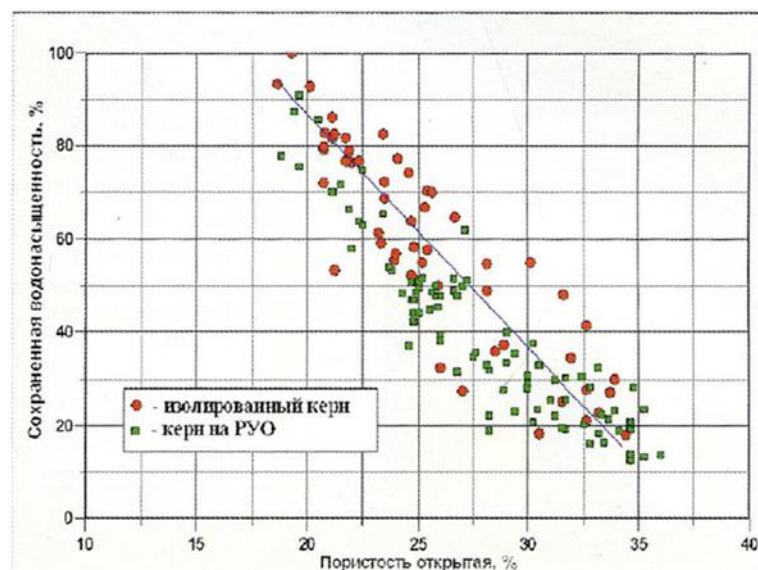


Рис. 1. Сопоставление результатов анализа изолированного керна (по сравнению с керном на растворе на углеродной основе (газовое месторождение, сеноманские отложения))

Для отбора керна в процессе строительства скважин используются керноотборные инструменты, состоящие из бурильных головок различного типа [6].

Плохая работа кернорвателя может привести к потере отобранного керна. Правильность подбора кернорвателя определяется физико-механическими характеристиками разбуриваемых горных пород и лежит в зоне ответственности подрядчика по отбору керна.

Основной целью отбора и исследования керна, шлама и грунтов из всех типов скважин является получение полной и достоверной информации, необходимой для решения всего комплекса геолого-промысловых задач поиска [4].

Образцы керна, шлама и грунтов являются первичным фактическим материалом, характеризующим разрез вскрытых отложений, и используются для определения относительного возраста, вещественного состава, петрографических, физических, физико-химических и других характеристик горных пород и полезных ископаемых на всех стадиях работ, связанных с изучением нефтегазоносности, поисками, разведкой и разработкой месторождений нефти и газа [1].

Для отбора керна в процессе строительства скважин используются керноотборные инструменты, состоящие из КОС в сочетании с бурильными головками различного типа: режущего действия с вооружением в виде запрессованных износостойких резцов круглого или прямоугольного сечения, шарошечные и алмазные (рис.2) [2].

Правильно подобранный породоразрушающий инструмент (бурильная головка) определяет основные технологические параметры процесса отбора керна и напрямую влияет на качество отбираемого керна. [2,10]



Рис. 2. Примеры различных типов бурильных головок: а) шарошечное; б) PDC; в) алмазная

Для отрыва и удержания керна горных пород разработаны и используются различные типы кернорвателей, которые часто формируются в специальные компоновки, объединяющие несколько типов кернорвателей (рис.3).

Плохая работа кернорвателя может привести к потере отобранного керна. Правильность подбора кернорвателя определяется физико-механическими характеристиками разбуриваемых горных пород и лежит в зоне ответственности подрядчика по отбору керна [3,9].



Рис. 3. Варианты конструкций кернорвателей производства Российской Федерации

Технология отбора керна при бурении скважин в сложных горно-геологических условиях состоит в проведении комплексных работ по петрофизическому исследованию керна, включающего пять основных направлений: литологические характеристики пород, фильтрационно-емкостные, физические и технологические характеристики, динамические

характеристики пород-коллекторов, и на основе этих данных уже выбирается способ бурения и породоразрушающий инструмент [8].

Некачественная работа кернорвателя может привести к потере отобранного керна, поэтому важно правильно подбирать породоразрушающий инструмент [7].

Наиболее массовым и универсальным типом бурильных головок для отбора керна являются бурильные головки с поликристаллическими компактными алмазами (PDC). В модификации «Low Invasion» (Li) (отбор изолированного керна) обеспечивается минимизация воздействия бурового раствора на отбираемый керн.

Для отрыва и удержания керна горных пород разработаны и используются различные типы кернорвателей, которые часто формируются в специальные компоновки, объединяющие несколько типов кернорвателей.

КОС подразделяются на снаряды с одинарной и двойной (тройной) керноприемной трубой, со съемным и несъемным керноприемником, одно- и многосекционные, с прямой и обратной промывкой и без нее, без вкладыша и с керноприемным вкладышем, стационарным и перемещающимся, со встроенным в керноприемник и отдельным кернозахватным узлом и другие.

Технология отбора керна при бурении скважин состоит в ряде действий, выполняя которые, можно сохранить целостность керна: при отборе керна рекомендуется использовать изолированную с помощью геля технологию отбора керна, долото типа PDC, изготовленное по технологии «Low Invasion», при работах на поверхности следует использовать укладочную раму, а для транспортировки трещиноватого керна рекомендуется использование специализированных контейнеров.

Конкурентами на рынке труда являются другие способы отбора керна: изолированная технология (РФ), концепция «Low Invasion» - минимизация воздействия бурового раствора на керн, Система отбора изолированного керна «Gel Coring», изолированный отбор керна (губчатая система), ориентированный отбор керна в РФ выполняет компания «Интерва. Наиболее массовым и универсальным является концепция «Low Invasion», поскольку имеет ряд преимуществ: технология позволяет снизить воздействие бурового раствора на столбик керна при бурении, тем самым достигается эффект снижения вероятности заклинок керна в керноприемной трубе в результате его набухания и расклинивания, технология позволяет сохранить породы в ненарушенном состоянии (трещиноватость, проницаемость).

Список литературы

1. Анализ возникновения вибраций в процессе бурения / Д. А. Кузнецова, Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, Л. Р. Календарова // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 11(131). С. 88-93.
2. Инклинометр МГРИ - Вибрации во время бурения / Е. Г. Шихбабаева, Н. В. Соловьев, А. М. Машкова [и др.] // Молодые - Научкам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. С. 300-304.
3. Кузнецова, Д. А. Предотвращение прихватов бурильных труб в процессе строительства скважин / Д. А. Кузнецова, К. О. Щербакова // Проблемы разработки месторождений углеводородных и рудных полезных ископаемых. 2022. Т. 1. С. 573-577.
4. Методы отбора керна / Е. В. Кравченко, А. М. Машкова, Н. В. Соловьев [и др.] // Молодые - Научкам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. С. 235-238.
5. Овезов, Б. А. Керн повышенной информативности / Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, А. С. Повалихин // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах, Москва, 02–05 апреля 2019 года. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2019. С. 282-283.

6. Овезов, Б. А. Технология проведения геофизических исследований в процессе отбора ориентированного керна / Б. А. Овезов // Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ-РГГРУ) : Материалы Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 04–06 апреля 2018 года. Том 3. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2018. С. 203-205.

7. Повышение эффективности технологического процесса бурения с применением долот PDC / М. М. Алимova, Н. В. Соловьев, К. О. Щербакова, Б. А. Овезов // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 7(127). С. 72-74.

8. Снижение критических последствий торсионных вибраций в результате разрушения горной породы долотами PDC / Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, Л. Р. Календарова [и др.] // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2022. № 4. С. 91-100. DOI 10.32454/0016-7762-2022-64-4-91-100.

9. Технология бурения нефтяных и газовых скважин : в 5 т. : учебник для студентов вузов / Под общ. ред. В. П. Овчинникова. Тюмень :ТюмГНГУ, 2014. Т. 1. 568 с.

10. Хайруллин Б. Ю. Применение современных методов отбора и анализа керна для прямой оценки флюидонасыщения коллекторов / Б. Ю. Хайруллин, В. Г. Мамяшев, В. В. Федорцов // Бурение и Нефть. 2013. № 12.

6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

ИЗУЧЕНИЕ ФОССИЛИЙ МОРСКИХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ШИХАНА ШАХТАУ

Р.О. Кашанов

*МОБУ СОШ с.Куштиряково Бакалинского района Республики Башкортостан
e-mail: kushtirjksosh@yandex*

Стерлитамакские Шиханы являются уникальными геологическими памятниками природы. Уникальность заключается в том, что они являются «палеонтологическим музеем» под открытым небом. На шиханах выявлено большое разнообразие морских обитателей и древних рифов. Всего Шиханов сейчас три – это Юрактау, Куштау и Торатау. До недавнего времени был и четвертый – Шахтау. Шихан Шахтау исчез с лица земли в результате добычи сырья для содовой компании города Стерлитамак (рис. 1).



Рис. 1. В настоящее время на месте горы – карьер. (фото автора, 2022 год)

В карьер Шахтау, к сожалению, в настоящее время не пропускают людей в целях безопасности. В школе сохранились окаменелые отпечатки морских беспозвоночных из шихана Шахтау, которые привёз учитель географии в 2001 году.

Цель моей работы - изучение и определение палеофауны шихана Шахтау путём метода камеральной обработки окаменелостей.

Пермские рифы, как и современные рифы тропического пояса, были населены разнообразной фауной, в составе которой встречались многочисленные одиночные и колониальные кораллы. Кораллы питались планктоном. Они вели сидячий образ жизни, были хищниками и захватывали планктон щупальцами (рис. 2). В процессе роста кораллита сам полип (отдельная особь в колонии) перемещался вверх, создавая базальной частью скелет, который и сохраняется в ископаемом состоянии [1].

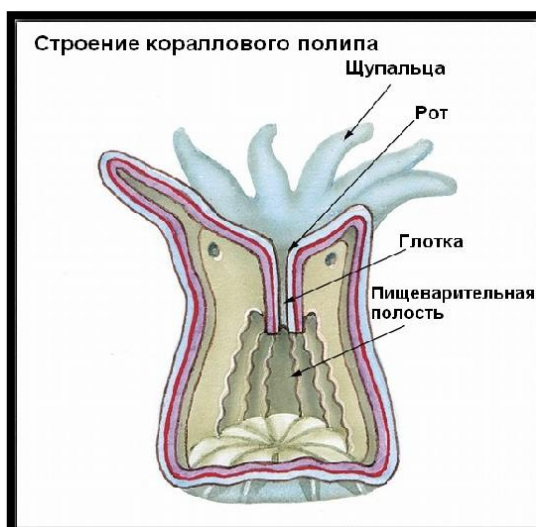


Рис. 2. Строение кораллового полипа (рисунок из интернет-ресурса)

Для определения фоссилий обратился к книге «Палеонтология в таблицах и иллюстрациях» [2] и камеральной обработки. Пришёл к выводу, что найденные образцы относятся к отряду четырехлучевых, или по-другому, ругозы. Одиночные кораллы появились раньше (ранний ордовик), чем колониальные (средний ордовик). Все разновидности четырёхлучевых кораллов вымерли в конце пермского периода. Благодаря известковому скелету они хорошо сохранились до наших дней. Широко распространены колониальные ругозы (рис. 3).



Рис. 3. Колония кораллового полипа (Шахтау 2001 год)

Кораллиты плотно прилегают друг к другу. Массивные колонии имеют полусферическую форму. Поперечное сечение составляет 6-8 мм. и представляет собой неправильные многоугольники с радиальными септами. Продольное сечение призматическое, пузырчатая ткань распространена у стенок. С помощью цифрового USB микроскопа обнаружил наличие в осевой части столбика.

Тетракораллы - ругозы являлись обитателями верхней сублиторали нормально-морских бассейнов тропиков и субтропиков. Участвовали в образовании коралловых известняков и рифогенных построек. Имеют большое значение для биостратиграфии и палеогеографии [3].

Морские лилии или криноидеи (Stinoidea) - донные животные с преимущественно сидячим образом жизни. Именно животные, относящиеся к типу иглокожих (Echinodermata), а вовсе не растения, как может показаться из названия. Существуют с ордовика по настоящее время. Тело состоит из стебля, чашечки и брахиолой - рук (рис. 4).



Рис.4. Реконструкция строения морской лилии

Стебли и руки состоят из члеников различной формы, при жизни животного они соединены мышцами, в ископаемом состоянии они часто разваливаются. Криноидеи редко сохраняются целиком, для этого необходимо было быстрое захоронение тела лилии в осадке, иначе ее быстро разбивало на отдельные членики или столбики члеников. Зато эти членики и столбики очень прочны, они в изобилии встречаются в горных породах [4].

В шиханах массовом количестве встречаются криноидные известняки с диаметром стебля 6-8 мм. (рис. 5). Появились в ордовике, наибольшего расцвета достигали в среднем палеозое, когда их насчитывалось свыше 5000 видов, но к концу пермского периода большая их часть вымерла [5]

В кабинете географии я обратил внимание на необычный образец, покрытый чёрной смолянистой жидкостью (рис. 6). Эта жидкость оказалась нефтью. Первая нефть в Башкирии – ишимбайская, как раз связана с такими же рифовыми постройками, только они находятся на глубине 300-500 метров.



Рис. 5. Криноидный известняк



Рис. 6. Криноидный известняк с нефтью

Наутилоидеи – древнейшие представители головоногих моллюсков. Их следы на Шиханах встречаются наиболее часто. По строению и образу жизни наутилоидеи были похожи на современных наutilusов. Они имели наружную раковину и являлись хищниками.

Наутилиды (Nautilida) - отряд головоногих моллюсков в подклассе Nautiloidea. В отряд Nautilida входит и современное семейство Nautilidae с двумя родами - Nautilus и Allonautilus.



Рис. 7. Современные наutilusы (фото из интернет-ресурсов)

Наутилиды имеют спирально-свернутую раковину и очень крупные области прикрепления мускулатуры в жилой камере, что отличает их от других отрядов наутилоидей. Раковины большинства наутилид гладкие, ребра и шипы у них - редкость. Отряд наутилид возник в конце силура или самом начале девона. Серьезный кризис наутилиды пережили на рубеже триаса и юры, а вот "великие вымирания" на рубеже перми-триаса и мела-палеогена их почти не затронули.

Вымершие представители отряда Nautilida очень разнообразны. Часто всех представителей отряда называют наutilusами, по имени самого известного современного рода этих моллюсков. Наutilusы - хищники и падальщики, в толще воды они захватывают щупальцами различных животных, нападая иногда на червей, других моллюсков и мелкую рыбу, могут есть и падаль. Современные наutilusы не очень подвижны (рис. 7), поэтому они предпочитают малоподвижную или вовсе неподвижную добычу, гоняться за быстрой рыбой они не могут [2]. Исследуемый мною фрагмент фоссилий представлен на рисунке (рис. 8). У наutilusа ровные вогнутые (линзовидные) перегородки между камерами, их край, прикрепляющийся к стенке раковины, относительно прямой. На окаменелости на правой части я обнаружил сифон.



Рис.8. Фрагмент окаменелости Наutilusа, Шахтау, 2001 год

Сифон проходит на некотором удалении от стенки раковины, а у аммонитов он располагается прямо у стенки. Ему принадлежит важная роль в корректировке плавучести моллюска: кровеносные сосуды сифона умеют поглощать небольшое количество жидкости, находящейся лишь в нескольких наиболее молодых камерах, и выделять газ — смесь аргона и азота

Сбор и определение окаменелостей – интересная и полезная работа юных геологов (рис. 9). Лучшие, наиболее хорошо сохранившиеся фоссилии включили в палеонтологическую коллекцию. Для сохранности использовали отдельные пластмассовые коробки (рис.10). На крышке коробки имеется рисунок, тип, класс, отряд, род, местонахождение и возраст окаменелости. На оборотной стороне краткая характеристика особенности строения и среды обитания. Коллекции хранятся в кабинете географии на специально отведённом месте для этих целей. Мы старались сделать так, чтобы наши «немые» образцы «заговорили». Каждый может посмотреть и прочитать информацию о морских беспозвоночных Пермского моря.



Рис. 9. Увеличение с помощью цифрового USB микроскопа

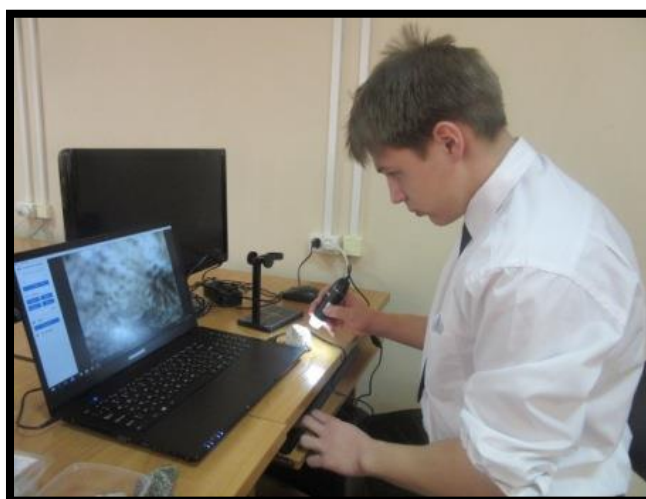


Рис. 10. Работа над созданием палеонтологической коллекции

В результате работы я убедился, что Шиханы – это действительно неповторимый доисторический природный памятник планетарного масштаба, своего рода «врата

времени». Но, к сожалению, несмотря на всю уникальность этих гор, г. Шахтау была уничтожена добывающим соду предприятием.

Конечным результатом моей исследовательской работы является создание палеонтологической коллекции беспозвоночных. Палеонтологическую коллекцию планируем использовать в кружковых занятиях по геологии, в классных часах, внеклассных мероприятиях, в том числе «Точка Роста».

Список литературы

1. Кулагина Е.И., Скуин И.А., Коссовая О.Л. Пермский риф Шахтау / Уфа:Белая река, 2015. 72 с.
2. Палеонтология в таблицах и иллюстрациях. /Г.А. Данукалова, И.Л. Сорока, И.А. Стародубцева М.: Акварель, 2013. 312 с.: ил.
3. <https://www.ammonit.ru/fossil/73.htm>
4. <https://poznayka.org/s54961t1.html>
5. <https://www.ammonit.ru/fossil/44.htm>
6. <https://dzen.ru/media/id/5bf6d84a83b40c00aa0c06b0/morskie-liliikrinoidei-62270f660915983d351fc383>

ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ ДЛЯ ШКОЛЬНИКОВ В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН

А.В. Рыскулова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: a.ryskulova262@gmail.com

Научный руководитель: Г.А. Данукалова

В Республике Башкортостан профориентация школьников начинается со средней школы и одним из её направлений является привлечение активной молодежи к геологическим специальностям.

Профориентация организована поэтапно, от еженедельных занятий школьников в объединениях геологической направленности до их участия в республиканских, региональных и всероссийских мероприятиях.

В РБ учителя географии и геологи-наставники самостоятельно готовят команды на республиканские геологические мероприятия для школьников. В помощь учителям и школьникам с 2023 года организована региональная открытая геологическая школа «Алтынтау» в Республике Башкортостан, целью которой является развитие образовательного и мировоззренческого уровня личности через обучение наукам о Земле, подготовку методических пособий и организацию различных мероприятий в геологической сфере. Организаторами создания и проведения Школы являются Институт геологии УФИЦ РАН, Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан, Башкирский государственный педагогический университет им. М. Акмуллы, Уфимский государственный нефтяной технический университет, региональное отделение Русского географического общества в Республике Башкортостан, АНО «Центр науки, просвещения, экологии, культуры и туризма «Геопарк Янган-Тау», АНО «Центр науки, просвещения, экологии, культуры и туризма «Геопарк Торатау», РО организация поддержки и развития геологического общества в Республике Башкортостан, МАОУ «Центр образования № 40» городского округа город Уфа[1]. Базовой площадкой для геошколы является МАОУ «Центр образования № 40» (г. Уфа).

Участниками геологической школы могут стать обучающиеся (до 18 лет) всех видов образовательных организаций и учреждений дополнительного образования Республики Башкортостан и других регионов Российской Федерации. Информацию о геологической школе можно узнать в группе ВК «Юные геологи РБ» (<https://vk.com/bashrosgeo>).

Школа готовит методические пособия, которыми могут воспользоваться во время занятий юные геологи разных объединений, которых в республике насчитывается около 30. Например, координатором школы Е.И. Щербаковой были подготовлены методические материалы по организации учебной деятельности для младших, средних и старших школьников; этими документами смогли воспользоваться педагоги республики, адаптируя их под свои реалии. Кроме того, были подготовлены видеоматериалы по минералогии и петрографии, где в наглядной форме А.В. Рыскуловой были показаны минералы и горные породы и дана методика их диагностики.

В результате изучения базовых основ геологических наук обучающиеся должны знать строение планеты Земля, основные геологические процессы, основы минералогии, классификацию горных пород, основы палеонтологии; особенности применения различных методов во время изучения геологических объектов, правила организации полевых и лабораторных исследований; уметь: определять и характеризовать базовые минералы, горные породы, фоссилии, строить геологический разрез, самостоятельно проводить шлиховое опробование, гидрометрические и радиометрические замеры, геологический маршрут, излагать и анализировать полученную информацию, проводить первичную обработку полевых материалов, уметь читать геологическую карту; владеть: базовыми знаниями теории

геологических наук и методикой исследований, навыками определения горных пород, минералов и фоссилий, организации полевых геологических исследований и приемами обработки полученного материала.

Школа проводит занятия очного и заочного формата.

Геологическая школа 27–29 марта 2023 года организовала Республиканский этап Всероссийской геологической олимпиады «Земля и человек» (рис. 1). В Олимпиаде приняли участие 66 обучающихся с 4 по 11 класс, а также студенты 1 и 2 курсов колледжей из 4 муниципальных районов: Альшеевский, Бакалинский, Уфимский, Хайбуллинский и 6 городских округов: г. Уфа, г. Октябрьский, г. Стерлитамак, г. Салават, г. Кумертау, г. Сибай Республики Башкортостан. Всего на Олимпиаду прислано 59 исследовательских работ по разным номинациям [2]. Кроме того, юные геологи соревновались в практических навыках по построению геологического разреза, определению минералов, горных пород и фоссилий, по определению геологических процессов, основных агентов их вызывающих и формах рельефа, в ответе на вопросы в тестировании.



Рис. 1. Олимпиада «Земля и человек», 2023 год. Фото взято из группы «Юные геологи РБ»

С 12 по 19 июля 2023 года в муниципальном районе Нуримановский район Республики Башкортостан (с. Павловка, База Солуни, УГНТУ) был проведен полевой учебный эколого-геологический маршрут «К тайнам недр Земли» по программе региональной открытой геологической школы Алтынтау (рис. 2). В Маршруте приняли участие 61 обучающийся 8 детских объединений из 3 муниципальных районов: Баймакский, Хайбуллинский, Уфимский и 3 городских округов: г. Уфа, г. Стерлитамак, г. Сибай Республики Башкортостан. Итогом мероприятия являлись зачеты по геологическим навыкам. Зачеты подведены геологами-наставниками по каждому виду программы «Эколого-геологического маршрута» по утвержденным критериям оценки: геологический маршрут и полевые методы, радиометрический метод, гидрометрический метод, построение геологического разреза,

шлиховой метод, методы изучения нефтяных и газовых месторождений, палеонтологический и минералого-петрографический методы, а также организация полевой стоянки, техника безопасности в маршрутах. Дипломами и призами награждены победители и призеры, а десять участников, набравшие наибольшее количество баллов в зачетной программе награждены призами от спонсоров мероприятия.



Рис. 2. Эколого-геологический маршрут «К тайнам недр Земли», 2023 год. Фото взято из группы «Юные геологи РБ»

В осенний период геошколы организует с 2020 года региональные открытые конкурсы «Мир палеонтологии» и «Мир карста и пещер».

В 2022 году в конкурсе «Мир карста и пещер» геошколой, при поддержке Русского географического общества, ФГБОУ ВО «Башкирский государственный педагогический университет им. М. Акмуллы», АНО «ЦНПЭКиТ «Геопарк Торатау», АНО «ЦНПЭКиТ «Геопарк Янган-тау» с целью демонстрации научной и образовательной важности, которую представляют карстовые явления и пещеры, популяризации наук гидрогеология, карстоведение, геоморфология и других, в режиме онлайн был проведен республиканский конкурс «Мир карста и пещер» [3]. В конкурсе приняли участие обучающиеся 30 детских объединений естественнонаучной и туристско-краеведческой направленности образовательных организаций и учреждений дополнительного образования Республики Башкортостан и других субъектов Российской Федерации с 1 по 11 классы из муниципальных районов: Альшеевский, Баймакский, Белорецкий, Бурзянский, Дуванский, Илишевский, Ишимбайский, Кармаскалинский, Кугарчинский, Салаватский, Хайбуллинский и городских округов: г. Кумертау, г. Салават, г. Стерлитамак, г. Уфа, г. Москва, г. Мурманск, г. Петрозаводск. Всего на конкурс прислано 64 работы по следующим номинациям: «Карстово-спелеологический рисунок» (24 работы); «Фотография карстового объекта» (22 работы); «Карстово-спелеологическая символика» (11 работ); «Исследовательские работы по карсту и

пещерам» (7 работ). Дипломами ИГ УФИЦ РАН были награждены победители и призёры Конкурса по всем номинациям.

В 2022 году геошколой, при поддержке Института геологии УФИЦ РАН, Государственного геологического музея имени В.И. Вернадского Российской академии наук (г. Москва), АНО «ЦНПЭКиТ «Геопарк Торатау», АНО «ЦНПЭКиТ «Геопарк Янган-тау», Палеонтологического общества при Российской академии наук, РО организации поддержки и развития геологического общества в Республике Башкортостан с целью демонстрации научной и образовательной важности, которую представляют ископаемые остатки, окаменелости, популяризации науки палеонтология и историческая геология, был проведен региональный открытый конкурс «Мир палеонтологии». В Конкурсе приняли участие обучающиеся 60 детских объединений с 1 по 11 класс из 12 муниципальных районов: Альшеевский, Баймакский, Белорецкий, Дуванский, Салаватский, Давлекановский, Учалинский, Хайбуллинский, Ишимбайский, Федоровский, Калтасинский, Туймазинский и 5 городских округов: г. Уфа, г. Стерлитамак, г. Салават, г. Кумертау, г. Сибай Республики Башкортостан, Челябинской области, Московской области, Республики Саха (Якутия). Всего на конкурс прислано 207 работ по следующим номинациям: «Палеонтологический рисунок» (128 работ); «Фотографии палеонтологических объектов» (29 работ); «Новогоднее украшение и «Новогодний палеонтологический сувенир» (22 работы); «Пособие» (28 работ).

В текущем году ожидается такое же активное участие в конкурсах.

В конце полевого сезона (в октябре) АУ ДО «Станция детского и юношеского туризма и экскурсий г. Стерлитамак совместно с геошколой, ИГ УФИЦ РАН и геологическими организациями проведёт республиканские открытые соревнования «Полевой геоквест» в течение одного дня, где примут участие обучающиеся детских объединений естественнонаучной направленности. Мероприятие проходит в ФОРМЕ геологического маршрута, включающего несколько этапов с заданиями для участников по минералогии и петрографии, палеонтологии, по экзогенным и эндогенным процессам.

Слушатели геологической школы участвуют и в российских мероприятиях – например, в конкурсах, проводимых Государственным геологическим музеем им. В.И. Вернадского «Богатство недр моей страны», в Российской полевой олимпиаде юных геологов и других.

Список литературы

1. <https://resbash.ru/articles/obrazovanie/2023-06-04/kamennaya-istoriya-zemli-3283161>
2. <http://ufaras.ru/?p=16675>
3. <https://geopark-toratau.ru/sotrudnica-geoparka-toratau-provela-lekciju-s-junyimi-geologami/>

ГЕНЕЗИС ЭЛЕКТРУМА В ГАЛЕНИТЕ НА МУРЗИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)

К.А. Таньков

Клуб «Юный геолог» КГБУ ДО «АКЦДОТуК «Алтай», Барнаул

Научный руководитель: Леднёв В.С.

В 2021 году на золоторудном месторождении Мурзинское 1 в Краснощёковском районе Алтайского края в ходе увеличения глубины и площади карьера на южном фланге на горизонте +255 м была вскрыта кварц-анкеритовая жила. с галенитом. со светло-желтыми проволочками электрума.

Мурзинское месторождение было открыто в 1740 году по следам “чудских” выработок. Месторождение относится к скарновому типу, связывается с усть-беловским интрузивным комплексом. Месторождение приурочено к главному разлому Акимовской зоны, по которой контактируют песчаники, алевролиты и известняки (нижний девон). Развита гранат-диопсидовые, гранатовые и эпидот-гранатовые скарны, эпидозиты, эпидотизированные и скарнированные породы, образующие линзообразные тела северо-западного направления. Скарны и эпидозиты пересечены кварцевыми жилами и жилками с рудной минерализацией, представленной халькопиритом, халькозином, ковеллином, реже сфалеритом, пиритом, галенитом, золотом. Изучаемая жила находится на южном фланге карьера, на горизонте +255 метров. Ее азимут падения 70 градусов, угол падения 20 градусов, средняя мощность 0,3 м, в раздува до 1 метра.

Минералы, присутствующие в данной жиле: анкерит, кварц, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, кальцит, лимонит и электрум в разных формах выделения. Пробы, в количестве 7 штучков, были отобраны в августе- сентябре 2021 г., под руководством Леднева В.С.

При изучении протоколов отобранных проб были обнаружены выделения электрума. Выделения были отобраны под биноклем и подвергнуты изучению.

Отобранные нитевидные выделения мы отправили в лабораторию Минералогического музея им. Ферсмана в г. Москва, где аналитик Касаткин А.В. провел микрозондовый анализ и подтвердил, что это электрум.

Общая масса растертых образцов 541,32 грамма. Масса ниточек электрума 0,2 грамма. Теперь рассчитаю содержание электрума в исследуемой мной жиле г/т:

$$0,2 \text{ гр} / X = 541,32 / 1000 \text{ 000};$$

$$X = 0,2 * 1000 \text{ 000} / 541,32 = 369,46 \text{ г/т}$$

Последовательность минералообразования может быть установлена: по взаимоотношению минералов, обрастанию одних другими, более поздними, по формированию структур распада, появлению включений, по распространенности минералов в различных типах первичных и измененных руд.

Ниже приводится описание морфологии выделений минералов и их взаимоотношений в образцах.

Кварц представлен двумя генерациями: молочно-белый, не имеющий кристаллографических очертаний, прозрачные кристаллы. В кварце есть кристаллические выделения анкерита размером 27x10 мм. Кристаллы анкерита имеют оранжево-коричневый цвет. Кристаллы кварца хорошо огранены, на некоторых из них есть зональность.

Анкерит. Кристаллы анкерита находятся на границе кристаллов кварца, частично в них утоплены. Иногда фиксируется замещение анкерита кальцитом и гетитом. Выделения анкерита граничат с халькопиритом, в центре выделения анкерита найден разблокированный кристалл галенита (растущий по ступенькам). В анкерите присутствуют мелкие кристаллы идиоморфного пирита кубического габитуса.

В образце 3 есть ступеньки индукционной поверхности между кристаллом кварца и анкеритом, что говорит об их совместном росте. В этом же образце видны крупные с хорошим блеском по плоскостям спайности кристаллы галенита, по их границам с анкеритом отчетлива видна индукционная поверхность, то есть был совместный рост.

Кристаллы галенита, которые заполняют пространство между кристаллами кварца.

В обр. 3 на границе анкерита и выделения сфалерита находится индукционная поверхность срастания. Слева от большого кристалла кварца есть зона разрушенного анкерита, который перешел в кальцит без формы и кристаллов, то есть он образовался последним. На данном образце в центральной части зерен галенита имеются выделения электрума в виде тонких ленточек (фото №6, №7, №8)

В выделениях кальцита (с размером 25x20 мм) есть кристаллы пирита, имеющие пентагондодекаэдрический габитус с размером 2 мм.

Сфалерит отчетливо ксеноморфен по отношению к анкериту и кварцу.

Клейофан – желто-зеленый сфалерит, как правило, наблюдается по внешней зоне зерен сфалерита мощностью 2 – 5 мм. Выделения кристаллографических очертаний не имеют.

Галенит, имеющий сильно вытянутые, разблокированные (растущие по ступенькам) кристаллы. В одном из кристаллов галенита по центру обнаружена проволочка электрума 0,1 на 2 мм. Кристаллы галенита заполняют пространство между кристаллами кварца.

Взаимоотношения галенита и сфалерита отмечаются следующими фактами:

- фиксируется выделение сфалерита размером 19x15 мм, находящееся на границе с галенитом и кварцем. В этом выделении на границе с кварцем можно увидеть тонкую зону зеленого клейофана.

- выделение галенита (размером 3x1 мм) с хорошей ступенчатой спайностью внедряется в ксеноморфный по отношению к нему сфалерит;

- фиксируется выделение галенита размером 3x1 мм по границе с зернами сфалерита. Галенит более идиоморфен по отношению к сфалериту.

- в галените изредка встречаются ограненные пустоты (менее 1мм), скорее всего антикристаллы;

- описаны ограненные кристаллы галенита, промежуток между которыми, заполняет ксеноморфный по отношению к ним сфалерит;

Халькопирита и галенита: Одно из зерен халькопирита (размером 15x5 мм) срастается со сфалеритом, причём халькопирит более идиоморфен, чем сфалерит.

В другом зерне (с размером 5x6 мм) халькопирита видны выделения галенита внутри него (размеры галенита 4x1 мм). Между галенитом и халькопиритом заметна индукционная поверхность. Рядом с этими минералами расположен кристалл прозрачного кварца размером 0.9 мм, причём оба (халькопирит и галенит) выросли по границам кристалла кварца.

В образце 3 можно увидеть срастание галенита и халькопирита. Кристаллографических очертаний у халькопирита не видно.

На одном из зерен халькопирита (размером 5x3 мм) виден отпечаток головки кристалла кварца, часть разрушившегося кристалла находится в халькопирите.

Пирит кристаллы пирита, с размером 0.1 мм в анкерите и в молочно-белом кварце. Эти кристаллы пирита хорошо огранены и имеют кубический габитус или пентагондодекаэдрический габитус, размер кристаллов составляет 0.2 мм.

В отобранных образцах электрум присутствует в трех формах выделения: проволочки; ленточки, комочки.

Больше всего выделений в форме проволочек, причём они в основном прямые, реже скрученные вокруг своей оси, серебристо-белого или желтоватого цвета от 1 до 12 мм. Выделения такой формы составляют 53%. Менее развиты электрум в форме комочков.

В отобранных мною на месторождении образцах, подверженным гипергенным изменениям выделений электрума не обнаружено.

Электрум. Анализ выделений электрума на сканирующем электронном микроскопе показал, что химический состав образцов неравномерен и может значительно меняться в пределах одной «проволочки». Колебания в распределении Au - Ag составили от 30-70 %. В трех анализах присутствовала ртуть с содержанием до 2%.

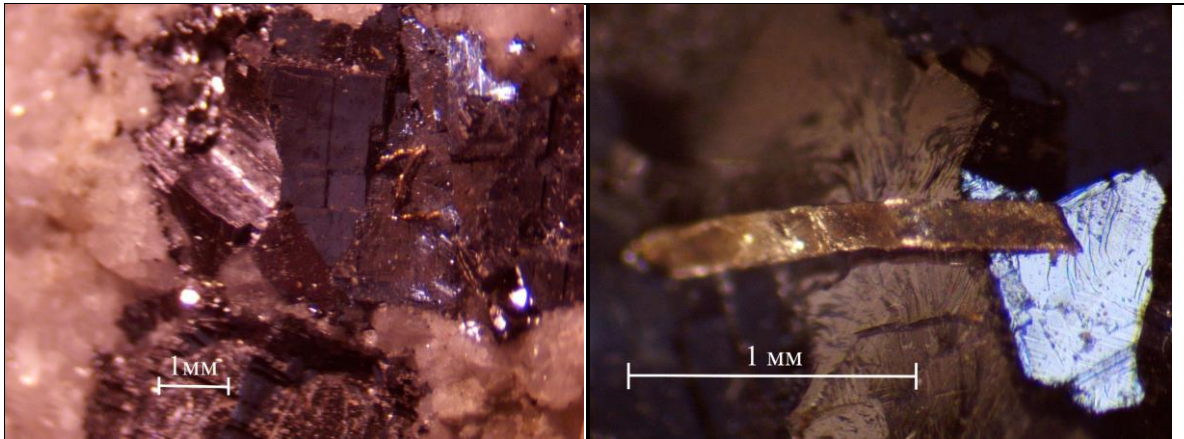


Рис. 1. Выделения электрума в галените: а - в форме скрученной проволочки в галените, в+б - в форме ленточки.

Изучив морфологию и проведя онтогенетический анализ образцов, я пришел к выводу, что электрум образовался одновременно или чуть позже сфалерита, на стадии рудогенеза (рис 2). По способу формирования электрума у меня сформировались две гипотезы.

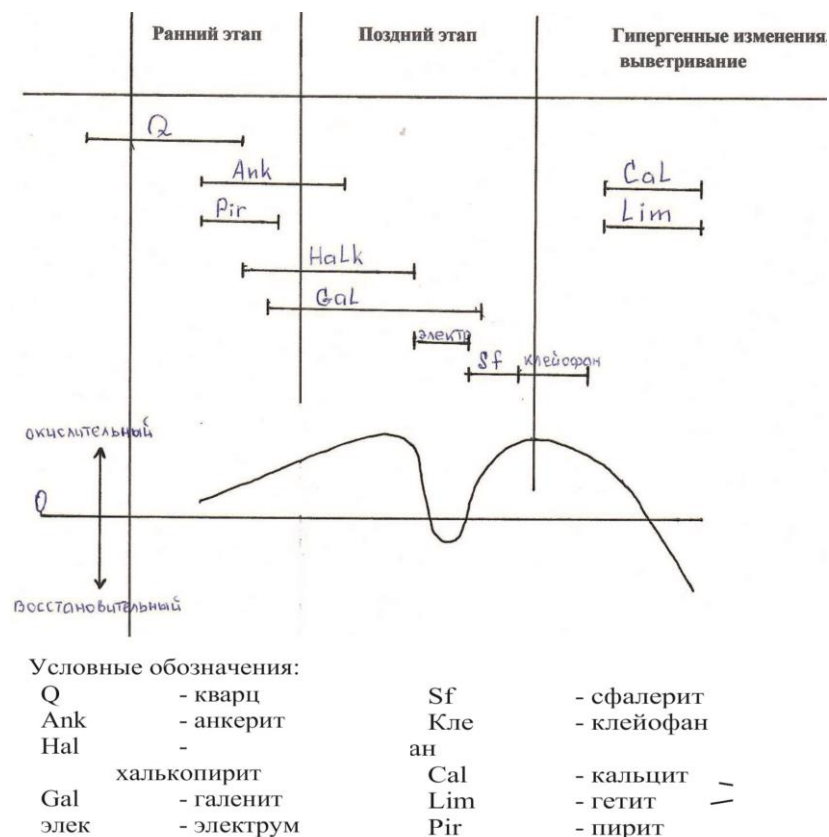


Рис. 2. Схема последовательности минералообразования в жиле месторождения Мурзинское 1

Гипотеза 1. Серебро и золото, находившиеся в изоморфном состоянии в галените и на этапе гипергенных изменений, выкристаллизовались под действием химических реакций окисления галенита и восстановления серебра и золота. Возможно, в данных образцах в изоморфном виде могут находиться висмут и сурьма, которые на этапе рудогенеза могли отдать необходимые для восстановления электроны серебру и золоту.

Гипотеза 2. В момент формирования руд в изучаемой жиле в растворе содержалось много серы, которая вступала в химические реакции с образованием пирита, халькопирита и галенита. В результате бурного роста сульфидов количество серы в растворе резко сократилось, прекратился рост сульфидов и повысился восстановительный потенциал в системе, что позволило выделиться серебру и золоту. Из-за прихода новых флюидных растворов, обогащенных серой продолжился рост сульфидов (галенита и халькопирита), а рост электрума прекратился.

В вопросе формирования электрума я склоняюсь ко второй гипотезе.

При отработке технологии обогащения данных руд необходимо учитывать особенности морфологии этих выделений.

Список литературы

1. Дружинин А.В., Карелина Е. В. «Основные типы промышленных месторождений серебра», Вестник РУДН, серия Инженерные исследования, 2008, №1.
2. Мурзин О.В., Алямкин А.В. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые и оценочные работы в пределах Мурзинского участка», проведенных в 2008 – 2013 гг. с подсчетом запасов золота на 1.01.2015 г.
3. Пальянова Г.А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра.
4. Стружков С.Ф., Константинов М.М. «Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса», Научный мир, Москва, 2005.

7. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПЫТА ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОПАРКА В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН

В. А. Садрисламова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

[*sadrislamova.v@mail.ru*](mailto:sadrislamova.v@mail.ru)

В настоящее время в 48 странах насчитывается 195 глобальных геопарков ЮНЕСКО. Глобальные геопарки ЮНЕСКО (UGGp) – это единые географические районы, в которых объекты и ландшафты международного геологического значения управляются на основе целостной концепции охраны, образования и устойчивого развития [9].

В мире всего в 6 странах законодательно закреплено понятие «геопарк» в КНР, Корее, Сербии, Франции, Италии и Испании.

На сегодняшний день в Российской Федерации законодательно не закреплено понятие «геопарк» используется Федеральный закон № 33 «Об особо охраняемых природных территориях» от 14 марта 1995 года. Согласно, которому особо охраняемые природные территории (ООПТ) – участки земли, водной поверхности и воздушного пространства над ними, где располагаются природные комплексы и объекты, которые имеют особое природоохранное, научное, культурное, эстетическое, рекреационное и оздоровительное значение, которые изъяты решениями органов государственной власти полностью или частично из хозяйственного использования и для которых установлен режим особой охраны[10].

В России, несмотря на отсутствие на федеральном уровне закреплённого понятия «геопарк», благодаря инициативе руководителей субъектов Российской Федерации созданы региональные геопарки в Ульяновской области («Ундория»), Республике Башкортостан («Янган-Тау» и «Торатау») и Республике Алтай («Алтай») [5] Башкирский «Янган-Тау» является первым в России геопарком, включенный в глобальную сеть геопарков ЮНЕСКО.

Это стало возможно благодаря разработке Госкомитета по туризму Башкирии законопроекта Республики Башкортостан № 609-з «О геопарках в Республике Башкортостан» от 27 сентября 2022 года. Геопарк – территория, включающая в себя объекты, имеющие особую геологическую, биологическую, экологическую ценность, представляющая научный, образовательный, культурный, исторический и туристский интерес.

Основными задачами по развитию геопарков являются: осуществление научной (научно-исследовательской) деятельности; экологическое просвещение населения; развитие на территории геопарка социального, сельского, детского, самодеятельного туризма и туристско-рекреационной деятельности; социально-экономическое развитие муниципальных образований, расположенных на территории геопарка; разработка и осуществление мероприятий по сохранению объектов природного, культурного, нематериального культурного наследия; развитию природного и рекреационного, туристического потенциала[4].

Геопарк «Янган-Тау» расположен в Салаватском районе и был создан по распоряжению Правительства Республики Башкортостан №1009-р от 18.10.2017 г.

В геопарк входят геологические разрезы (Мечетлино, Большая Лука, Лаклы, Яхино, Усть-Канда, Новокаратавлы, Ахуново, Сабакай-таш и возле с. Куселярово с палеонтологическими остатками), гидрологические и гидрогеологические (Аркауловское болото, Куткантауская группа родников, минеральный источник Кургазак, геотермальный объект горы Янган-Тау и Куселяровские сернистые источники), а также карстологические и

геоморфологические (Каменные ворота на реке Ай, Урмантауская (Ледяная) пещера, Лаклинская пещера, Идрисовская пещера, пещеры в скале Сабакай и гора Куткантау) объекты [8]. Гора Янган-Тау, разрезы Мечетлино и Большая Лука имеют международное значение.

Распоряжением Правительства Республики Башкортостан № 19-р от 18 января 2019 г. был создан геопарк «Торатау», который расположен на территории Гафурийского, Ишимбайского и Стерлитамакского муниципальных районов.

В геопарк входят уникальные природные объекты: шиханы пермского возраста (Торатау, Юрактау и Куштау), геологические разрезы (основание сакмарского яруса Усолка и отложения артинского яруса Дальний Тюлькас), Воскресенский риф и Кутлугузинские обнажения верхнемеловых пород. В 2019 г. на разрезе «Усолка» выделили эталонную прослойку пород по методике «золотого гвоздя», который является первым в России.

Методика «золотого гвоздя» – методика GSSP (по-русски ТГСГ – точка глобального стратотипа границы) идея визуализации времени в породе путем выбора конкретного места (точки) в одном конкретном разрезе [6].

Геоморфологические объекты: горы (Бикмаш, Караултау, Алатау, Хауазе и Бужа-тау (Буя)), скалы и хребты (Авдырдак, Улутау, Мамбет, Кульганак, Уклы-Кая и Калим-Ускан). Карстологические объекты: Аскынская Ледяная, Девичья, Киндерлинская-Леднева-Октябрьская, Зигановка, Отважных (Аюыслаган), Таш-ой, Хазинская (Тирмян-Таш), Олимпия (Шаукалтамак), Ыласын (Еласын, Соколиная), Салавата Юлаева и Ишеевские пещеры. Также гидрологические и гидрогеологические объекты: Красноуольские минеральные источники, Святые источники Варвары Скворчихинской и источник Берхомут [7].

В 2019 г. были основаны две некоммерческие организации «Центр науки, просвещения, экологии, культуры и туризма «Геопарк Торатау» и «Геопарк Янган-Тау», занимающейся развитием и продвижением геопарков на территории Республика Башкортостан.

В Пермском крае нет ни одного геопарка и не закреплено законодательно такое понятие.

На территории края можно выделить 6 перспективных территорий для создания геопарка (рис. 1):

1. Кунгурско-Суксунский участок;
2. Лысьвенско-Чусовской участок;
3. Губахо-Александровский участок;
4. Березниковско-Соликамский участок;
5. Чердынско-Красновишерский участок;
6. Верхневишерский участок.

1. Кунгурско-Суксунский участок расположен на юго-востоке Пермского края, охватывает Кунгурский, Кишертский, Ординский муниципальные округа и Суксунский городской округ. В него входят: стратиграфические (разрез Чекарда – остатки пермской флоры и фауны, стратотип филипповского горизонта – Филипповский карьер, стратотип неволинской пачки – Неволинское обнажение, стратотип ёлкинской пачки – Ёлкинское обнажение); карстологические (Кунгурская Ледяная, Большая Мечкинская и Ординская пещеры, Андроновский грот); минералогические (Ординские проявления селенита); морфологические (полоса сылвенских рифов (Ермак, Межевой, Глазырь, Восточный, Хоробрый, Кошка, Коронка, Камайские зубцы (Малахов), Два брата, Краюха (Дядя), Камень Лобач); гидрогеологические и гидрологические (водопад Плакун, Ключевские минеральные источники, Белогорский Святой источник) объекты. Для любителей мистики и острых ощущений – Молёбская аномальная зона. Невероятный по красоте ежегодный фестиваль воздухоплателей «Небесная ярмарка» в рамках которого проводится Чемпионат Приволжского федерального округа и Кубок Пермского края по воздухоплательному спорту. Самая известная культурно-историческая достопримечательность Пермского края – Уральский Афон – Белогорский Свято-Николаевский мужской монастырь. У стен монастыря ежегодно проходят: Всероссийский фестиваль православных культур «Свет Белогорья»,

спортивно-музыкальный фестиваль «White Fest» и Всероссийский православно-фольклорный фестиваль «Ильин день». Край богат бальнеологической продукцией и народными промыслами: камнерезное искусство, изделия из керамики и майолики, художественная обработка дерева и другие виды.

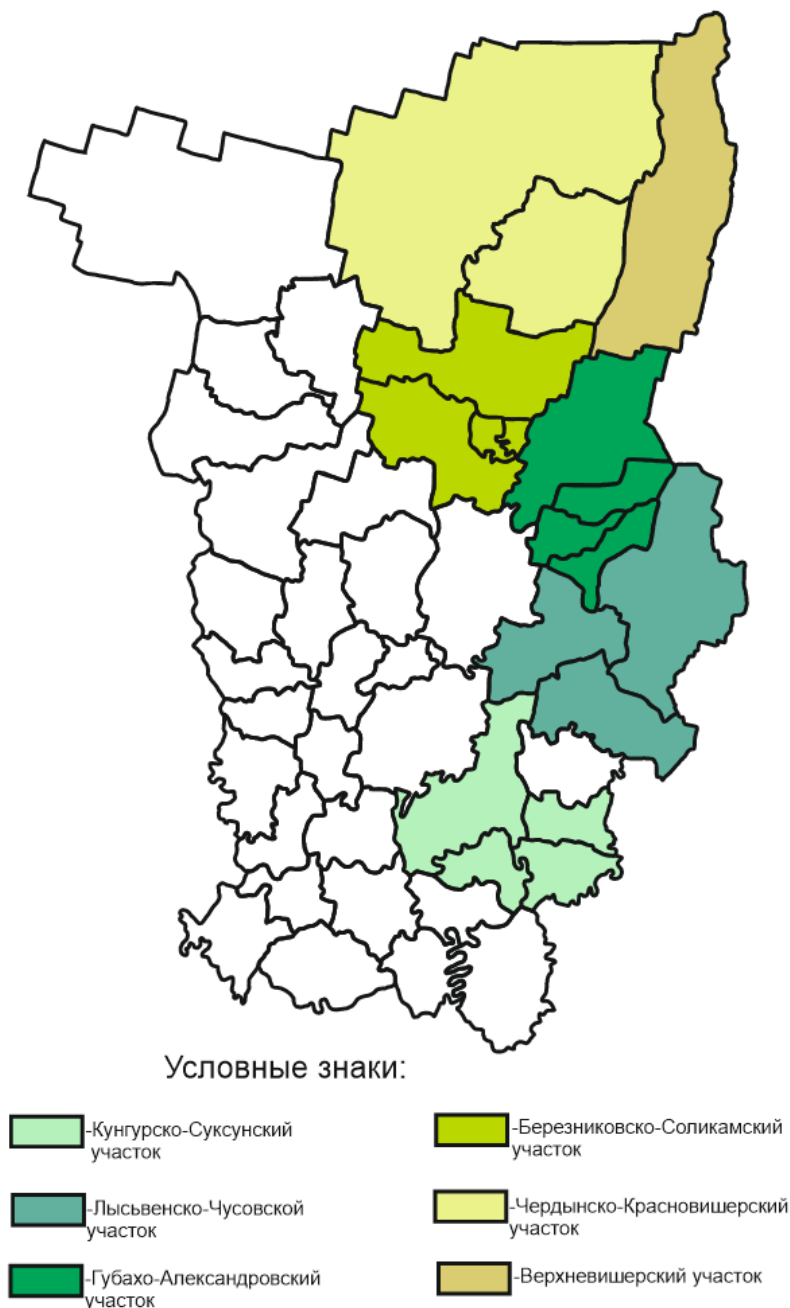


Рис. 1. Предлагаемые территории для геопарков в Пермском крае

2. Лысьвенско-Чусовской участок раскинулся на восточной окраине Прикамья, в него входят Лысьвенский, Чусовской и Горнозаводской городские округа. Район богат разнообразными подземными недрами и городами русской промышленной архитектуры. Наиболее интересными объектами являются стратиграфические (разрез Кын – пограничные отложения карбона и перми, разрез Косая Речка – граница девона и карбона, карьер Вавилон – месторождение рифейских строматолитов, хребет Ослянка-Басеги – стратотип ослянской свиты рифея, гора Колпаки – стратотип колпаковской свиты ордовика), карстологические

(пещера Чудесница, Большая Пашийская (Большие Воронки), Большая Опокинская, карстовые арки – Царские Ворота, Дыроватые Рёбра), минералогические (Сарановское месторождение хромитов, Соколя гора – гора сформирована в результате древней вулканической деятельностью), морфологические (камни Омутной, Дыроватый, Стеновой, Олений, Растун (Ростун), Великан, Плакун (Боюн), Дужный (Дужной), Печка, Усьвинские Столбы, гора Колпаки (Длинные Пальцы)) объекты [3]. Здесь расположены уникальный «Этнографический парк истории реки Чусовой» и единственный в России музей истории политических репрессий «Пермь-36». Узнать все о первой нефти на Урале, посетив памятник в Верхнечусовских городках – «Бабушка пермской нефти». Самый популярный туристический маршрут для сплава по реке Чусовая с большим количеством скальных обнажений по берегам реки. Ежегодный фестиваль малой авиации «Взлетка» в городе Лысьва[2]. В этом районе находятся несколько обелисков на границе Европы и Азии.

3. Губахо-Александровский участок находится на территории Гремячинского городского округа, Александровского муниципального округа, городских округов «Город Губаха» и «Город Кизел». В данный участок входят стратиграфические (разрез Губаха – месторождение каменноугольных кораллов и является стратотипом алексинского горизонта визейского яруса, разрез Кременной – стратотип кировского, еловского и кремленного горизонтов московского яруса, разрез Холодный лог – стратотип холодноложского горизонта ассельского яруса), карстологические (пещера Тёмная, Мариинская, грот Близначев (Белый), пещеры Сухого Лога (Новогодняя, Геологов-2, Геологов-3, Печка, Геологов-3, Ледяная, Ребристая, Безгодовская пещеры и гроты Стрелы, Треугольный), Махневские), морфологические (Каменный город, гора Крестовая, Ладейная, Ослянка) объекты [3]. Излюбленным местом отдыха местного населения являются Голубые озера – затопленные известняковые карьеры. Проходит ежегодный театральный ландшафтный фестиваль «Тайны горы Крестовой», на который съезжаются различные творческие коллективы со всей страны.

4. Березниковско-Соликамский участок в его состав входят городские округа Соликамский и Березниковский, «город Березники». В него вошли стратиграфические (Тюлькинское обнажение – соликамский горизонт уфимского яруса), гидрогеологические и гидрологические (Усольские источники, Людмилинская скважина, озеро Нюхти, Романовское I и Мошевское болота) объекты. Край контрастов, руины бывшего величия, возведенных Строгоновыми, и современным промышленным центром. Можно узнать все о солевой империи династии Строгоновых, посетить Усольский историко-архитектурный музей «Палаты Строгоновых». А самое главное – найти ответ, почему же всех пермяков по всей России называют «пермяк соленые уши». Международный фестиваль колокольных звонов и духовой музыки «Звоны России».

5. Чердынско-Красновишерский участок расположен на севере Пермского края, в него входят Чердынский и Красновишерский (западная часть) городские округа. В этот участок вошли стратиграфические (обнажение камня Писанного – основными рифообразователями являются мшанки, палеоаплизины и водоросли; камни Боец, Орелка, Заминка – рифовые образования артинского возраста; Помяненный камень – стратотип полюдовской свиты ордовика), карстологические (пещеры Дивья и Черная, камень Пехач – комплекс карстовых форм), морфологические (Полюдов камень, Ветлан, Дыроватый, Помяненный, Говорливый, Еран, Мулыско, Пасынок, Рассыпной (Дядя), Серовик и другие), минералогические (Алмазные вишериты – новый генетический тип алмазоносных пород), гидрогеологические и гидрологические (минеральные источники Нижней Березовой, Ларевские соленые источники, Большое Камское болото, Ермаков родник) объекты. Здесь проходит ежегодный этноландшафтный фестиваль «Зов Пармы» и находится место падения метеорита «Северный Колчим».

6. Верхневишерский участок находится на северо-востоке Прикамья в Красновишерском городском округе в пределах заповедника «Вишерский», по реке Вишера. В него вошли стратиграфические (гора Большой Хапхар-Не-Тумп – стратотип хапханской свиты ордовика,

хребет Чувальский Камень – стратотип чувальской свиты ордовика), морфологические (хребты Кваркуш, Главный Уральский, Хоза-Тумп, Чувальский Камень, Тулымский Камень, Муравьиный Камень; горы Шудья-Пендыш, Бронепоезд, Молебный Камень, Ойка-Чакур, Мартай, Ишерим; скала Камень Ветреной), карстологические (Велсовская пещера) и гидрологические (водопад Жигалан) объекты [1]. Маршруты подойдут только для подготовленных туристов.

Геопарки являются успешными социально-ориентированными бизнес-проектами, в основе которых лежит идея объединения геологического, природного и культурного наследия, туризма и бизнеса. Основным отличием геопарка от ООПТ – отсутствие ограничений на ведение хозяйственной деятельности. Это в свою очередь будет способствовать вовлечению местного населения в организацию и управление геопарком, созданию дополнительных рабочих мест, раскроет творческие способности населения путем открытия локальной продукции, используя местные природные богатства, что приведет к росту числа самозанятого населения и созданию своеобразного уникального бренда территории.

Таким образом, при принятии федеральных законов о геопарках, возможно создание геопарков на границе двух соседних субъектов (например, на водопады Жигалан лучше заезжать с территории Свердловской области через город Североуральск), что приведет к росту экономики регионов, сохранению традиционного образа жизни населения и культурного наследия. К развитию территории внутри геопарка: экологические тропы, туристические маршруты разного уровня подготовки, которые не обрываются на границе одного субъекта; строительства необходимой инфраструктуры (визит-центр, туристических комплексов, пунктов проката туристического снаряжения); просветительская деятельность естественнонаучных знаний (создание кружков, клубов юных экологов, геологов, натуралистов); подготовки будущих кадров (экскурсоводы, инструкторы, администраторы и др.). Все эти факторы и будут способствовать развитию геопарков внутри страны.

Список литературы

1. Атлас География Пермского края. География. История. М.: Издательство ДИК; 2000. 48 с.: ил., карт.
2. Атлас География Пермского края: учебное-справочное пособие / под ред. А.А. Зайцева, С.В. Пьянкова, Н.В. Бажуковой; Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2020. 49 с.
3. Геологические памятники Пермского края / Под. общ. ред. И.И. Чайковского; Горный институт УрО РАН. Пермь: Книжная площадь, 2009. 616 с.
4. Закон Республики Башкортостан от 27 сентября 2022 года № 609-з «О геопарках в Республике Башкортостан» // СПС «Гарант».
5. Комитет по геонаукам и геопаркам [Электронный ресурс] URL: https://vsegei.ru/ru/about/geo_committee (дата обращения: 21.07.2023).
6. Лазарев С.С. Метод «золотого гвоздя»: возможно ли совмещение времени геологического и физического? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т.11. – № 5. – С. 111-116.
7. Официальный сайт геопарка «Торатау» [Электронный ресурс]. URL: <https://geopark-toratau.ru> (дата обращения: 21.07.2023).
8. Официальный сайт геопарка «Янган-Тау». URL: <https://geopark-yangantau.ru> (дата обращения: 21.07.2023).
9. Официальный сайт ЮНЕСКО. URL: <http://www.unesco.org> (дата обращения: 21.07.2023).
10. Федеральный закон от 14.03.1995 N 33-ФЗ «Об особо охраняемых природных территориях» // СПС «Консультант Плюс».



**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ:**
Сборник статей XI Всероссийской молодёжной конференции, г. Уфа, 25-28 сентября,
2023 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 20.09.2023.
Объем 16,6 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 857.