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

Материалы XIV Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 23–26 мая 2022 г.

Институт геологии Уфимского федерального
исследовательского центра Российской академии наук

Министерство природопользования и экологии
Республики Башкортостан

Академия наук Республики Башкортостан

Российское минералогическое общество
Башкирское отделение

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

**Материалы XIV Межрегиональной
научно-практической конференции
(Уфа, 23–26 мая 2022)**

Уфа 2022

УДК 55
ББК 26.34
Г36

Г36 **Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 14-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 23—26 мая 2022 г.** — Москва: Издательство «Перо», 2022 – 19,8 Мб. [Электронное издание]

ISBN 978-5-00204-242-5

Сборник материалов и докладов 14-й Межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» содержит доклады 75 авторов из 12 научно-исследовательских институтов, университетов и производственных предприятий Уфы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Казани, Сыктывкара, Перми, Новосибирска, Якутска.

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

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

Статьи публикуются в авторской редакции.

УДК 55
ББК 26.34

ISBN 978-5-00204-242-5

© Коллектив авторов, 2022
© ИГ УФИЦ РАН, 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

Байчурина Д.И., Богдан Е.А. Дистанционный анализ растительности с использованием положения «Красного края» при поиске залежей углеводородов на примере Арланского нефтяного месторождения……..... 6

Башлыкова Е.Ю., Кулагина Е.И. Разрезы визейского яруа (нижний карбон) геопарка «Торатау»…… 11

Боровский М.Я., Богатов В.И. Геофизические поиски песчаных полезных ископаемых…… 18

Боровский М.Я., Богатов В.И. Комплексирование геофизических методов для повышения эффективности оценки результатов гидроразрыва в карбонатных пластах…….. 21

Вахнин М.Г Перспективы нефтегазоносности северной части Предуральского прогиба……... 24

Гараева А.Н., Латыпов А.И., Королев Э.А. Особенности карстования карбонатных массивов Бугульминского плато Республики Татарстан…… 28

Гатауллин Р.А., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Ложкин И.Д., Садыкова А.Г. Морфология и состав золота россыпи Заря……. 33

Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Новые результаты изучения позднепалеозойского перемагничивания на Южном Урале (Центрально-Магнитогорская зона)…… 37

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…… 42

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Карбонатные брекчии в нижнепермских отложениях Южного Урала как маркеры сейсмических событий…… 47

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Предуральского прогиба…… 51

Дурнаева В.Н., Абдрахманов Р.Ф., Бакиева А.Р., Полева А.О., Еранов Е.А. Геоинформационные технологии в изучении карста Республики Башкортостан…… 57

Знаменский С.Е. Состав, возможные источники и геодинамические обстановки генерации магм, продуцировавших золото- и медно-порфировое оруденение Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал)…….. 60

Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Геологическое строение и геохимия рудовмещающих пород Вознесеннкого (Калканского) месторождения золота (Южный Урал)……. 63

Имайкин А.К. Трансформация гидродинамического режима подземных и шахтных вод во время отработки запасов Шумихинского месторождения и в постэксплуатационный период…… 67

Казаков П.В. К перспективам золотоносности Шартымского рудно-россыпного узла (Южный Урал)…… 72

Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Султанова А.Г., Ахмедова Р.Р. Применение фотометрического метода для определения мышьяка в горных породах Авзянского золоторудного района на Южном Урале……. 77

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Редкоземельная минерализация западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и ресурсный потенциал…….. 84

Королёв А.Э., Салихова А.Н., Бариева Э.Р. Строение грунтового массива в основание города иннополис…… 89

Косарев А.М. О результатах геодинамических реконструкций по девонским колчеданоносным вулканическим комплексам Магнитогорской мегазоны на Южном Урале……. 94

Меньшикова Е.А., Осовецкий Б.М., Блинов С.М., Ушакова Е.С. Результаты научного проекта «оценка воздействия взвешенных наносов рек горнодобывающих районов на экологическое состояние Камского водохранилища»……. 100

Мусин Р.Х., Сарычев Д.В., Хамитов А.Д., Ахметова А.А. Характер и динамика изменения во времени состава природных вод в окрестностях г. Казани……. 105

Мусин Р.Х., Хамитов А.Д., Ахметова А.А., Нуриев И.С. Роль комплекса мезозойских отложений в формировании состава подземных вод в Республике Татарстан……. 111

Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Техногенное минеральное сырьё старых горнорудных районов Российской Федерации: природа, состав, объёмы, перспективы рециклинга……. 117

Никашин К.И., Зорина С.О. Гипертермальные события в верхнеюрском–нижнемеловом разрезе Ульяновско-Саратовского прогиба……. 124

Никонов В.Н. Геотермальный феномен горы Янгантау в Башкортостане как вызов геологической науке…….. 129

Никонов В.Н. Самовозгорание серного колчедана в Сибайском карьере…….. 134

Нугуманова Я.Н. Состав перовскитов из айлликитов зиминского комплекса Восточно-Саянской области…… 138

Савельев Д.Е. Лерцолитовый массив Северный Крака как лаборатория для изучения главных петрогенетических процессов в верхней мантии…….. 142

Сагдеева Н.С. Применение метода сканирующей электронной микроскопии в исследовании среднепермских карбонатов……. 147

Сагдеева Н.С. Сопоставление современных микробиалитов залива Шарк, Австралии и девонских микробиалитов Восточно-Оренбургского сводового поднятия……. 151

Семенов Р.Е., Кочетова Н.Н. Комплекс фаменских остракод из отложений Восточно-Оренбургского сводового поднятия (материалы бурения)……. 155

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А. Событийно-стратиграфические уровни в рифее Волго-Уральской области.. 160

Смирнов А.И. Условия и основные факторы развития карста на Южном Урале и в Предуралья……. 165

Соколов Ю.В Карст и спелеологические объекты геопарка «Янган–Тау»……. 172

Хопта И.С., Попов П.П. Использование геохимии для изучения происхождения, тектонической обстановки, выветривания отложений рифея Камско-Бельского авлакогена 177

Шабутдинов Т.Д. Мендымский горизонт франского яруса западного склона Южного Урала – актуальные задачи исследований…… 182

Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и анализ Lu-Hf изотопных систем в цирконах из гранитоидов западного обрамления Урала…… 187

Шафигуллина Г.Т., Косарев А.М. Минералогические особенности околорудных метасоматитов золото-порфирового месторождения Большой Каран на Южном Урале……. 192

Яраханова Д.Г. Освоение ресурсов тяжёлых сверхвязких углеводородов пермских отложений Татарстана……. 199

ДИСТАНЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РАСТИТЕЛЬНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОЛОЖЕНИЯ "КРАСНОГО КРАЯ" ПРИ ПОИСКЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ПРИМЕРЕ АРЛАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2022 г. Д.И Байчурина[1,2], Е.А Богдан[2]

[1]Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: dianaib@yandex.ru
[2]ФГБОУ ВО «Башкирский государственный университет», г.Уфа.
E-mail: eavolkova@bk.ru

Разнообразные методики дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) апробированы на разведываемых и эксплуатируемых месторождениях нефти и газа, продемонстрировали целесообразность и эффективность их использования [1].

Одним из инструментов ДЗЗ нефтегазовых месторождений является анализ спектральных характеристик растительности, которые отражают их цветность, не воспринимаемую глазом человека. Они определяются способностью листвы отражать, поглощать или пропускать солнечное излучение. Эти показатели зависят от длины волны, атмосферных условий, возможностей техники и корректируются в процессе обработки данных. Уникальной особенностью рассматриваемых методов является использование широкого диапазона электромагнитного излучения – от ультрафиолетового до сверхвысокочастотного (радиоволнового) в широких интегрированных зонах, минимально дробных (от микро- до нанометров) и синтезированном виде, объединяющем различные виды съемок [2].

Ряд исследований демонстрируют реакцию отражательной способности древесной растительности на залежи углеводородов [3]. В частности, отмечен сдвиг показателя «красного края» (Red edge Position – REP) в коротковолновую область спектра [4]. Под «красным краем» понимают координату (длину волны) максимума первой производной спектра отражения между 660 нм и 800 нм.

Расчет показателя производится по следующей формуле (1)

$$REP = 700 + 40 * \frac{\frac{(670nm+780nm)}{2} - 700}{740nm - 700nm} \quad (1)$$

Представленный метод апробирован на территории Арланского нефтяного месторождения. В качестве фона использована территория глобального геопарка ЮНЕСКО «Янган-Тау».

Арланское месторождение нефти Приволжского федерального округа является уникальным месторождением нефти в России, расположенное на северо-западной окраине Южного Предуралья в пределах Верхнекамской впадины. Положительные структуры часто являются ловушками углеводородов; добыча нефти связана с разведкой и бурением локальных структур [5]. Нефть на данной территории открыли в 1955 г., а добывать стали с 1958 г.

Нами подобрано 8 однородных участков березово-соснового леса на территории Арланского месторождения и 6 аналогичных участков на территории геопарка «Янган-Тау». Площадь участков составляет 50 га. Возраст древесных насаждений близкий, т.к. значение REP у молодых и зрелых деревьев отличается [6].

Расчет REP возможен с использованием определенного ряда мультиспектральных снимков. Среди доступных снимков, включающих диапазон съемки 670, 700, 740 и 780 нм, представляет программа Sentinel-2 с пространственным разрешением 10–20 м. Распределение диапазонов съемки по каналам Sentinel-2 представлено в таблице.

Исходя из данных таблицы, формула 1 для расчета показателя REP в геоинформационной системе будет выглядеть так:

$$REP = 700 + 40 * \frac{\frac{(B4+B7)}{2} - B5}{B6 - B5} \quad (2)$$

Обработка снимков проводилась в программе Q-GIS с использованием модуля полуавтоматической классификации (Sem-Automatic classification plugin) и растрового калькулятора. Полученные в результате расчетов растры были переведены в векторы и далее произведен расчет площадей значений REP для каждого участка. Результаты исследований показали, что диапазон REP для Арланского нефтяного месторождения составляет 712–730 нм, при максимальном распределении площадей в область 724–726 нм, в то время как для территории геопарка «Янган-Тау» характерен диапазон REP 715–736 нм, при максимальном распределении площадей в область 725–727 нм (рис.).

Последнее подтверждает склонность древесных насаждений, произрастающих над залежами углеводородов, демонстрировать сдвиг

значения REP больше в сторону коротковолновой области электромагнитного спектра.

Таблица

Спектральные диапазоны и разрешения датчиков Sentinel-2 (составлено по [6])

Канал	**Пространственное разрешение, м**	**Центральная длина волны, нм**	**Область спектра**
B1	60	443	Ультрафиолетовая
B2	10	490	Синяя
B3	10	560	Зеленая
B4	10	665	Красная
B5	20	705	Видимая и ближняя инфракрасная
B6	20	740	Видимая и ближняя инфракрасная
B7	20	783	Видимая и ближняя инфракрасная
B8	10	842	Видимая и ближняя инфракрасная
B8a	20	865	Видимая и ближняя инфракрасная
B9	60	940	Коротковолновая инфракрасная
B10	60	1375	Коротковолновая инфракрасная
B11	20	1610	Коротковолновая инфракрасная
B12	20	2190	Коротковолновая инфракрасная

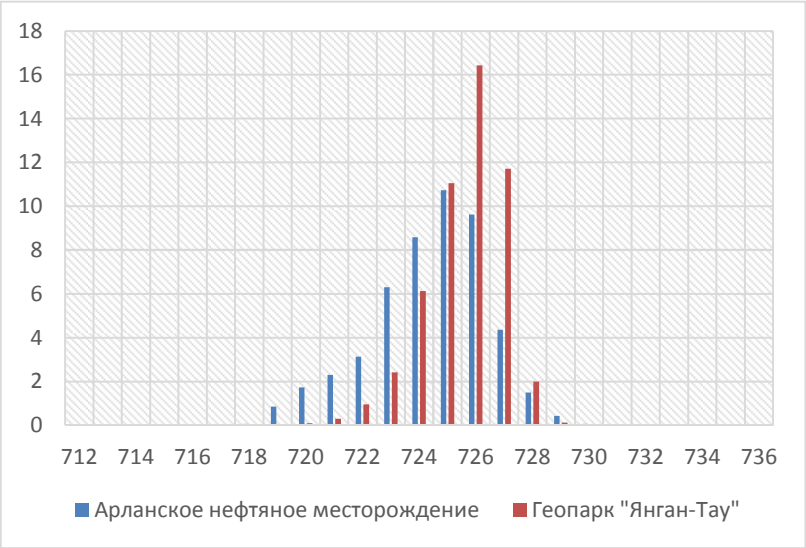


Рис. Среднее значение положения «красного края» для участков березово-соснового леса на территории Арланского нефтяного месторождения и глобального геопарка ЮНЕСКО «Янган-Тау»

Литература:

1. *Трофимов, Д.М.* Методы дистанционного зондирования при разведке и разработке месторождений нефти и газа: учебное пособие / Д. М. Трофимов, М. Д. Каргер, М. К. Шуваева. – Москва : Инфра-Инженерия, 2015. – 80 с.
2. *Денисов Ю.В., Емельянова А.В* О картографической точности геолого – структурных построений и космических данных при нефтегазовых работах. В сб. Прогнозирование структур осадочного чехла юга Восточной Сибири. Королев, 2010.
3. *Лялько В.И., Шпортюк З.М., Сибирцева А.Н., Дугин С.С.* Исследования гиперспектральных индексов красного края для определения изменений растительного покрова над нефтяным месторождением по данным спектрометрической съемки // Геологический журнал. – 2014. – № 3 (348). – С. 95–103.
4. *Архипов А.И., Осканьян Т.В., Левчик Е.И.* Использование положения «красного края» в спектрах отражения растений как информативного признака при поисках залежей углеводородов. /

Аэрокосмический мониторинг объектов нефтегазового комплекса. Под редакцией академика В. Г. Бондура – М.: Научный мир, 2012. – С. 492–496.
5. *Турикешев Г.Т.*, *Данукалова Г.А., Кутушев Ш.-И.Б.* Южное Предуралье: география, геология, тектоника и геоморфология : монография.– Москва : ИНФРА-М, 2016. – 260 с. – (Научная мысль).
6. *Cleversa J.G.P.W., Gitelson A.A.* Remote estimation of crop and grass chlorophyll and nitrogen content using red-edge bands on Sentinel-2 and -3 //International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 23, 2013. – P. 344–351.

РАЗРЕЗЫ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА (НИЖНИЙ КАРБОН) ГЕОПАРКА «ТОРАТАУ»

© 2022 г. Е.Ю. Башлыкова, Е.И. Кулагина

Институт геологии УФИЦ РАН г. Уфа.
E-mail: duss_06@mail.ru, kulagina@ufaras.ru

Геопарк «Торатау» организован в Республике Башкортостан в 2020 году и располагается на территории Ишимбайского, Стерлитамакского, Гафурийского, Мелеузовского районов, занимая более 4 тысяч квадратных километров [1]. На территории геопарка широко распространены отложения каменноугольной системы, в том числе визейского яруса.

История изучения визейского яруса

Визейский ярус – средний ярус нижнего отдела каменноугольной системы, впервые выделен в Бельгии и назван по небольшому городу Визе в восточной Бельгии, на границе с Нидерландами. По даным Геологического словаря (2010) визейский ярус установлен Э.-Ф. Дюпоном (E.Dupont, 1882) [2]. Однако история его выделения довольно сложная. Бельгийские специалисты детально изучили этот вопрос [3] и описали историю установления виейского яруса: название "calcaire de Visé" (визейский известняк) впервые употребил Андре Дюмон (Dumont) в 1832 г., после Лорен-Гильом де Конинк (de Koninck) в 1842–1844 гг. назвал его "calcaire carbonifère de Visé" – визейский каменноугольный известняк, Жюль-Огюст Госселе (Gosselet) в 1860 г. впервые назвал его ярусом. Ранг яруса был подтвержден в легенде геологической карты Бельгии масштаба 1:20 000 Эдуардом-Франсуа Дюпоном (Dupont) в 1882–1883 гг, который ввел термин "étage de Visé" – «визейский ярус». В настоящее время визейский ярус в типовой местности делится на три отдела – нижний, средний и верхний, Длительность визейского века 346,7–330,9 млн лет (www.stratigraphy.org).

Местоположение и краткая характеристика разрезов визейского яруса на территории геопарка Торатау

На территории геопарка «Торатау» обнажения верхневизейского подъяруса представлены в урочище Кызылташ, расположенном к юго-востоку от села Макарово Ишимбайского района РБ. Урочище Кызылташ – комплексный геоморфологический и ботанический

памятник природы [4] (рис. б), представляет собой живописный узкий скалистый хребтообразный гребень в излучине р. Сикася длиной около 3 км. Абсолютная высота – около 420 м над уровнем моря, относительная от уровня реки – 220 м [4].

Урочище Кызылташ расположено в Западно-Уральской складчатой зоне, сложенной преимущественно палеозойскими отложениями шельфа и глубоководными отложениями пассивной окраины континента. Эта зона тянется узкой полосой вдоль границы Предуральского краевого прогиба и Уральских гор и представляет восточную окраину Восточно-Европейской платформы, вовлеченную в зону деформаций перед фронтом позднепалеозойской коллизии континентов Балтики и Казахстана. В визейском веке эта область представляла шельфовую пассивную окраину континента Балтики со спокойным тектоническим режимом [5]. Карбонатные породы девона и карбона, образуют синклинальную структуру, осложненную с запада тектоническим нарушением [6, 7]. Доломиты серпуховского яруса, слагающие ядро структуры, имеют почти горизонтальное залегание. Мощность нижнекаменноугольных – более 300 м. Мощность верхневизейского подъяруса: ок. 200 м [6, 7].

Разрезы каменноугольных отложений р. Сикаси входят в список уникальных геологических объектов и в перечень объектов геопарка «Торатау», представляющий особую научную значимость.

Разрез «Сиказа-1», расположенный в 0,5 км ниже впадения ручья Кук-Караук в реку Сикася, наиболее хорошо изучен [8, 6, 9]. В нем представлен пограничный интервал девона и карбона, турнейский ярус и верхневизейский подъярус (рис. а). Региональный перерыв охватывает нижневизейский подъярус. Верхневизейский подъярус представлен тульским и алексинским горизонтами. Мощность верхневизейского подъяруса в этом разрезе: 63,5 м [6]. Тульские известняки содержат многочисленные остатки одиночных и колониальных кораллов (рис. б).

Разрез «Сиказа-2», расположенный на западном крыле синклинальной структуры и в 4 км к югу от разреза «Сиказа-1», представлен органогенными известняками верхневизейского подъяруса (тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты) яруса и доломитами с прослоями известняков серпуховского яруса нижнего карбона. Отложения верхнего визе с обильными фораминиферами, кораллами и брахиоподами формировались в условиях мелководного шельфа [10, 11]. Мощность верхневизейского подъяруса в этом разрезе: ок. 175 м.

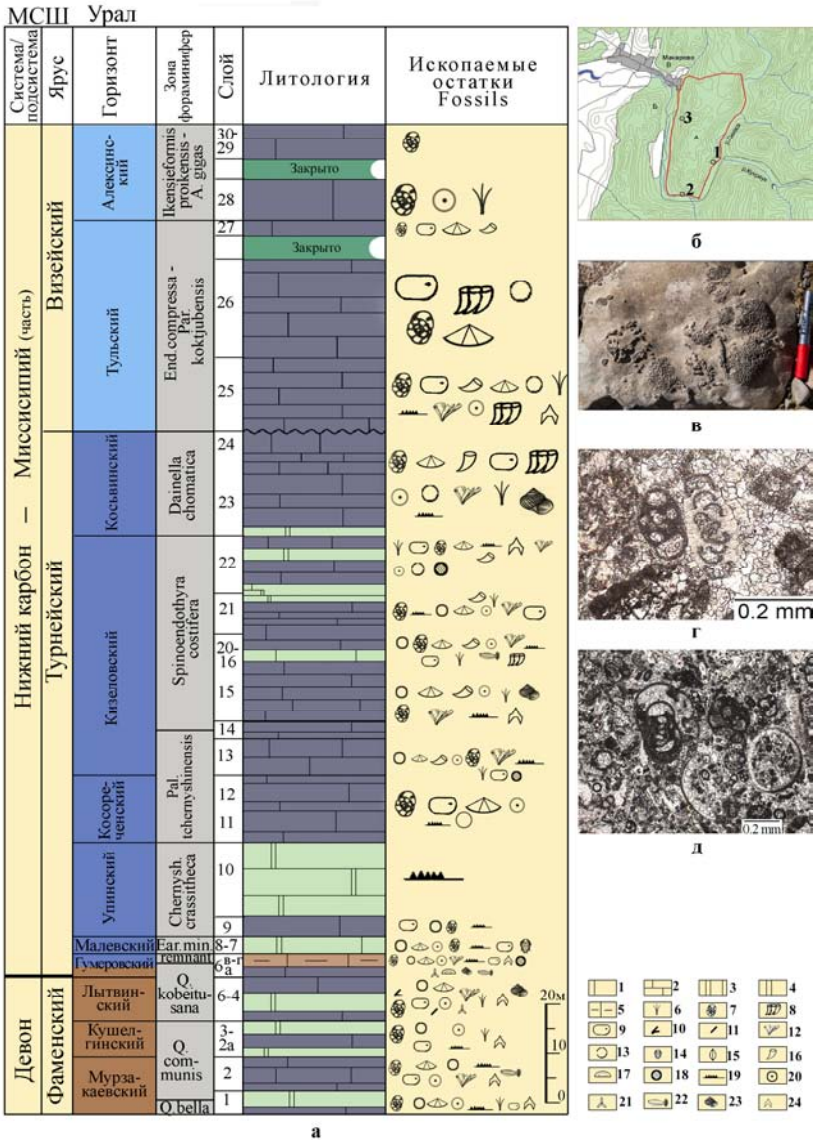


Рис. Разрез «Сиказа-1» ниже устья р. Кук-Караук

Подписи к рис. а – стратиграфическая колонка по [5] с изменениями, **б** – местоположение разрезов в урочище Кызылташ его границы согласно Реестру [5]: 1 – разрез «Сиказа-1», 2– разрез «Сиказа-2», 3 – разрез «Сиказа-3»; **в** – коралл Syringopora; **г, д** – микрофотографии шлифов известняка, разрез Сиказа-1, тульский горизонт, образец 74 коллекции музея геологии и полезных ископаемых Республики Башкортостан (г.Уфа); г – биокластовый пакстоун с фораминиферами *Endothyra* sp. (справа) и *Paraarchaediscus koktjubensis* (слева); д – биокластовый пакстоун с *Endothyranopsis compressa*.
Условные обозначения: 1 –толстослоистые известняки, 2 – тонкослоистые известняки, 3 – доломитизированные известняки, 4 – доломиты, 5 – глины, 6–24 – ископаемые остатки: 6 – водоросли, 7 – многокамерные фораминиферы, 8 – колониальные кораллы, 9 – остракоды, 10 – тепнтакулиты, 11 – спикулы губок, 12 – мшанки, 13 – однокамерные фораминиферы и сферы, 14 – трилобиты, 15 – пелециподы, 16 – одиночные кораллы, 17 – строматолиты, 18 – онколиты, 19 – конодонты, 20 – криноидеи, 21 – споры, 22 – голотурии, 23 – гастроподы, 24 – зубы рыб.

Разрез «Сиказа-3» («Сиказа – мост»), расположенный в 1 км южнее южной окраины д. Макарово, восточнее моста через р. Сикася. В разрезе представлены отложения тульского, алексинского и михайловского горизонтов. По правому склону ущелья прослеживаются выходы известняков тульского горизонта с многочисленными отпрепарированными колониями кораллов Syringopora и ругоз. Мощность верхневизейского подъяруса – более 100 м.

Расчленение визейских отложений по фораминиферам

В стратиграфической шкале России визейский ярус делится на два отдела – нижний и верхний [12]. Для визейских отложений западного склона Южного Урала приняты горизонты региональной схемы Восточно-Европейской платформы [13, 14]. Нижний отдел включает радаевский и бобриковский, горизонты, верхний – тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты.

Нижний подъярус развит только в районе Инзеро-Усольского прогиба и представлен терригенно-карбонатным типом разреза [15]. Верхневизейский подъярус представлен мощной толщей мелководных шельфовых карбонатов. В известняках содержатся фораминиферы, брахиоподы, кораллы, по которым произведено расчленение отложений на горизонты. Верхневизейский подъярус расчленен на фораминиферовые зоны [16, 17, 18, 11].

Зона Endothyranopsis compressa – Paraarchaediscus koktyubensis представлена во всех трех разрезах и соответствует тульскому горизонту. Комплекс фораминифер включает многочисленные

представители родов Paraarchaediscus (рис. г), Lituotubella, Endothyra, Globoendothyra, Endothyranopsis Mediocris, Eostaffella, Parastaffella, Tetrataxis, и другие.

Зона Ikensieformis proikensis соответствует алексинскому горизонту. Комплекс фораминифер включает виды, переходящие из подстилающих отложений, появляются представители родов Ikensieformis, Archaediscus.

Михайловский горизонт сложен преимущественно доломитами и представлен в разрезах «Сиказа-2» и «Сиказа-3». Прослои с фораминиферами очень редки. Горизонт охарактеризован фораминиферами слоев с Vissarionovella которые сопоставляются с зоной Eostaffella ikensis.

Зона Eostaffella tenebrosa соответствует веневскому горизонту. В этой зоне комплекс фораминифер наиболее разнообразный в видовом отношении. Здесь многочисленны представители родов Janischewskina, Bradyina, Ikensieformis, Climacammina и другие, переходящие из подстилающих отложений. Визейский ярус перекрывается доломитами с прослоями известняков серпуховского яруса.

Видовое разнообразие фораминифер верхневизейского подъяруса разрезов р. Сикаси составляет более 100 таксонов. Видовое разнообразие других групп ископаемых по данным [5, 6] следующее: кораллы – четыре вида, остракоды – 16 видов, брахиоподы – пять видов, конодонтовы – два вида.

Литература:

1. Постановление Правительства Республики Башкортостан от 5 ноября 2020 года №688 «Об утверждении границ геопарка «Торатау» в границах муниципальных районов Гафурийский, Ишимбайский, Мелеузовский и Стерлитамакский районы Республики Башкортостан» - 2020. – 120 с.
2. Визейский ярус. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп./Т.1 А-Й. – Спб.: ВСЕГЕИ, 2010. – С.150–151.
3. *Luc Hance, Edouard Poty and François-Xavier Devuyst.* Visean. // Geologica Belgica. – 2006. – № 9/1-2. – P.55–62.
4. Реестр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. – Изд.2-е, перераб. – Уфа: Издательский центр «МедиаПринт», 2010. – 414 с.
5. Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья / Под ред. В.Н. Пучкова. – Уфа, 1995. – 177 с.

6. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Южного Урала (Башкирия), 1975 / *Под ред. Виссарионовой. А.Я.* – М.: Наука, 1975. – 183 с.
7. Путеводитель по Южному Уралу. Экскурсия 047. «Верхний палеозой Южного Урала»: 27-й Междунар. геол. конгресс / *Под ред. О.Л. Эйнора.* – М.: Наука, 1984. – 136 с.
8. *Кононова Л.И., Липина О.А.* Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала // Вопросы микропалеонтологии. – Вып. 14. – М.: Наука, 1971. – С. 39–69.
9. *Синицына З.А., Синицын И.И.* Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений района р. Сиказы на западном склоне Южного Урала. // Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы / *Под ред. Б.М. Юсупова и др.* – Уфа: БФАН СССР, 1975. – С. 40–57.
10. *Горожанина Е.Н., Башлыкова Е.Ю., Кулагина Е.И.* Микрофации тульского горизонта визейского яруса нижнего карбона разреза «Сиказа 2» (Южный Урал). // Ученые записки Казанского университета – Казань, 2021. – С. 414–429.
11. *Kulagina E.* Foraminiferal sequence of the middle-upper Viséan (Mississippian) of the Sikasya River Valley in the South Urals and correlation with the Belgian standard. // Paläontologische Gesellschaft. – 2021. – doi: 10.1007/s12542-021-00556-9.
12. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб., 2003. – Вып. 34. – 48 с.
13. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными, стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988 г. Каменноугольная система / *Под ред. А.Х. Кагарманова,, Л.М. Донаковой.* – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1990. – 41 с. + схемы.
14. *Alexander S. Aleksseev, Svetlana V. Nikolaeva, Nataliya V. Goreva, Nina B. Donova, Olga L. Kossovaya, Elena I. Kulagina, Nadezhda A. Kucheva, Alena V. Kurilenko, Ruslan V. Kutygin, Lyudmila I. Popeko and Tatyana I. Stepanova.* Russian regional Carboniferous stratigraphy // Geological Society, London, Special Publications, 512 - 20 January 2022. – 69 p. – doi: 10.1144/SP512-2021-134.
15. *Кулагина Е.И., Артюшкова О.В., Клименко Т.В., Тагариева Р.Ч.* Девон и карбон западного склона Южного Урала: стратиграфический обзор // Геол. вестн. – 2019. – № 3. – С. 103–142. – doi: 10.31084/2619-0087/2019-3-8.

16. *Синицына З.А., Синицын И.И., Кочеткова Н.М.* Разрез нижнего карбона по р. Сиказа // Путеводитель экскурсии 047 27 Международного геологического конгресса. Южный Урал / *Под ред. О.Л. Эйнора.* – М.: Наука, 1984. – С. 25–35.
17. *Синицына З.А., Кулагина Е.И., Клименко Т.В.* Визейский ярус западного склона Южного Урала // Биостратиграфия и нефтегазоносность палеозоя Башкирского Приуралья: Сб. науч. тр. – Уфа: БашНИПИнефть, 1997. – Вып. 93. – С. 21–31
18. *Кулагина Е.И., Клименко Т.В.* Комплексы фораминифер верхневизейского подъяруса бассейна реки Сиказы на западном склоне Южного Урала // Геол. сб. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2014. – № 11. – С. 48–57

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПЕСЧАНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

© 2022 г. М.Я. Боровский, В.И. Богатов

ООО «Геофизсервис», г. Казань. E-mail: micbor1913@mail.ru

Существенную помощь в формировании минерально-сырьевой базы регионов оказывают малозатратные, экологически приемлемые методы геофизической разведки. Разработаны [1–14] геофизические комплексы и технологии прогноза, поисков и разведки месторождений песчано-гравийных материалов и песков: сформированы физико-геологические предпосылки, выявлены критерии отображения интересующих объектов в геофизических полях, обсуждены методики наблюдений.

При геологическом истолковании электроразведки методом сопротивлений следует принимать во внимание [3–6, (Г.П.Новицкий,1974)], что для рыхлых осадочных пород установлена следующая закономерность: сопротивление их тем больше, чем больше размер зерен. При переходе от глин к суглинкам, супесям, пескам и гравийным отложениям оно увеличивается от первых единиц до сотен омметров. Такая дифференцированность пород верхней части разреза создает предпосылки для применения СЭП, ВЭЗ и других модификаций электроразведки.

Революционные изменения в электронной базе и схемотехнике, совершенствование и появление новых способов интерпретации обусловливают целесообразность широкого внедрения в геологоразведочный процесс наукоемких наиболее информативных геофизических технологий. Экспрессность, охват обширных, удаленных и труднодоступных территорий, относительно невысокая стоимость геофизических измерений обусловливает применение аэрогеофизических исследований.

В ГНПП «Аэрогеофизика» сформированы [1, 11] на основе современного аппаратурно-методического обеспечения эффективные технологии изучения особенностей верхней части разреза: картирование различных литологических типов горных пород, выявление участков, перспективных на поиски общераспространенных, в том числе песчаных, полезных ископаемых. Ведущие методы изучения верхней части – аэроэлектроразведка на четырех частотах и аэрогамма-спектрометрия, накоплен огромный опыт.

Важные наводящие сведения о наличии гравийных образований и песков дает акваториальная геофизика. Разработаны [13] «Методические рекомендации по применению комплекса геофизических методов при гидрогеологических и геоэкологических исследованиях на акваториях». Большое внимание уделено методическим приемам литологического расчленения приповерхностной толщи.

Внедрение геофизической разведки способствует решению народнохозяйственных задач, более полной оценке социальных проблем, своевременному проведению природоохранных мероприятий.

Литература:

1. *Бабаянц П.С. Боровский М.Я., Богатов В.И. и др.* Комплексные аэрогеофизические съемки – ресурсоэффективные технологии в проблемах изучения недр и охраны окружающей среды // Тр. V Международного симпозиума «Ресурсоэффективность и энергосбережение». – Казань: Изд-во КГУ, 2005. – С. 592–597.
2. *Борков В.С., Коншина Ю.П.* Поиски и разведка месторождений строительных материалов геофизическими методами. – М.: Недра, 1969. – 150 с.
3. *Боровский М.Я.* Переинтерпретация геофизических материалов – резерв освоения минерально-сырьевых ресурсов // Пробл. геол. тверд. полез. ископ. Поволжского региона. – Казань: Изд-во Каз. ун-та, 1994. – С. 142–149.
4. *Боровский М.Я., Газеев Н.Х., Нургалиев Д.К.* Геоэкология недр Республики Татарстан: геофизические аспекты. – Казань: Экоцентр, 1996. – 316 с.
5. *Боровский М.Я., Кузнецов Г.Е., Хасанов Д.И.* Геофизические поиски минерального строительного сырья – Казань: Изд-во Плутон, 2003. – 176 с.
6. *Боровский М.Я., Борисов А.С., Фахрутдинов Е.Г.* Комплексное геолого-геофизическое изучение верхней части осадочного чехла. – Казань: Изд-во Казан. ун-та., 2016. – 216 с.
7. *Боровский М.Я., Богатов В.И., Шакуро С.В.* Малоглубинная геофизика в информационном обеспечении геологоразведочных работ на нетрадиционные источники углеводородного сырья // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. – 2019. – С. 56–60.

8. *Боровский М.Я., Богатов В.И.* Природные исчерпаемые ресурсы: Земле грозит дефицит песка. Геофизические методы разведки //Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.). – Казань: Издательство Казанского университета, 2019. – С. 58–59.
9. *Боровский М.Я., Богатов В.И.* Исчерпаемые ресурсы – не только пресная вода и углеводороды: Земле грозит дефицит песка // Сборник трудов IX Международного Конгресса «Чистая вода. Казань». 19-21 сентября 2018 г. – Казань: ООО «Новое знание», 2018. – С. 83–86.
10. Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых / *под. ред. П.В. Вишневского, Г.С. Вахромеева, И.Л. Шаманского*. – М.: Недра, 1984. – 223 с.
11. *Пируева Т.Г., Скловский С.А.* Дистанционный поисковый мониторинг городских территорий и природных объектов // Разведка и охрана недр. – 2006. – №5. – С. 46–53.
12. *Шаманский И.Л. Бирюлев Г.Н., Сенаторов П.П. и др.* Прогнозирование и поиски месторождений строительных материалов. – М.: Недра, 1991. – 176 с.
13. Методические рекомендации по применению комплекса геофизических методов при гидрогеологических и геоэкологических исследованиях на акваториях. – Москва, Министерство природных ресурсов РФ, «ГИДЭК», 2002.
14. *Боровский М.Я., Богатов В.И.* Геофизическая разведка в проблемах исчерпаемых природных ресурсов: песчаные полезные ископаемые // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова (24–28 января 2022 г., Санкт-Петербург). Сборник научных трудов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – С. 47–50.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ОЦЕНКИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОРАЗРЫВА В КАРБОНАТНЫХ ПЛАСТАХ

© 2022 г. М.Я. Боровский, В.И. Богатов

ООО «Геофизсервис», г. Казань. E-mail: micbor1913@mail.ru

Важной задачей является определение реальных параметров трещины или трещиноватой зоны, полученной в результате проведения гидроразрыва. Оценка размера и характера развития трещины в пласте в процессе производства гидроразрыва пласта (ГРП) с последующим обобщением таких данных по площади обеспечит прогноз техногенной трещиноватости при ГРП на последующих объектах, что позволит уменьшить непроизводительные затраты.

Целесообразно комплексирование геофизических методов. Существенна разработка рациональной методики оценки эффективности технологического процесса повышения нефтеотдачи пласта с помощью гидроразрыва. Предлагается [1, 2, 3] образование систем трещин отслеживать комплексом методов с помощью микросейсмических исследований, высокоразрешающей электроразведки и высокоточных гравиметрических измерений. Возможности отдельных геофизических методов рассмотрены в публикациях [1–7] даны физико-геологические предпосылки, изложены критерии выявления интересующих проявлений диастрофизма земной коры, обсуждены технологии измерений.

Применение гравиметрической разведки и электрических методов исследований позволяет (особенно важно для изучения процессов воздействия гидроразрыва на продуктивный пласт) обеспечить [1–3] плотную систему наблюдений в плане, в частности, соответствующую нормативным показателям съемок масштаба 1:10 000–1:5 000 и крупнее для предлагаемых геофизических работ и значительную детальность сведений об особенностях геологического разреза.

При решении вопросов определения конфигураций зон растрескивания коллекторов и окружающих пород, происходящих при закачке в пласт жидкости и пропанта под большим давлением целесообразно проведение полевых геофизических измерений в профильно-площадном варианте. Наблюдения осуществляются по

прямолинейным профилям, пересекающим в крест простирания объекты прогнозирования.

Работы выполняются в два этапа 1–3]:

а) до проведения гидроразрыва пласта - регистрация фоновых геофизических полей;

б) определение изменений геофизических полей, произошедших после проведения гидроразрыва.

На первой стадии производится геологическое истолкование полученных гравиметрических и электроразведочных материалов для корректировки траектории проходки горизонтальной скважины: наличие разломных нарушений вдоль ствола скважины существенно снижает возможности геонавигации; большое значение имеет прогнозирование зон вероятного поглощения промывочной жидкости.

На этом этапе и в последующем используются технологии, предложенные З.М. Слепаком (гравиразведка) [6, 7] и А.Г. Небратом, В.В. Сочельниковым (высокоразрешающая электроразведка) [5].

Литература:

1. *Боровский М.Я., Небрат А.Г., Богатов В.И.* Выделение высокоразрешающей электроразведкой зон растрескивания коллекторов, в карбонатных отложениях, полученных в процессе гидроразрыва пласта // Перспективы увеличения ресурсной базы разрабатываемых месторождений, в том числе из доманиковых отложений. Сборник докладов межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 70-летиюНГДУ «Лениногорскнефть. Карабаш, 6-7 августа 2015 г. Альметьевск; ПАО «Татнефть», 2015. – С. 200–206.
2. *Боровский М.Я., Небрат А.Г., Богатов В.И.* Повышение эффективности оценки результатов гидороразрыва в карбонатных пластах: высокоразрешающая электроразведка // Горизонтальные скважины и ГРП в повышении эффективности разработки нефтяных месторождений: Материалы научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Слово», 2017. – С. 143–147.
3. *Боровский М.Я., Богатов В.И.* Высокоточная гравиразведка при сопровождении процессов гидроразрыва продуктивного пласта // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: Материалы Междунар. науч.-прак. конф. (23–24 ноября 2017 г.) / гл. ред. В.И. Костицын; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2017.
4. *Лобанов А.М., Романов В.В., Никитин А.А., Шнеерсон М.Б., Смирнова И.А.* Мониторинг ГРП: почему бы не гравиметрия? //

Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Москва, 23 – 27 января 2017 г. М: ИФЗ РАН. 2017. – С. 229–231.

5. *Небрат А.Г., Сочельников В.В.* Электроразведка методом становления поля для поляризующихся сред – Геофизика. – 1998. – №6. – С. 27–30.
6. *Слепак З.М.* Гравиразведка. Новые технологии прогнозирования нефтяных месторождений. Казань. Изд-во Казанского университета. 2015, 168 с.
7. *Слепак З.М.* Геолого-геофизические исследования при решении задач нефтяной геологии с целью повышения результативности бурения горизонтальных скважин // Горизонтальные скважины 2017 – Казань, Россия, 15-19 мая 2017 г.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

© 2022 г. М.Г Вахнин

Институт геологии ФИЦ Уро РАН, г. Сыктывкар. Email: misha2006@gmail.com

Для выявления нефтегазоносности севера Предуральского прогиба были рассмотрены особенности осадконакопления данной территории в условиях перикратонного опускания краевой части платформы северо-востока Тимано-Печорского седиментационного бассейна. На этой основе проведен анализ и обобщение всей геолого-геофизической информации региона. В результате изучения геологической истории данной зоны выделены циклы седиментации и дана литофациальная характеристика пород, соответствующих по времени формирования этим циклам. Было установлено, что территория севера Предуральского краевого прогиба и современной Западной структурной зоны Уральской складчато-надвиговой области характеризуются наиболее полным объёмом осадочных толщ [1]. Также для данного региона характерно минимальное количество стратиграфических перерывов и несогласий, которое присуще для более западных районов Тимано-Печорского бассейна.

На севере Предуральского прогиба было проведено нефтегазогеологическое районирование, выполненное с учетом последних геолого-геофизических данных этой территории. Оно свидетельствует о сложном чешуйчато-надвиговом строении, наиболее характерном для восточного и западного обрамления Косью Роговской впадины. Также было проведено ограничение с востока Северо-Предуральского нефтегазоносного района в пределах рассматриваемого региона. Было обозначено, что в современном структурном плане Северо-Предуральская нефтегазоносная область располагается на территории прогиба в зоне двух надпорядковых тектонических структур и частично охватывает западную структурную зону Урала. Для территории севера Предуральского прогиба было выделено четыре нефтегазоносных района, такие как Хоседаюсский, Воркутский, Кочмесский и Интинско-Лемвинский. Также уточнены их границы, проведено значительное расширение площади Кочмесского и ИнтинскоЛемвинского районов в результате включения в них потенциально нефтегазоперспективных районов [2]. Также проведены

и обоснованы границы нефтегазоносных зон и сделана типизация наиболее характерных ловушек углеводородов для каждого участка.

Наиболее перспективными районами на севере Предуральского прогиба являются нефтегазоносные районы Косью-Роговской, Большесыненской, Верхнепечорской впадин, гряды Чернышева, Среднепечорского поперечного поднятия, Воркутского поперечного поднятия, а на западном Урале к ним можно отнести Восточно-Лемвинскую, Среднещугорскую, Тимаизскую, Восточно-Кырташорскую и Печоро-Сыпучинскую складчатые зоны.

Верхнепечорская впадина состоит из Верхнепечорского, Вуктыльского, Курьино-Петраковского нефтегазоносных районов.

Верхнепечорский НГР обладает сравнительно незначительным нефтегазоносным потенциалом. Здесь остаточные извлекаемые запасы составляют чуть более 30 млн тонн нефти или порядка 80 млрд м^3 газа. Данный нефтегазоносный район имеет довольно низкую изученность, и его нефтегазоносность связана в основном со структурами облегания рифовых банок.

Нефтегазоносность Курьино-Петраковского НГР главным образом сосредоточена в терригенных визейских, карбонатных, ассельско-сакмарских, нижнеартинских отложениях. Например, в терригенных нижневизейских и турнейских отложениях открытие мелких залежей возможно везде, но выявление крупных залежей маловероятно.

В Вуктыльском НГР выявлено самое крупное в Республике Коми Вуктыльское нефтегазоконденсатное месторождение с остаточными ресурсами порядка 70 млрд м^3 газа и порядка 4 млн тонн нефти. Здесь основные ресурсы сосредоточены в порово-трещиновых коллекторах домаников. Они отделены от рифогенных отложений флюидоупорами и их запасы их можно оценить в более 60 млрд м^3 газа. Также крупные объекты могут быть выявлены у Саррдьюдинской складчато-надвиговой зоне.

Дальше следуют перспективные Щугорско-Кырташорский и Печоро-Сыпучинский НГР. Для данных районов запасы углеводородов пока недостаточно изучены. Здесь необходимо провести региональные сейсморазведочные работы [3].

Далее заслуживает большого внимания Среднепечорский НГР, где открыто Западно-соплекское нефтегазоконденсатное месторождение. Залежи расположены в среднедевонских песчаниках, их можно оценить как более 60 млрд м^3 газа и порядка 20 млн тонн нефти. Также в данном районе выделены достаточно крупные Югид-Вуктыльская и Южно-Еджид-Кыртинская структуры, они имеют

амплитуду до 1000 м. На юге Среднепечорского поднятия скважина Верхнесочская-1 вскрыла на глубине 5700 метров коллекторы нижнее-средневизейских отложений.

Также большой интерес представляет слабоизученный Большесынинский НГР. Здесь предполагается более 60 млн. тонн нефти и 70 млрд $м^3$ газа. Для данного нефтегазоносного района выделены нижнепермские органогенные постройки, которые могут быть продуктивны. Выделены также перспективные верхнедевонские рифы на Суборской, Нитчемью-Сынинской площадях. В Большеаранецкой зоне в карбонатных отложениях нижней перми, расположенных там структурах, можно ожидать залежи нефти с суммарными извлекаемыми ресурсами более 50 млн тонн нефти. Следовательно, приведенные цифры свидетельствуют о том, что перспективность данного НГР значительно недооценена.

Еще одним высокоперспективным, но имеющим сложное геологическое строение, является Хоседаюсско-Воргамусюрский НГР, где потенциальные ресурсы нефти ожидаются в более чем 120 млн тонн. В данном районе основные этапы геологоразведочных работ направлены на выделение крупных объектов, которые испытывают большие тектонические напряжения. Например, Усино-кушшорское поднятие, Заостренское и др. Здесь на скважине 1-Воргамусюр были получены большие притоки нефти, но скважина оказалась в неблагоприятных структурных условиях из-за сложного геологического и тектонического строения, со значительными тектоническими нарушениями. Это показали проведенные позже сейсморазведочные работы.

Также большой интерес представляет Кочмеский НГР, в котором запасы газа оцениваются более 60 млн $м^3$, а нефти более 50 млн. тонн. Для этого НГР выделяются следующие структуры: Кочмесская, Усино-роговская, Нерцетинская и др. Так, при бурении скважины Кочмес 3 из верхнеордовикских отложений на глубине 5600 м. были получены притоки газа с дебитом до 1 млн $м^3$ в сут. Тут коллекторы приурочены к карбонатным отложениям, которые окаймляют соленосные толщи, слагающие под соленосной малотавротинской покрышкой. В данном районе также выявлены одиночные рифы и рифовые постройки линейного типа с высотой до 300 м и длиной до 15 км. Также в этом НГР на Нерцетинской структуре выявлены залежи нефти с запасами более 20 млн тонн.

Еще один нефтегазоносный район это Воркутский НГР, в котором запасы нефти можно оценить в пределах более 20 млн. тонн, а газа более 60 млрд $м^3$. Основные перспективы нефтегазоносности

здесь связаны с горстом Чернова, а перспективы газоносности с Ярвожским сводом.

Территория севера Предуральского прогиба, несмотря на сложное геологическое и тектоническое строение, наличие множества разломов и тектонических нарушений, обладает значительным нефтегазоносным потенциалом [4]. В данном регионе возможно открытие многочисленных нефтяных и газовых месторождений и значительный прирост запасов углеводородов.

Литература:

1. *Данилов В.П.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северной части гряды Чернышева. Геология нефти и газа. – М., 1993. – №3. – С. 8–14.
2. *Дьяконов А.И., Овчарова Т.А.* Перспективы нефтегазоносностиТимано-северо Уральского региона в свете новых данных // Материалы конференции «Европейский север России. Проблемы освоения и устойчивого развития» Сыктывкар, 1999. – С. 82–83.
3. *Гурова Д.И.* Перспективы нефтегазоносности нижнепермских карбонатных отложений Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2017. – № 7. – С. 6–14.
4. *Хитров А.М.* Покрышки залежей углеводородов и ресурсный потенциал недр [Электронный ресурс] // Актуальные проблемы нефти и газа: Сет.науч. изд. 2013. Вып 1(7). – Режим доступа: http://oilgasjournal.ru/vol_7/hitrov.pdf. (Дата обращения 01.10.2017).

ОСОБЕННОСТИ КАРСТОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ МАССИВОВ БУГУЛЬМИНСКОГО ПЛАТО РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

© 2022 г. А.Н. Гараева, А.И. Латыпов, Э.А. Королев

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, г. Казань.
E-mail: anastya-solnce@mail.ru

Бугульминское плато представляет собой одну из купольных вершин Бугульминско-Белебеевской возвышенности. В административном отношение оно расположено в пределах юго-восточной части Татарстана. Как положительная структура плато сформировалось в результате двух разнонаправленных процессов – неотектонических воздыманий территории и эрозионно-денудационной деятельности временных и постоянных водных потоков. Таким образом, Бугульминское плато – это останец, возникший в результате избирательного разрушения коренных пород пермского возраста [4]. В настоящее время большая часть поверхности останца сложена карбонатными отложениями казанского яруса, представленных мелководно-морскими известняками и доломитами [3]. Преобладание карбонатных пород, бронирующих плоские вершины эрозионно-денудационных останцев, способствовала активному протеканию на территории Бугульминского плато карстовых процессов [1]. Высокая степень трещиноватости карбонатных массивов скальных пород обусловила проникновение в них инфильтрационных вод на значительную глубину [2], активизировав развитие не только поверхностного, но и подземного карста. Учитывая опасность карстовых процессов, было проведено изучение особенностей карстования различных литологических типов карбонатных пород, слагающих поверхности останцев Бугульминского плато.

Карстологическое обследование местности показало, что карстующиеся породы массивов представлены преимущественно четырьмя литотипами: микрозернистыми доломитами, строматолитовыми доломитами, пелоидно-комковатыми известняками пакстоунами, известняками зернистыми алевропесчанистыми. Со всех типов пород, расположенных в зонах интенсивной инфильтрации атмосферных осадков, т. е. в зонах максимальной трещиноватости, были отобраны образцы для проведения лабораторных исследований. Основным методом исследования являлся оптико-микроскопический

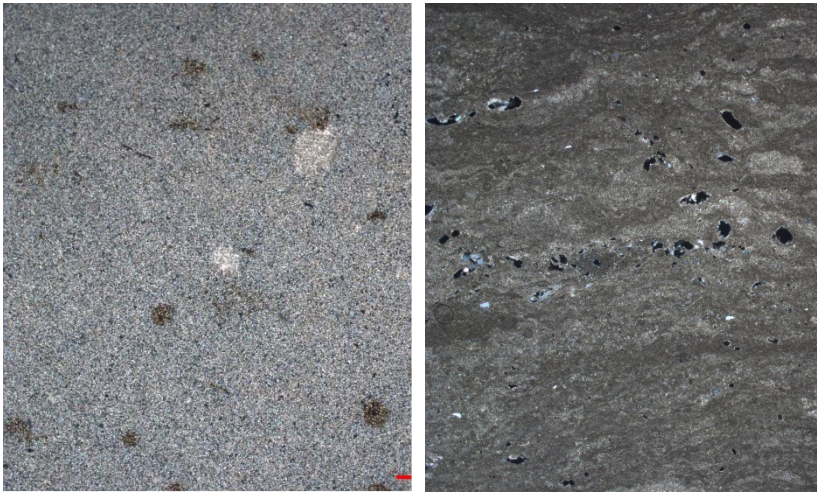
анализ, позволяющий изучать как структурные компоненты пород, так и особенности их изменения под действием агрессивных вод. Исследования проводились на просвечивающем поляризационном микроскопе AXIO Imager. A2.

Доломиты седиментационно-диагенетические микрозернистые, плотные, светло-серые с буроватым оттенком за счет вкраплений глинистого материала, с массивной текстурой. Полностью сложены соприкасающимися ксеноморфными зернами размером около 0,05 мм, образующими плотные агрегатные сростки. В межзерновом пространстве доломитов присутствуют темно-бурые включения глинистого материала, равномерно распределенные в породе. Из аутигенных минералов отмечаются редкие агрегаты пирита размером около 0,05 мм. Породы содержат 2–4% пор. Поры межзерновые, субкапиллярной размерностью, участками отмечаются расширения поровых каналов до 0,05 мм.

Доломиты строматолитовые характеризуются плотным сложением, светло-серой окраской, пелитоморфной структурой, волнисто-слоистой текстурой за счет переслаивания тонких волнистых слойков, одни из которых сложены пелитоморфным доломитом, другие – микро-тонкозернистым доломитом. В пелитоморфных слойках отмечаются темно-бурые вкрапления глинистого материала. К ним же приурочены включения аллотигенного материала, представленного угловатыми зернами кварца, плагиоклазов и чешуйками мусковита алевритовой размерности в количестве 5–10%. Так же присутствуют редкие включения (5%) органических остатков, представленных кальцисферами, онколитами и створками остракод. Породы содержат 5–6% пор, представленных камерами газовых пузырьков, выделяемых строматолитовыми колониями в процессе жизнедеятельности. Поры сфероидальные, размером до 0,1 мм. По границам слойков фиксируются щелевидные, протяженные поровые каналы.

Известняк пелоидно-комковатый пакстоун, алевропесчанистый, пористый, с линзовидно-слоистой текстурой за счет неравномерного выщелачивания. Известняк на 80–85% сложен органическими остатками, на 15–20% – цементирующим минеральным веществом. Органические остатки размером 0,1–0,25 мм, представлены сфероидальными микрозернистыми комковатыми агрегатами (90%), кальцисферами (5%), фрагментами водорослей (3%), раковинами остракод и двустворчатых моллюсков (2%). Помимо биокластов известняк содержит 10–15% обломочной компоненты размером 0,05–0,25 мм, представленный окатанными обломками горных пород (65%),

зернами кварца (20%) и плагиоклазов (10%), чешуйками мусковита и хлорита (5%). Органические остатки и аллотигенные обломки сцементированы кальцитовым цементом. Цемент базально-порового типа, по структуре микро-тонкозернистый, неравномерно выщелочен из межформенного пространства, часто присутствует в виде тонких оторочек вокруг органических остатков. В плотных участках породы цемент одновременно является цементов выполнения, полностью выполняет все межформенное пространство. В кальцитовой микро-тонкозернистой массе цемента отмечаются темно-бурые включения глинистого материала. Известняк содержит 10–15% пор. Поры выщелачивания, межформенные, сообщающиеся, образуют извилистые каналы диаметром 0,05–0,1 мм.

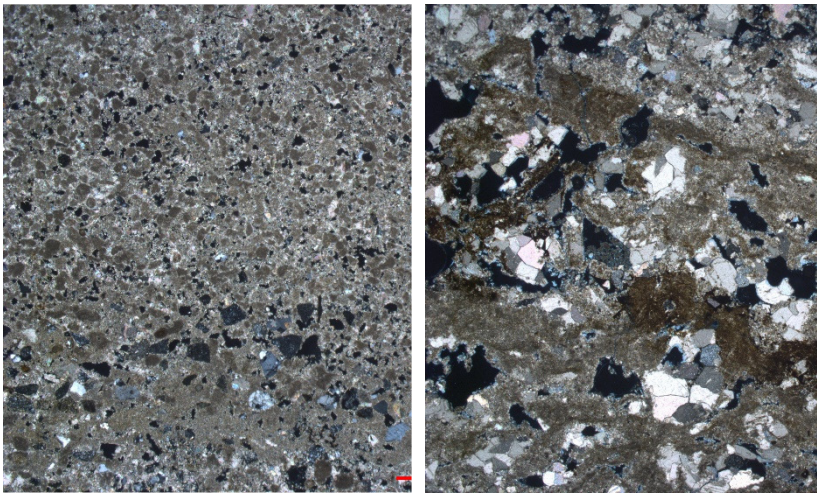


Доломит микрозернистый Доломит строматолитовый

Рис.1. Микроскопическая структура доломитов

Известняк зернистый алевропесчанистый характеризуется сильной кавернозностью, светло-серой окраской с буроватым оттенком за счет ожелезнения, неравномерно-зернистой структурой, линзовидно-слоистой текстурой. Порода интенсивно перекристаллизована, сложена плотно соприкасающимися ксеноморфными зернами кальцита размером от 0,01 до 0,25 мм. В межзерновом пространстве присутствуют красно-бурые включения

гидроокислов железа и глинистых агрегатов. В неизмененном состояние известняк содержит слойки и линзочки терригенного материала, представленного обломками пород, зернами кварца, полевых шпатов, чешуйками мусковита. В зона выщелачивания обломки минералов и горных пород выносятся из породы, образуя щелевидные полости. При этом пористость известняков увеличивается до 15–20%. Каверны выщелачивания частично залечены аутигенным яснозернистым кальцитом.



Пелоидно-комковатый известняк Известняк алевропесчанистый

Рис.2. Микроскопическая структура известняков

Как видно из описания карбонатных пород, интенсивность их выщелачивания и структура формирующегося порового пространства, при прочих равных условиях, в значительной степени определяется литологический тип доломитов и известняков. Наиболее устойчивыми к растворению являются относительно однородные по строению седиментационно-диагенетические микрозернистые доломиты. В строматолитовых доломитах выщелачивание проявляется более интенсивно, происходит в основном вдоль границ пелитоморфных и микро-тонкозернистых слойков, формируя щелевидные полости-каналы. Известняки, в силу большей растворимости кальцита, по сравнению с доломитом, более подвержены воздействию агрессивных вод. Однако, и в них структурные особенности строения определяют

интенсивность и характер выщелачивания. Относительно однородные пелоидно-комковатые известняки растворяются более-менее равномерно, за счет выноса кальцитового цемента. При этом в породах образуются близкие по диаметру сообщающиеся поровые каналы выщелачивания. В неоднородных по минеральному составу и структуре алевропесчанистых известняках растворение минерального скелета наиболее интенсивно проявляются в слойках и линзочках, сложенных терригенным материалом. Идет образование крупных протяженных полостей выщелачивания. Таким образом, интенсивность карстования карбонатных массивах во много определяется составом и структурно-текстурными особенностями пород верхней части разреза.

Литература:

1. *Аникеев А.В., Чумаченко С.А.* Карстово-суффозионные провалы Бугульминской возвышенности // Геоморфология. – 2011. – № 3. – С. 32– 41.
2. *Гараева А.Н., Латыпов А.И., Зарипова Д.Р.* Элювиальные отложения эрозионно-денудационных останцев Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. –2021. – № 9. – С. 16–20.
3. *Латыпов А.И., Гараева А.Н., Королев Э.А.* Карбонатные элювиальные грунты Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Сергеевские чтения. Фундаментальные и прикладные вопросы современного грунтоведения. Выпуск 23 Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (31 марта – 1 апреля 2022 г.). – Москва: изд-во «ГеоИнфо», 2022. – С. 78–83.
4. *Клубов В.А., Мещеряков Ю. А.* Использование геолого-геоморфологических методов при комплексных поисках нефтяных месторождений на платформе // Геология нефти и газа. – 1957. – № 8. – С. 18–27.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТА РОССЫПИ ЗАРЯ

© 2022 г. Р.А. Гатауллин[1, 2], А.В. Сначёв[1], Д.Е. Савельев[1], И.Д. Ложкин[1, 2], А.Г. Садыкова[1, 2]

[1] Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа
[2] Башкирский государственный университет
E-mail: rusgatln97@gmail.com

Россыпь золота Заря расположена в правом борту долины р. Карасаз, в 4 км к юго-востоку от д. Кусеево, и совместно с другими россыпями района (Марининская, Султановская, Кусеев Лог, Аксинья, Курузяк) образует Карасазовское россыпное поле [1] (рис. 1.). В административном отношении рассматриваемый участок расположен в северной части Баймакского района Республики Башкортостан вблизи границы с Абзелиловским районом.

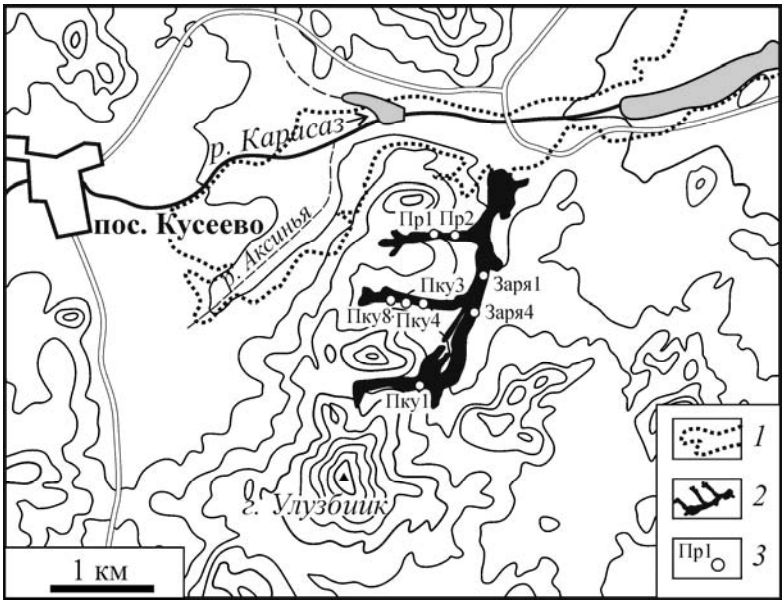


Рис. 1. Местоположение россыпи Заря [1] и схема отбора шлиховых проб

1 – контур россыпи Султановская, 2 – контур россыпи Заря, 3 – точки отбора шлиховых проб.

Район является одним из старых горнорудных районов России. Начиная с средины XIX в районе ведутся работы по разработке рудного и россыпного золота. На небольшой ложковой россыпи Заря до 1917 года было добыто 80,2 кг золота [1]. В ходе поисков россыпного золота на Кизильской площади проведенных И.И. Девятовым в 1988–1991 гг. и А.П. Габченко в 1989–1994 гг. была проведена её предварительная разведка с подсчетом запасов по категории C_1. С 2018 по 2021 гг. россыпь Заря разведывалась и отрабатывалась ООО «Графское» (директор О.А. Заплатин), в ходе этих работ авторами были получены новые данные по морфологии и составу россыпного золота восточных струй которые легли в основу этой публикации.

По данным работ прошлых лет россыпь Заря представлена несколькими струями, ширина которых колеблется от 40 до 100 м, общая длина россыпи 2,5 км. Коренными источниками золота являются кварцевые жилы, локализованные в основном в дайках худолазовского интрузивного комплекса широко развитые по водоразделу хребта Улузбиик. Плотик сложен сильно выветрелыми песчаниками и сланцами зилаирской свиты (D_3–C_1zl). Продуктивная толща представлена эоплейстоценовыми делювиально-аллювиальными плохо окатанными осадками имеющими черты, характерные для горного аллювия [2]. Распределение золота в плане узкоструйчатое и крайне неравномерное, содержание по выработкам составляет от 22 до 624 мг/м^3 на горную массу 0,6–2,8 м. Балансовые запасы россыпи на начало 2005 г. составили по категории C_1: 306 тыс. м^3 горной массы, 42 кг золота. [1].

По промышленной классификации золото в россыпи Заря и ее восточных струях крупное и относится к IV классу. Ситовой анализ показал, что 80% его массы сосредоточено в фракции +0,5 мм (таблица).

Морфологические особенности шлихового золота были изучены по всем классам крупности с разных струй (рис. 1). Золото морфологически однотипное, слабой степени окатанности (рис. 2). Преобладают таблитчатая, комковидная, пластинчатая формы золотин, реже встречаются дендровидные образования. Параметр формы [3] (отношение длинны периметра к длине окружности, вписанной в него) был рассчитан для 150 золотин из 8 шлиховых проб. Для большинства зерен он имеет значения от 1,5 до 2,5 ед., что позволяет отнести россыпь Заря к россыпям ближнего сноса с минимальным механическим воздействием. Аномально высокие значения параметра формы (до 4,6 ед.), больше характерные для «рудного» золота,

принадлежат золотинам дендритовидной формы (рис. 2).

Таблица

Гранулометрический состав золота для россыпи Заря и восточных её струй

	Класс крупности (мм)						
№ пробы	+3	+2	+1	+0,5	+0,25	+0,1	+0,05
Пр1		11	23	44	20	2	
Пку1			25	53	22		
Пку8			30	52	17	1	
Пку4			32	45	21	2	
	+3	+2	+1	+0,5	+0,25	+0,15	+0,05
Заря по [Казаков]	42			31,2	15,4	10,6	0,4

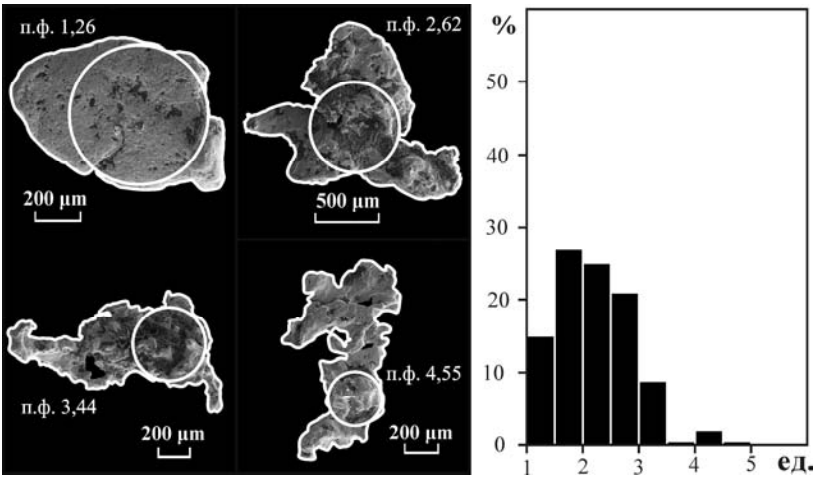


Рис. 2. Морфология типовых золотин из россыпи Заря и статистическая гистограмма для параметра формы

Поверхность золотин в основном чистая, матовая, цвет желтый, блеск металлический. Часть зерен представлены сростками с кварцем и лимонитом, встречаются единичные экземпляры покрытые ртутной амальгамой, что связано с почти повсеместным распространением старых выработок. Золото в россыпи отличается довольно выдержанным составом, основной примесью здесь является серебро,

содержание которого изменяется от 5 до 15%. В незначительных количествах отмечены медь (0,06%), цинк (0,01%), железо (0,95%), никель (0,15%) [1]. Крайне редко развиты высокопробные каймы и новообразования золота, что также указывает на малое время пребывания золотин в зоне гипергенеза.

Таким образом, изучение россыпного золота россыпи Заря показало, что морфологические особенности золотин (крупный класс, слабая окатанность, высокие значения параметра формы) и выдержанный химический состав свидетельствует об однотипности коренных источников и их территориальной близости.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № FMRS-2022-0011. Авторы благодарят руководство ООО «Графское» за возможность участвовать в разведке и отработки россыпи.

Литература:

1. *Казаков П.В., Салихов Д.Н.* Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). – Уфа: Гилем, 2006. – 288 с.
2. *Осовецкий Б.М.* Эволюция гранулометрического состава крупнообломочного руслового аллювия от гор к равнинам // Вестник Пермского университета. – Геология. – 2020. – Т. 19. – № 4. – С. 359–371. DOI: 10.17072/psu.geol.19.4.359
3. *Силаев В.И., Хазов А.Ф., Жарков В.А., Сокерин М.Ю., Филиппов В.Н.* Геологическая информативность обломочного золота в современных речных отложениях (на примере Предуральского краевого прогиба) // Уральский геологический журнал. – 2013. – Т. 96. – № 6. – С. 21–32.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (ЦЕНТРАЛЬНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА)

© 2022 г. И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Р.Ю. Сальманова

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: golovanova@ufaras.ru

Анализ компонент вторичной намагниченности (позднепалеозойское перемагничивание) позволяет проследить формирование Южно-Уральской складчатой системы. В работе представлены новые палеомагнитные результаты изучения позднепалеозойского перемагничивания нижнекаменноугольных вулканитов Центрально-Магнитогорской зоны Южного Урала с целью независимой оценки геологических представлений об истории развития Магнитогорской островной дуги.

По современным представлениям [2] в девоне в Палеоуральском океане напротив южноуральской части пассивной окраины континента Балтика сформировалась Магнитогорская островная дуга, находившаяся над зоной субдукции, падавшей от континента (в современных координатах – к востоку). В позднем девоне произошло столкновение континента и островной дуги (мягкая коллизия), в результате чего Магнитогорская островодужная система аккретировала к окраине Восточно-Европейского континента, нарастив его. К концу фаменского времени граница формирующейся окраины континента переместилась в область современного Тургайского прогиба. Здесь в раннем карбоне сформировалась новая зона субдукции, имеющая падение в сторону континента и образовавшая активную окраину формирующегося континента. В тылу активной окраины образовалась рифтовая зона, с которой связано накопление субщелочных контрастных вулканитов березовской и греховской свит Центрально-Магнитогорской зоны. Палеомагнитные данные в отмеченном возрастном интервале могут служить дополнительным независимым тестом оценки этих геологических представлений.

В Центрально-Магнитогорской зоне было изучено 7 разрезов нижнекаменноугольных вулканитов греховской и березовской свит в меридиональном течении р. Урал (табл.). Кроме того, из верневизейско-серпуховской части разреза Верхняя Кардаиловка по

правому берегу р. Урал изучены известняки, туфоалевролиты, алевролиты.

Лабораторные исследования проводились в соответствии со стандартной методикой, включающей в себя температурную магнитную чистку и компонентный анализ выделенных направлений намагниченности.

Таблица

Направления среднетемпературной компоненты намагниченности в породах Магнитогорско-Богдановского грабена

сайт	n	ССК				ДСК			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
1. Кардаиловка (N: 52.28, E: 58.92)									
1–1	7/4	239,0	–27,9	34,0	16,0	253,8	–49,4	37,1	15,3
1–2	7/6	233,0	–29,9	41,7	10,5	240,6	–49,0	48,2	9,7
1–3	10/9	229,1	–17,2	56,7	6,9	228,9	–45,3	59,2	6,7
1–4	7/7	230,8	–17,5	56,3	8,1	232,3	–35,7	52,4	8,4
1–5	11/10	230,1	–12,7	44,1	7,4	228,4	–46,7	76,7	5,6
1–6	7/5	239,4	–13,6	29,4	14,3	232,3	–42,4	133,7	6,6
2. Каменка (N: 52.54, E: 58.99)									
2–1	7/7	226,9	–31,9	27,3	11,8	194,8	–45,2	27,3	11,8
2–2	7/4	223,4	8,9	13,4	26,0	220,9	–18,1	13,4	26,0
2–3	7/5	251,8	–8,1	29,3	14,4	245,5	–37,3	27,8	14,8
2–4	9/7	231,1	–22,2	79,4	6,8	218,0	–43,9	79,4	6,8
2–5	8/4	240,8	–27,9	41,5	14,4	227,1	–52,5	41,5	14,4
2–6	8/7	250,6	–17,4	16,9	15,1	244,7	–44,9	16,9	15,1
3. Соколки-1 (N: 52.60, E: 58.95)									
3–1	23/11	233,7	–40,3	28,4	8,7	207,8	–52,6	37,4	7,6
3–2	16/11	232,7	–17,0	19,7	10,6	211,9	–47,9	23,7	9,6
3–3	29/10	234,0	–28,2	15,7	12,6	203,6	–49,6	21,6	10,6
3–4	14/10	239,5	–20,5	16,9	12,1	207,3	–50,4	16,9	12,1
3–5	19/10	237,9	–16,2	14,3	13,2	210,8	–46,4	14,3	13,2
3–6	11/11	236,4	–40,2	31,9	8,2	197,3	–55,8	31,9	8,2
3–7	16/10	231,1	–41,1	36,3	8,1	200,8	–52,5	34,8	8,3
4. Овраг (N: 52.58, E: 58.94)									
4–1	39/9	228,3	–15,9	16,7	13,0	211,8	–42,0	16,7	13,0
5. Соколки-2 (N: 52.61, E: 58.96)									
5–1	22/12	236,9	–13,2	23,6	9,1	219,6	–41,7	18,9	10,3
5–2	12/11	226,7	–24,0	78,0	5,2	199,2	–44,0	62,3	5,8
5–3	32/11	228,5	–9,8	16,8	11,5	213,9	–37,1	17,2	11,3
5–4	20/11	226,7	–11,5	31,9	8,2	211,9	–32,7	34,4	7,9
5–5	19/11	232,4	–11,7	9,5	15,6	217,3	–47,2	17,6	11,2
5–6	20/10	233,0	–16,0	11,9	14,6	214,0	–50,0	15,6	12,6

Продолжение таблицы

сайт	n	ССК				ДСК			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
6. Греховка (N: 52.75, E: 58.94)									
6–1	28/11	242,9	–7,1	11,1	14,3	239,0	–44,6	14,2	12,5
6–2	19/10	234,9	–12,5	42,4	7,5	213,2	–54,9	37,0	8,0
6–3	10/9	228,3	–12,7	28,8	9,8	203,1	–50,8	28,8	9,8
6–4	31/9	228,1	–15,7	8,4	18,9	207,6	–41,1	15,9	13,3
7. Левый берег (N: 52.55, E: 59.00)									
7–1	17/12	230,4	–23,4	17,5	10,7	215,2	–48,7	17,5	10,7
8. д. Урал (N: 52.59, E: 58.99)									
8–1	33/14	232,3	–32,6	16,1	10,2	203,5	–46,8	24,3	8,2
ALL	**32**	**233,8**	**–19,7**	**42,5**	**3,9**	**218,3**	**–46,2**	**39,9**	**4,1**
50%	**32**	**229,7**	**–33,7**	**50,1**	**3,6**				

Примечания: n – количество образцов (сайтов) изучено/использовано. ССК, ДСК, современная и древняя системы координат соответственно. D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – радиус 95% овала доверия. ALL – средние значения для всех сайтов, приведенных в таблице. 50% – параметры, получающиеся при оптимальном распрямлении (при максимальной кучности).

Лабораторные палеомагнитные исследования новой коллекции выполнены в соответствии с общепринятой в настоящее время методикой, включающей в себя температурную магнитную чистку и компонентный анализ выделенных направлений намагниченности. В предыдущих работах основное внимание уделялось выделению высокотемпературной компоненты намагниченности и обоснованию ее первичности. В данной работе результаты были заново пересмотрены и дополнены для анализа вторичной компоненты намагниченности.

На диаграммах Зийдервельда (рис.) выделяются от 1 до 3 компонент намагниченности. Низкотемпературная компонента разрушается при нагреве до 200–250 °С, и ее среднее направление соответствует направлению современного магнитного поля. В существенном количестве изученных сайтов выделяется среднетемпературная компонента намагниченности в интервале от 250 до 500 °С, соответствующая широко распространенному на Урале позднепалеозойскому перемагничиванию. В образцах из разреза Верхняя Кардаиловка среднетемпературная компонента часто составляет более 90% остаточной намагниченности. После ее удаления намагниченность уменьшается практически до нуля. В значительной части изученных образцов вулканитов выделена также высокотемпературная компонента намагниченности, иногда

биполярная, которую можно интерпретировать как синхронную времени образования пород.

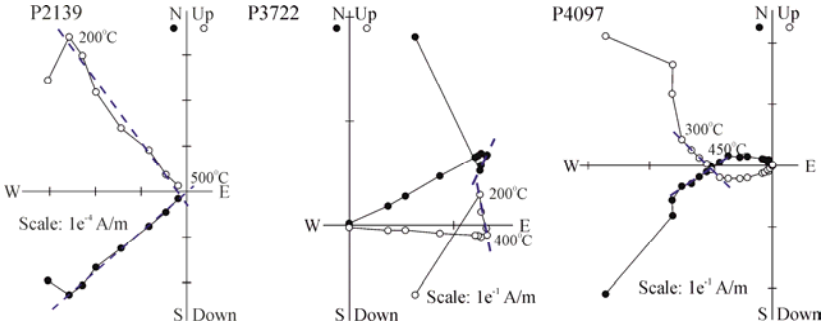


Рис. Примеры диаграмм Зийдервельда

Светлые символы — проекции векторов Jn на вертикальную, темные — на горизонтальную плоскости.

Средние по всем сайтам направления среднетемпературной компоненты в изученных разрезах лучше сгруппированы в древней системе координат в отличие от большей части разрезов Западно–Магнитогорской зоны, где аналогичная компонента чаще послескладчатая [1]. Максимальная кучность направлений получается в разных разрезах при распрямлении складки от 50% до 80%. По всем изученным в этой части разрезам при оптимальном распрямлении 50% осредненные по сайтам направления СТК составляют: N = 32, D = 228,7°, I = –33,7°, k = 50,1, α_{95} = 3,6°, что свидетельствует о возникновении этой намагниченности в процессе деформации или незадолго до складкообразования и на начальных его этапах. Сравнение со стереограммой опорных направлений, пересчитанных из кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса для палеоконтинента Балтика [3] для общей точки 54° с.ш., 58° в.д. показало, что вычисленное среднее направление СТК лучше всего согласуется с референтным результатом с возрастом 270–290 млн лет. Такой возраст СТК согласуется и с повсеместной обратной полярностью этой компоненты, что указывает на ее возникновение во время суперхрона Киама обратной полярности, и с геологическими данными о кунгурском (272–279 млн лет) возрасте завершающей стадии деформаций на Урале [2]. Таким образом, можно предположить, что складкообразование на изучаемой территории центральной части Магнитогорской зоны происходило на

заключительной стадии развития Урала, в средней перми, в кунгурское время. Следует отметить, что в отдельных разрезах (например, Соколки) направление среднетемпературной компоненты намагниченности совпадает с пермским в современной системе координат. Это позволяет сделать предположение о сложном характере деформаций в изучаемом регионе, однако в целом деформации здесь произошли позже, чем в изученных нами разрезах других частей Западно-Магнитогорской зоны, что не противоречит представлениям геологов о времени проявления тектонических процессов в Магнитогорско-Богдановском грабене.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022–0013.

Литература:

1. *Голованова И.В., Данукалов К.Н., Косарев А.М., Хидиятов М.М., Баженов М.Л.* Палеомагнетизм девона Магнитогорской зоны Южного Урала. Предварительные результаты // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». – Ярославль: Филигрань, 2016. – С. 29–35.
2. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
3. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Science Reviews. – 2012. – V. 114. – P. 325–368.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАТАВСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2022 г. И.В. Голованова[1], К.Н. Данукалов[1], Р.Ю. Сальманова[1], Н.П. Парфирьев[1], Н.М. Левашова[2]

[1]Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: golovanova@ufaras.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

Предыдущими исследованиями [1, 3] в отложениях катавской свиты верхнего рифея на Южном Урале было выявлено очень большое количество инверсий магнитного поля. Предполагаемая частота инверсий сопоставима с частотой инверсий в верхневендской зиганской свите, считающейся уникальной, и может свидетельствовать о гиперактивном состоянии магнитного поля. В случае доказательства синхронности высокотемпературной компоненты намагниченности времени образования катавской свиты это могло бы стать хорошим палеомагнитным репером в неопротерозойской истории Земли и дало бы важную информацию об особенностях поведения геомагнитного поля в позднем докембрии. Недавно были получены достаточно убедительные свидетельства того, что намагниченность пород катавской свиты, ранее считавшаяся метахронной, является первичной [1, 3]. Однако, по мнению самих авторов, такая точка зрения требует дополнительного подтверждения. В настоящей работе мы приведем новые результаты детальных палеомагнитных исследований протяженного и достаточно полного разреза «Юрюзань», а также новые определения по вышележащей инзерской свите. Задачами исследований были: 1) проверка представления о синхронности высокотемпературной компоненты намагниченности пород катавской свиты времени их образования, 2) детализация сведений о режиме смены полярности магнитного поля и оценка гипотезы о существовании режима «гиперактивности» в катавское время.

Катавская свита, входящая в состав верхнего рифея (каратавия) является одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала благодаря особенностям литологического состава и биостратиграфической характеристике. Свита сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты, их глинистыми разностями и мергелями. Общая видимая мощность отложений катавской свиты колеблется от 200 до 400 м. К сожалению, возрастные

пределы формирования свиты определены недостаточно хорошо. В целом возраст свиты приблизительно оценивается как 800–900 млн. лет. Накопление осадков катавской свиты происходило в мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима. Согласно многочисленным исследованиям средняя скорость накопления таких пород составляет 10–30 м за 1 млн. лет.

Для уточнения представлений о происхождении высокотемпературной компоненты намагниченности катавской свиты, полученных нами ранее [1], проведено дополнительное более подробное изучение разреза катавской свиты по правому борту долины р. Юрюзань севернее г. Юрюзань вдоль ж.д. Юрюзань – Вязовая. Привлекательность этого разреза определяется тем, что отложения катавской свиты здесь не затронуты процессами метаморфизма, моноклинально залегающие слои не имеют признаков тектонических нарушений и достаточно полно отражают информацию об условиях формирования осадочного палеобассейна в период всего катавского временного интервала. Разрез был опробован повторно и более подробно (через 20 см). Для сравнения с катавской свитой была также дополнительно более детально опробована нижняя часть вышележащей инзерской свиты в районе д. Галиакберово, где инзерские отложения залегают непосредственно на отложениях катавской свиты. Всего в 2019–2020 г.г. было отобрано более 600 образцов известняков катавской свиты и около 200 образцов песчаников инзерской свиты. Лабораторные палеомагнитные исследования в соответствии со стандартной методикой, включающей в себя температурную магнитную чистку и компонентный анализ выделенных направлений намагниченности.

Палеомагнитное изучение отобранной коллекции показало следующие результаты:

1. На диаграммах Зийдервельда для образцов катавской свиты выделяются, как правило, две компоненты намагниченности: низкотемпературная и высокотемпературная. Низкотемпературная компонента (иногда очень слабая) разрушается при нагреве до 250–300°С, и ее направление близко к направлению современного геомагнитного поля. При дальнейшем нагреве до 680°С, реже до 580°С, выделяется единственная компонента намагниченности. Носителями высокотемпературной компоненты (ВТК) намагниченности являются преимущественно гематит и реже магнетит. В тех случаях, когда намагниченность обусловлена присутствием обоих минералов, “магнетитовая” и “гематитовая”

компоненты намагниченности практически совпадают по направлению. Тесты обращения (γ = 0,7°, $\gamma_{крит}$ = 3,6°, класс А) и складки, проведенный на ранее отобранном разрезе, находящемся вблизи дороги на с. Бианка, дают уверенно положительный результат. Выделенное направление высокотемпературной компоненты намагниченности в породах нижней части инзерской свиты неплохо группируется в древней системе координат и значимо отличается от направления намагниченности верхней части катавской свиты.

2. В результате детального палеомагнитного изучения красноцветных карбонатных пород катавской свиты верхнего рифея, а также перекрывающих ее терригенных отложений инзерской свиты, получен закономерный тренд направлений высокотемпературной компоненты намагниченности снизу вверх по разрезу. Общая величина смещения по наклонению от нижней части катавской свиты к ее верхней части составляет около 14 градусов, а до низов инзерской свиты почти 40 градусов. Средние направления ВТК в верхней части разрезов катавской свиты уже не очень похожи на пермско-позднекаменноугольные, а “инзерские” направления просто совсем не похожи. Также, по результатам предыдущих работ, значимо различаются средние направления ВТК намагниченности катавской и нижележащей зильмердакской свит.

Полученные результаты являются сильным аргументом в пользу первичности намагниченности пород катавской свиты, считавшейся ранее метахронной, и подтверждают точку зрения В.Э. Павлова и И. Галле [3] о синхронности намагниченности известняков катавской свиты времени ее образования.

3. В верхней части разреза катавской свиты выявлено большое количество четко проявляющихся зон магнитной полярности. Было сделано предположение о необычно высокой частоте магнитных инверсий не только вблизи границы докембрия и фанерозоя (в зиганской свите верхнего венда), но и о присутствии таких зон частых магнитных инверсий в разрезе позднего докембрия (катавская свита).

В предположении о синхронности намагниченности известняков катавской свиты времени ее образования сделана попытка оценить частоту геомагнитных инверсий. Параллельно с палеомагнитным изучением выполнено циклостратиграфическое исследование верхней части разреза Юрюзань. На основе выявленных циклов Миланковича можно оценить длительность накопления изученной толщи. Сравнение результатов проведенных детальных циклостратиграфических исследований с магнитостратиграфической колонкой дает возможность более достоверно оценить частоту инверсий.

Для выявления орбитальной цикличности использовались вариации магнитной восприимчивости в верхней части разреза Юрюзань. Разрез был опробован для измерений магнитной восприимчивости (МВ) параллельно с палеомагнитным опробованием через каждые 0,2 м. Это позволило выявить только циклы, которые предположительно можно было интерпретировать как циклы большого и малого эксцентриситетов. Для более надежной интерпретации с целью выявления влияния циклов малого эксцентриситета, нутации и прецессии дополнительно был опробован участок мощностью 11,6 м в верхней части разреза через каждые 0,05 м. Использованный нами комбинированный подход к опробованию разреза позволил выделить предполагаемое влияние всех четырех циклов Миланковича, обычно используемых при интерпретации.

Для отобранных образцов определена величина магнитной восприимчивости, нормированная на массу. Спектральный анализ данных выполнен с использованием программы Acycle [5]. Для интерпретации результатов спектрального анализа использовалось соотношение периодов выявленных циклов в качестве доказательства для астрономически вынужденных климатических циклов.

Спектральный анализ серии МВ верхней части (65,6 м) разреза Юрюзань позволил идентифицировать предполагаемые циклы Миланковича и оценить продолжительность седиментации в пределах изученной части разреза. По нашим оценкам, 65,6 м разреза накопились за ~3,2 млн лет, что дает скорость седиментации ~20,6 м/млн лет. Этот результат не противоречит современным представлениям о скорости осадконакопления мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима.

Полученные результаты циклостратиграфического анализа позволяют оценить частоту геомагнитных инверсий. В изученной части разреза на участке мощностью 65,6 м наблюдается 35 смен полярности, продолжительность одной зоны полярности в среднем – 91 тыс. лет, частота инверсий в среднем составляет 11 за миллион лет. Скорее всего, при более детальном палеомагнитном опробовании этой части разреза, например, через каждые 5 см, частота инверсий была бы выше, но мы пропускаем ее при опробовании через каждые 20 см.

Мнения разных исследователей о том, при какой частоте инверсий состояние геомагнитного поля можно считать гиперактивным, расходятся. И. Галле и В.Э. Павлов [2] считают поле гиперактивным, если частота инверсий превышает 8–10 инверсий за миллион лет. Другие исследователи [6] считают гиперактивным

состояние, когда частота инверсий выше, чем 4–6 RMa^{-1}, (то есть, вдвое больше фонового за последние 160 млн лет значения, составляющего около 2–3 RMa^{-1} [4]). В любом случае, полученная по нашим оценкам частота инверсий довольно высока и превышает максимальные значения 8–10 RMa^{-1} в фанерозое [4], что может свидетельствовать о существовании возбужденного состояния геомагнитного поля не только в кембрии и в эдиакарии, но и в более раннее время, в верхнем рифее.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022–0013.

Литература:

1. *Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П.* Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. – 2020. – № 3. – С. 47–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3.
2. *Галле И., Павлов В.Э.* Три режима работы геодинамо // Физика Земли. – 2016. – № 2. – С. 148–153.
3. *Павлов В.Э.* Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. – 2009. – № 1. – С. 33–43.
4. *Biggin, A.J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T.H., van derMeer, D.G., van Hinsbergen, D.J.J.* Possible links between long-termgeomagnetic variations and whole-mantle convection processes // Nat. Geosci. – 2012. – №5. – P. 526–533.
5. *Li., M., Hinnov, L., Kump, L.* Acycle: Time Series analysis software for paleoclimate research and education // Comput. Geosci. – 2019. – 127. – P 12–22.
6. *Meert, J.G., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Landing, Ed,* Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondwana Res. – 2016. – 34. – P. 149–157.

КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА КАК МАРКЕРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

© 2022 г. В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Карбонатные брекчии в нижнепермских отложениях Урала известны со времен первых исследователей Урала. Вероятно, самым известным является горизонт симской брекчии, залегающей во флишевой формации восточного борта Предуральского прогиба. Генезис их долгое время оставался предметом острых дискуссий: происхождение брекчий связывали и с ледниковыми отложениями, и с тектоническими образованиями, развитыми по фронту крупных надвигов. Достаточно уверенно установлена седиментационная природа внутрифлишевых брекчий – они идентифицированы как олистостромы – отложения гравитационных оползней и обвалов, связанные с сейсмическими событиями [2, 4], т.е. представляют собой сейсмогенные образования.

В Южном Приуралье при геологической съемке установлено несколько подобных олистостромовых горизонтов. Некоторые из них, такие как саплаякский, зианчуринский и бужановский брекчиевые горизонты относятся к верхнекаменноугольному стратиграфическому уровню, они представлены преимущественно карбонатным кластическим материалом в терригенном матриксе [3].

К нижнепермскому уровню карбонатных брекчий относятся селеукский, ивановский глыбовые горизонты, залегающие среди ассельских депрессионных отложений. Карбонатный обломочный материал этих брекчий образовался при разрушении средне- и верхнекаменноугольных пород и последующем их оползании в депрессионную зону [3].

Генезис симского олистостромового горизонта в полной мере отвечает понятию «сейсмогенный» – он залегает во флише и представляет собой результат одноактного события. Несмотря на то, что карбонатные обломки составляют 80–90% от петрографического состава симской брекчии, ее нельзя назвать полностью карбонатной – кластический материал погружен в терригенный матрикс грауваккового состава, сами обломки представлены разновозрастным средне- и верхнекаменноугольным материалом [2].

Карбонатные конгломерато-брекчии и гравелиты кондуровского типа отличаются от предыдущих сингенетичностью обломков вмещающим породам. Терригенная примесь в этих брекчиевидных известняках либо отсутствует, либо представлена небольшим количеством песка и мелкого гравия [3].

Полностью карбонатный состав имеет курмаинская брекчия в составе ассельских отложений, обнажающихся в складчатых структурах Южного Приуралья. Структура и состав кластического материала и цемента этих брекчий имеют необычные особенности, которые И.В. Хворова объяснила сейсмогенным и штормовым (цунамигенным) происхождением этих образований [3].

Курмаинский горизонт карбонатных брекчий, представляет собой пласт известняка с рассеянными в нем карбонатными литокластами. Детальное описание конгломерато-брекчий приведено И.В. Хворовой [3]. Наиболее важными чертами их являются: полуокатанный и, нередко, пластинчато-удлиненный характер интракластов, состав которых представлен афанитовым темно-серым известняком, таким же, как и вмещающие ассельские известняки; 2) градационность кластического материала; 3) залегание горизонта брекчий среди тонкослоистых афанитовых известняков депрессионного типа; 4) выдержанность литологии на большом расстоянии (более 70 км).

Выходы курмаинских карбонатных брекчий наблюдаются в разрезе ассельских карбонатных отложений на г. Нос у д. Кондуровка в оренбургском Приуралье (рис. а–е), который является стратотипом ассельско-сакмарской границы [4].

В этом разрезе нами обнаружены дополнительные, ранее неописанные, седиментологические признаки отложений. К ним относятся штормовая слоистость типа хаммоку, для которой характерна крупная рябь с длиной волны более 3–5 м (рис. б), и подводно-оползневые складки. Пакеты конгломерато-брекчий и афанитовых известняков, скручены в подводно-оползневые складки разной масштабности – от первых м до десятков метров (рис. в), хорошо видно, что весь курмаинский пласт представляет собой не седиментационный слой градационно построенных брекчий, а горизонт сплошного распространения подводно-оползневых рулетов, внутри которых можно видеть фрагменты градационной слоистости. В подошве оползневых рулетов иногда можно видеть отчетливо выраженные борозды и штрихи с простиранием, отличающимся от азимута падения слоев (в противном случае их можно было бы принять за тектоническую штриховку межслоевого скольжения). Амплитуда борозд достигает 1–2 см (рис. г), в подошве же рядом

расположенных тонкослоистых афанитовых известняков видны только отпечатки стилолитовых швов, что отрицает межслоевое тектоническое скольжение.

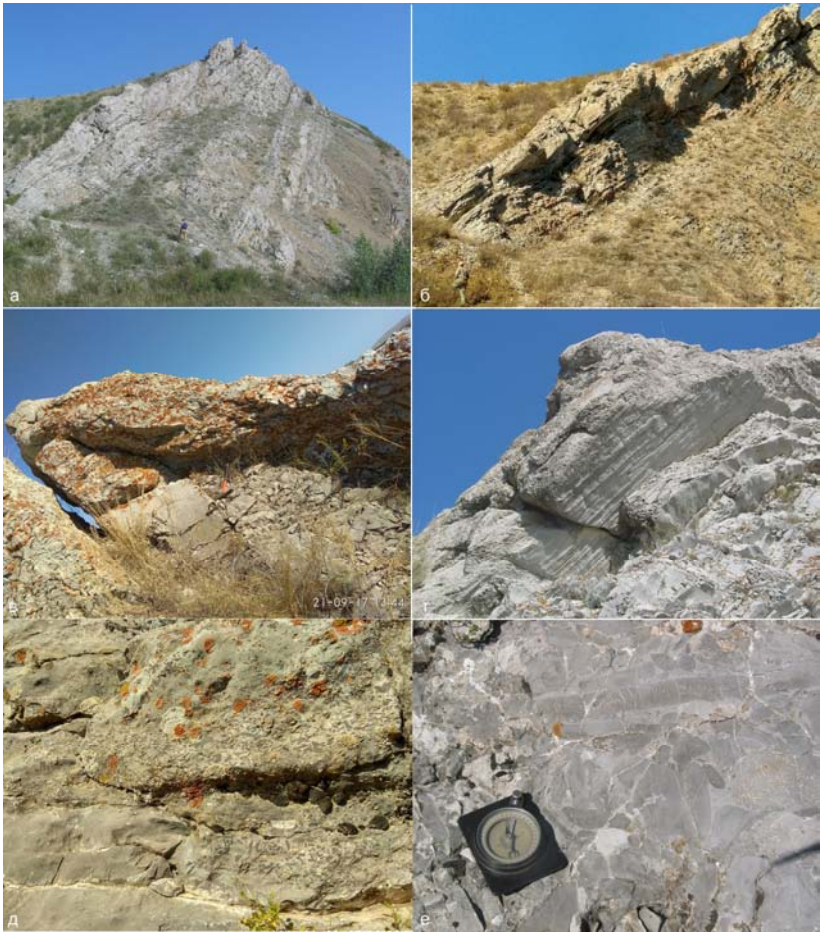


Рис. Седиментологические признаки сейсмогенной природы курмаинских брекчий в разрезе ассельских отложений на г. Нос

а – общий вид слоистой толщи с горизонтом карбонатных брекчий; б – слоистость типа хаммоку в основании горизонта брекчий; в, д – подводно-оползневая складка в горизонте брекчий; г – борозды и штриховка на поверхности оползания; е – общий вид брекчий.

Отмеченные литологические черты полностью подтверждают предположение И.В. Хворовой о том, что при образовании курмаинских брекчий решающую роль могли играть «подводные землетрясения, создававшие волны огромной силы. Эти волны не только взмучивали поверхностные илы, но нередко на значительных участках удаляли весь рыхлый чехол и обнажали уже затверделые породы; в результате землетрясений последние разрушаются, и волны перемещали вместе с илом и местный обломочный материал» [3]. Таким образом, в курмаинском горизонте карбонатных брекчий запечатлено крупное сейсмическое событие, которое могло также отразиться в других частях Предуральского прогиба.

К карбонатным брекчиям в пермских отложениях следует отнести блоки карбонатных пород в нептунических дайках, описанные в карьере рифового массива Шахтау и по особенностям состава и строения отнесенные к сейсмогенным образованиям [1]. Возможно, что установленное влияние сейсмических событий на формировании карбонатной мегабрекчии в рифовом массиве Шахтау и описанные выше карбонатные брекчии среди флишевых отложений представляют собой одновременные или взаимосвязанные явления. Примеры этих брекчии показывает необходимость выделения сейсмогеннно-цунамигенного генетического типа отложений.

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ИГ УФИЦ РАН по темам гос. заданий FMRS-2022-0010 и FMRS-2022-0015.

Литература:

1. *Горожанин В.М. Горожанина Е.Н.* Нептунические дайки в Стерлитамакских рифовых массивах южного Приуралья как следы палеосейсмических событий // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2022 / Материалы LIII (53) Тектонического совещания. Т.1. М.:ГЕОС, 2022. – С. 144–148.
2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 229 с.
3. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 352 с. (Тр. ГИН РАН, вып.37)
4. *Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф.* Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002. – Т. 10. – № 4. – С. 3–14.

СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

© 2022 г. Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

1. Осадочные комплексы палеозоя, выполняющих прогиб и зону передовой складчатости, особенности миграции фаций

Предуральский прогиб (ПП) относится к краевым прогибам, образовавшимся «в результате воздействия складчатых зон на платформы». В основании прогиба залегают каменноугольные карбонатные породы окраины Русской платформы. До позднего карбона территория ПП развивалась в режиме пассивной окраины платформы с преобладанием шельфовой седиментации. Заложение прогиба связано с формированием Уральской складчатой системы. Выполняющие прогиб нижнепермские осадки представлены тремя фациями, сменяющимися с востока на запад: терригенно-карбонатным флишем, депрессионными глинисто-битуминозными осадками и фациями карбонатного шельфа с биогермами. Флишевые отложения характеризуется чередованием градационно-слоистых карбонатно-полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов турбидитового типа. Терригенные компоненты в песчаниках указывают на размыв уральского горного сооружения. В кунгурское время прогиб из-за потери (по тектоническим причинам) связи с открытым океаном и аридного климата становится зоной накопления эвапоритов. В поздней перми и триасе (завершающая стадия уральской коллизии) формировались красноцветные молассовые осадки пролювиального и прибрежно-морского происхождения, которые нивелировали неровности рельефа в зоне прогиба. В мезозое в результате позднеюрской трансгрессии территория Урала, Приуралья и Прикаспия покрывалась мелководным морским бассейном. Во время альпийского тектогенеза структура прогиба подверглась активизации, сформировавшей современный структурный план и повлиявшей на формирование ловушек УВ.

Особенностью процесса осадконакопления в ПП является стратиграфически последовательное перекрытие мелководных карбонатных осадков более глубоководными карбонатно-кремнисто-глинистыми (депрессионными) и флишевыми отложениями. Отмечается последовательное смещение края карбонатного шельфа

(карбонатной платформы) с востока на запад от девона к карбону и перми, что связано с последовательным погружением края карбонатного шельфа и перекрытием его депрессионными и флишевыми толщами по типу затопленной карбонатной платформы (drowned carbonate platform) на фронте передового прогиба (рис. 1).

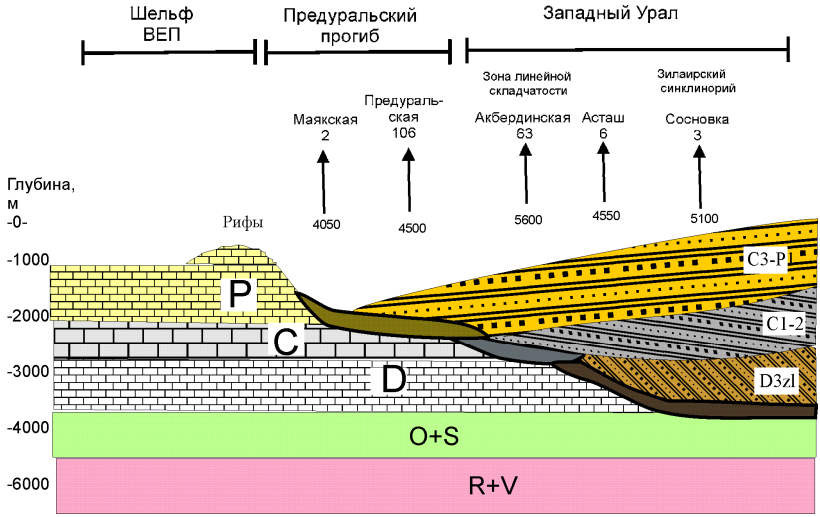


Рис. 1. Модель погружения края карбонатной платформы на фронте флишевого прогиба

2. Тектоническое строение зоны передовых складок

В восточной части ПП скважины на Беркутовской, Исимовской, Саратовской, Таваковской, Кузебековской, Каскиновкой нефтепоисковых площадях, а также скважины 106, 108 Предуральские на территории Оренбургской части прогиба под флишевыми осадками нижней перми вскрыли шельфовые известняки среднего карбона. Девонские карбонатные отложения вскрыты скважинами на Акбердинской площади, Асташской и Мурадымовской площадях в Башкирии. Отложения смяты в складки, осложнены надвигами и нарушены субмеридиональными разломами, разбивающими территорию на блоки.

На Мурадымовской площади бурением установлено сложное структурное строение участка: шельфовые известняки нижнего девона надвинуты или взброшены на флиш кугарчинской свиты среднего

карбона. Восточнее зилаирский флиш стратиграфически нормально залегает на шельфовых известняках девона, которые структурно перекрывают отложения кугарчинской свиты среднего карбона.

На Асташской площади под зилаирским флишем вскрыты известняки нижнего карбона субплатформенного типа, залегающие на платформенных карбонатах верхнего-среднего девона. По результатам литологических наблюдений и петрографического анализа в шлифах известняки визейского и серпуховского ярусов, представленные криноидно-фораминиферовыми пакстоунами с прослоями спикуловых разностей, отнесены к фациям глубоко погруженного шельфа, они сопоставимы породами распространенных восточнее иткуловской и бухарчинской свит. Турнейские отложения, представленные темно-серыми пелитоморфными известняками с прослоями аргиллитов, сопоставимы с породами куруильской свиты, которые в литофациальном отношении близки осадкам депрессионного типа.Известняки девона представлены типичными платформенными фациями. По разрезу скважин на разных уровнях установлены тектонические нарушения по типу взбросо-надвигов.

Беркутовская площадь. Во фронтальной части зоне линейных складок на Беркутовской площади по данным сейсмопрофилирования проявлены наложенные структуры в виде приразломных взбросов. Проведенные нами полевые исследования зоны складчатости по трассе Исянгулово-Зилаир показали, что основным элементом строения являются опрокинутые на запад S-образные складки, размер которых увеличивается с востока на запад от древних пород к более молодым. Характер секущих взбросо-надвигов, указывает на их присдвиговую природу. Эти разломы, обусловленные поздними сдвиговыми движениями, создают блоковое строение территории. Выделяются три блока с разным составом подфлишевых отложений. С запада на восток:1 – под флишем нижней перми залегают карбонатные толщи карбона и девона, 2– под флишем нижнего-верхнего карбона залегают карбонаты девона; 3 – под флишем нижнего карбона залегает флиш зилаирской серии. В зоне фронтального разлома (называемого Сюреньским взбросо- надвигом), который рассматривается нами как сдвиго-взбросовая структура, фиксируются смещения вертикальной амплитудой до 2 км, сопровождаемая флексурным изгибом слоев всего палеозойского разреза. По новым сейсмическим материалам во фронтальной зоне наблюдаются характерные структуры «цветка».

Основной структурой фронтальной зоны является запрокинутая на запад синклиналь, выполненная пермскими породами и ограниченная с востока крутым разломом. Эта структура

закартирована при съемочных работах в 50–60х годах и подтверждена структурным картированием, проведенным западными геологами по проекту Европроба-1995. Эти данные показали, что складчатая структура западной части Урала нарушена более поздними разломами.

Акбердинская площадь. В разрезе скважины 63 Акбердинской площади под флишевыми осадками верхнего-нижнего карбона установлено поднятие (предположительно тектонической природы), сложенное светлыми рифоподобными водорослевыми известняками предположительно франского яруса верхнего девона. Разрез девона в скважине 63 Акбердинской включает отложения среднего девона (бийского и афонинского горизонтов) и верхнего девона. На поверхности антиклинальное поднятие, перебуренное скважиной 63, совпадает с узкой антиклинальной складкой в известняках золотогорской свиты московского яруса, длина складки около 3 км. При полевых работах по структурному картированию этого участка было установлено, что характер фронтальной структуры по разрезу вдоль р. Чумаза восточнее д. Андреевка определяется развитием серии километровых складок, часто опрокинутых. Эта структура нарушена взбросом восточного направления. Зона разлома тянется в направлении север-юг на протяжении нескольких десятков километров (к нему приурочен участок дороги Бужан-Абзаново-Акберда). В районе Акбердинской скважины строение участка показывает серию субмеридиональных разломов, секущих складчатые структуры. Край девонской карбонатной платформы по разлому резко обрывается к востоку (рис. 2).

На территории Башкирии находятся газоконденсатные месторождения Саратовско-Беркутовской зоны. Здесь продуктивны карбонатные отложения среднего карбона, перекрытые депрессионными отложениям верхнего карбона и флишем нижней перми. Структурная позиция – антиклинальные складки, осложненные взбросами и взбросо-надвиги. Глубина залегания продуктивных толщ 2,5–3,5 км.

На широте Кумертау по данным профилей 10 и 14 карбонатные отложения среднего карбона прослежены до зоны передовых складок.

На Исимовской площади надвиговые структуры не подтверждаются. Здесь проявлен приразломный взброс, контролируемый соляным куполом.

Южнее Исимовской площади проходит восточная часть регионального сейсмического профиля 37, который показывает смену фаций пермских отложений от карбонатов к депрессионным осадкам и флишу и погружение карбонатных отложений под флишевые толщи.

Сейсмические данные по профилям 22 и 26 показывают границу каменноугольных флишевых и карбонатных отложений в южнойчасти ПП.

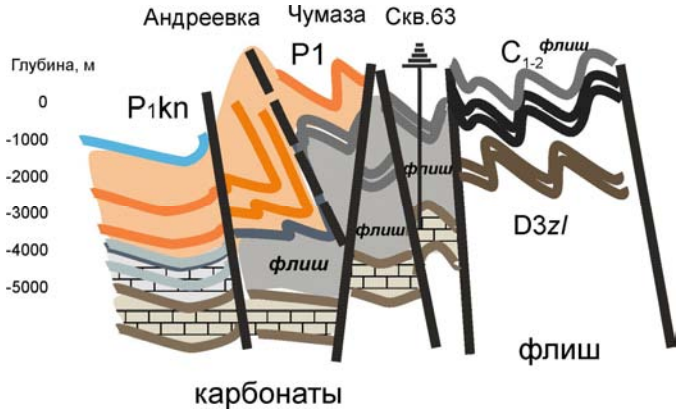


Рис. 2. Строение зоны передовых складок в районе скв. 63 Акбердинская

3. Прослеживание края каменноугольного карбонатного шельфа (карбонатной платформы) по данным бурения и сейсмопрофилям

В оренбургской части Предуральского прогиба карбонатные отложения среднего карбона прослеживаются на восток до зоны линейных складок – до фронтальных структур: Петровской, Активной, Донголюкской. Граница шельфовых карбонатов среднего карбона проходит близко и субпараллельно ходу сейсмического профиля 27. Восточнее профиля мощность флишевых толщ увеличивается, перспективы поиска карбонатных коллекторов уменьшаются. Этот профиль показывает, что на севере в районе Петровского карбонаты прослеживаются, а южнее, в районе Гирьяла, вероятно, сменяются флишем, далее на юге, на Вознесеновской структуре под флишем, вероятно, залегают карбонатные породы

4. Структурный фактор – наличие присдвиговых поднятий (структуры цветка)

Главной особенностью строения южной части Предуральского прогиба, является развитие соляно-купольных структур. Практически все месторождения южной части прогиба находятся в подсолевых

отложениях. Анализ материалов сейсмики и бурения показал, что распределение соляных валов отражает положение разломных зон, к которым приурочены приразломные поднятия (на Вершиновской, Нагумановской и Акобинской площадях), которые представляют собой горстовидные структуры цветочного типа, связанные с тектоническими нарушениями сдвигового типа и контролируемые соляными куполами.

Детальный профиль через Тугуз-Тимирскую зону, расположенную на территории Оренбуржья, подтверждает наличие структур типа цветка под соляными куполами. Карбонатные отложения девона и карбона (общей мощностью около 1000 м) перекрыты нижнепермским флишем толщиной более 1000 м. Под флишевыми породами залегают карбонаты башкирского яруса, имеющие мощность не более 100 м. По профилю 27 их можно проследить на юг до Гирьяла.

Выводы. В восточной части Предуральского прогиба перспективными могут быть подфлишевые карбонаты в антиклинальных структурах присдвигового типа, контролируемых соляными куполами и валами.

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ИЗУЧЕНИИ КАРСТА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

© 2022 г. В.Н. Дурнаева, Р.Ф. Абдрахманов, А.Р. Бакиева, А.О. Полева, Е.А. Еранов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru

Геоинформационные технологии активно развиваются и внедряются во многие сферы жизни, науки и производства, они позволяют решить задачи оценки и прогноза развития пространственных процессов, многофакторного анализа территорий и зонирования. Геоинформационные системы (ГИС) объединяют традиционные операции при работе с базами данных с преимуществами полноценной визуализации и географического (пространственного) анализа, которые предоставляет традиционная географическая карта.

Современные геоинформационные системы создают возможность комплексного использования геологической информации, обеспечивая системно-иерархический подход к выделению на картах объектов различного геологического содержания, их ранжирование и корреляция между собой. Она также позволяет избежать перегруженности информацией за счет отображения данных на разных слоях карты.

В пределах Республики Башкортостан карстующиеся породы распространены почти на 50% ее территории, около 30% её площади Башкортостана поражено поверхностными карстопроявлениями [1]. В Институте геологии УФИЦ РАН велись многолетние наблюдения за карстовым процессом Башкирского Предуралья. Разновременные архивные материалы по распространению и развитию карстовых явлений были систематизированы, оцифрованы и собраны в единый проект, для актуализации информации использовались данные с общедоступных космических снимков, а также информация из СМИ об образовании новых воронок и провалов. Оценка интенсивности и активности карстовых проявлений, их развития, осуществляется преимущественно по формам проявления карста на поверхности через различные количественные показатели: плотность карстовых форм на единицу площади, пораженность территории поверхностными карстопроявлениями по типам карста, формам рельефа, неотектоническим структурам и другим таксономическим единицам его районирования.

Для хранения, оценки и анализа полученных результатов было использовано программное обеспечение ГИС «Карта 2011» версия 11, нами была создана программа-классификатор «Карст» (Номер свидетельства: RU 2019665275). Разработанный классификатор является универсальным для разработки ГИС-проектов на территориях, подверженных карстовому процессу.

Содержание ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья» на основе разработанной программы-классификатора позволяет учитывать особенности различных объектов карты, например, разделять типы карста по составу карстующихся пород, степени их перекрытости некарстующимися породами, рельефу и др. ГИС-проект позволяет отображать данные в разных масштабах для детального представления конкретных участков территории [2].

База данных ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» содержит геопространственные данные о проявлениях карстового процесса в растворимых породах на территории Южного Урала и Предуралья. База содержит геопространственные данные о проявлениях карстового процесса на территории Южного Урала и Предуралья: карстовые воронки и поля, пещеры и родники карстового происхождения, распространение карстующихся пород и др.

Созданный ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» имеет системно-иерархический поход к отображению на карте геологических объектов (карстовых форм), позволяет оценивать современную интенсивность проявления и активность развития карста, оперативно вносить изменения в созданную базу данных, делает возможным мониторинг развития карстового процесса за счет точной привязки разновременных данных. Подобный проект для территории Южного Урала и Предуралья составлен впервые, его структура позволяет в дальнейшем осуществить интеграцию с другими тематическими геоинформационными системами для решения следующих задач: оперативного ввода новых данных, оценки и прогноза развития наблюдаемых событий и явлений, пространственного и временного анализа данных, анализа территорий распространения карстующихся пород, определения опасных зон при проектировании и строительстве различных объектов промышленности, сельского хозяйства, жилого фонда и т. д. [3]

Литература:

1. *Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И.* Карст Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2002. – 384 с.

2. *Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н.* Пораженность рельефа Южного Предуралья формами сульфатного карста // Геоморфология. – 2020.– № 2. – С. 74–84.
3. *Дурнаева В.Н.* Геоинформационные технологии в изучении карста // Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации : Сборник тезисов Всероссийской научно-практической конференции, Санкт-Петербург, 14–15 марта 2019 года. – Санкт-Петербург: Российский государственный гидрометеорологический университет, 2019. – С. 449–450.

СОСТАВ, ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ГЕНЕРАЦИИ МАГМ, ПРОДУЦИРОВАВШИХ ЗОЛОТО- И МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. С.Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Вознесенский интрузивный массив габбро-диорит-диоритового состава расположен в зоне Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. К северному флангу массива приурочено одноименное Cu-порфировое месторождение, относящееся к эталонным Cu-порфировым объектам, связанным с островодужным диоритоидным магматизмом [1, 5, 9]. В южной части массива находится месторождение Большой Каран, принадлежащее к редкому на Урале золото-порфировому типу [4]. Порфировая минерализация на обоих месторождениях ассоциирует с дайками гранитоидов. В опубликованных работах [1–3] показано, что породы Вознесенского массива и рудоносных дайковых серий представляют собой надсубдукционные известково-щелочные магматиты. На основании сходства химического состава они были отнесены к разным фазам становления Вознесенской интрузии. Вопросы петрогенезиса вознесенских магматитов предыдущими исследователями не рассматривались. U-Pb возраст цирконов из дайки плагиогранитов Вознесенского месторождения составляет 412±3 млн. лет [7], что соответствует начальным фазам заложения и развития на Южном Урале девонской субдукционной зоны восточного падения [6]. Такая геодинамическая обстановка формирования гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, является необычной для Магнитогорской мегазоны. Согласно недавнему обобщению О.Ю. Плотинской с соавторами [8], месторождения порфирового семейства, формировавшиеся на субдукционной стадии развития мегазоны, связаны со средне-верхнедевонскими вулкано-интрузивными комплексами развитых и зрелых островных дуг.

Цель настоящего доклада – рассмотреть петролого-геохимические особенности пород массива, состав, возможные источники и геодинамические обстановки генерации магматических

расплавов, а также факторы, обусловившие разную металлогеническую специализацию даек гранитоидов массива.

Результаты проведенных исследований подтверждают принадлежность пород Вознесенского массива и его дайковых серий к надсубдукционным образованиям, среди которых присутствуют разновидности с известково-щелочными и адакитоподобными геохимическими характеристиками. Габбро-диориты и диориты главной фазы массива относятся к известково-щелочным магматитам. Габбро-диориты, диориты и гранодиориты, слагающие рудоносные дайки Большекаранского месторождения, имеют известково-щелочной состав. Адакитоподобными характеристиками на этом месторождении обладают послерудные гранодиориты и плагиограниты. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения представлена известково-щелочными диоритами и адакитоподобными гранодиоритами и плагиогранитами.

На металлогеническую специализацию даек оказали влияние кремнекислотность и окислительно-восстановительное состояние рудогенерирующих расплавов. Гранитоиды с Cu-порфировым оруденением по сравнению с их золотоносными кристаллизовались из более кислых расплавов с большей степенью окисленности.

Основной мантийной составляющей магм для вознесенских пород, скорее всего, были относительно слабо деплетированные шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии. Известково-щелочные магмы выплавлялись из мантийного субстрата, предварительно метасоматизированного водными флюидами, а магмы с адакитоподобными свойствами – расплавами базальтов и осадочных пород слэба. Плавление раннепалеозойских пород слэба, возможно, было связано с дополнительным разогревом из-за трения, возникшего при изменении направления и/или скорости косой субдукции.

Литература:

1. *Грабежев А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. – Екатеринбург: Наука, Урал. отд-е, 1992. – 199 с.
2. *Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т.* Структурный контроль и геохимия даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. – № 24. – С. 39-46.
3. *Знаменский С.Е., Шафигуллина Г.Т., Знаменская Н.М., Косарев А.М.* Вознесенское медно-порфировое месторождение (Южный

Урал): структурный контроль и геохимия интрузивных пород // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2019. – № 2. – 25–35.

4. *Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А.* Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Литосфера, 2020. – №3. – С. 397–410.
5. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983. –256 с.
6. *Серавкин И.Б.,.Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И.* Вулканизм Южного Урала. – М.: Наука,1992. – 197 с
7. *Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv A.I., Ronkin Y.L.* New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals) // Doklady Earth Sciences. 2014. – V. 495. –No1. – P. 1317–1321.
8. *Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny// Ore Geology Reviews. 2017. – V.85. – P. 153–173.
9. *Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Artemiev D.A.* Vosnesensky Cu-porphyry deposit (Southern Urals): formation conditions, trace elements, sulfur isotopes and fluid sources // Georesursy. 2020. – V. 22. – Is. 3. – P. 48–54.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ВОЗНЕСЕСНКОГО (КАЛКАНСКОГО) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. С.Е. Знаменский, Н.М. Знаменская

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Вознесенское золоторудное месторождение расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. В архивных материалах оно упоминается также как Калканское месторождение. Месторождение залегает среди меланжированных серпентинитов, слагающих восточную часть Калканского гарцбургитового массива [7]. По данным геологов ОАО «Башкиргеология», проводивших в 1989–1997 и 2010–2014 гг. в окрестностях месторождения поисковые работы на золото, серпентиниты содержат блоки базальтов поляковской свиты (O_2) и мелкие тела габбро, габбро-диоритов и диоритов, к которым тяготеет золоторудная минерализация. Интрузивные породы не имеют изотопных датировок. Предположительно геологами-съемщиками они относятся к салаватскому комплексу (D_2) [1]. Химический состав эффузивных и интрузивных пород месторождения охарактеризован единичными силикатными анализами. В серпентинитах восточной части Калканского массива известно еще несколько слабо изученных мелких месторождений и рудопроявлений золота (Гановское, Белая жила и др.), на которых оруденение также ассоциирует с интрузиями основного и среднего состава.

Вознесенское месторождение обладает небольшими запасами золота. В последнее время мелкие месторождения золота Учалинского района стали отрабатываться малыми предприятиями с использованием метода кучного выщелачивания. В этой связи изучение условий их образования представляется актуальной задачей.

В докладе рассмотрены новые данные по геологическому строению Вознесенского месторождения, петро-геохимическим особенностям рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород и геодинамическим условиям их формирования.

По нашим данным, золоторудная минерализация развита в пределах блока вулканогенных и интрузивных пород, слагающих

фрагмент коровой части офиолитового разреза гарцбургитового типа. Блок, залегающий среди серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, состоит из нескольких тектонических пластин, которые ограничены разломами с глинкой трения, крутопадающими на юго-восток. Разломы, по-видимому, образовались на коллизионной стадии развития сутурной зоны. Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы преимущественно основного состава, интрудированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы и амфиболизированы. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее. Амфиболизация, характерная для габброидов, в них не проявлена.

Габброиды имеют неоднородное шлирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и наличием включений, различающихся по содержанию плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена, а также роговой обманки. В составе полос и шлиров выделяются габбро-нориты, габбро и их роговообманковые разновидности. Преобладают крупнокристаллические типы пород. Установлены также полосы, сложенные плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза [4].

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовыми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород достигает 150 м. По литолого-фациальным и петрографическим особенностям слагающих ее пород толща отличается от поляковской свиты (O_2), в составе которой преобладают афировые диабазы и спилиты [6].

Комплекс субпараллельных даек, контролирующих размещение золоторудной минерализации, представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми габбро-долеритами, мелкозернистыми роговообманковыми габбро-диоритами и крайне редко диоритами. В диоритах в незначительных количествах присутствует кварц. Мощность отдельных даек достигает 30 м. Пакеты «дайка в дайке» в керне скважин нами достоверно не установлены.

Установлено, что, по индикаторным петро-геохимическим параметрам эффузивные образования и породы дайковой серии близки между собой. Они имеют нормальную щелочность, толеитовый и крайне редко – переходный от толеитового к известково-щелочному состав. Среди фаунистически датированных вулканогенных комплексов, распространенных в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале [2], по химическому составу рудовмещающие породы Вознесенского месторождения наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2). Баймак-бурибаевские вулканогенные комплексы слагают в пределах Магнитогорской палеоостроводужной системы фронтальную дугу, в южных частях (в современных координатах) которой расположены многочисленные колчеданные месторождения [5].

Близость химических составов дает основание предполагать аналогичный позднеэмский возраст эффузивов и даек Вознесеснского месторождения. Вместе с тем, породы месторождения обладают и рядом отличительных особенностей, которые, по-видимому, в значительной мере обусловлены геодинамической обстановкой их формирования. В частности, они отличаются от вулканитов колчеданоносных комплексов повышенной титанистостью всех разновидностей пород, отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, а также преобладанием порфировых разновидностей. Аналогичная по составу островодужная ассоциация слабо дифференцированных толеитовых эффузивных и интрузивных пород нормальной щелочности ранее была изучена нами на Николаевском золоторудном месторождении [3], расположенном в зоне Главного Уральского разлома в 50 км северо-восточнее Вознесенского месторождения.

Геохимические данные дают основание полагать, что ассоциация основных вулканитов и рудоносных даек габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов Вознесенского месторождения образовалась в задуговом бассейне позднеэмской фронтальной островной дуги.

Литература:

1. *Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьева Л.Б., Макарьева Л.Б. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист № N-40-XVIII (Учалы). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. – 386 с.
2. *Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т.* Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки

образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. – №1. – 1–16.
3. *Знаменский С.Е., Холоднов В.В.* Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал) // Литосфера. 2018. – №4. – С. 607–620.
4. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). – М.:МГУ, 1978. – 266 с.
5. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. – М.: ГИН АН СССР,1987. – 246 с.
6. *Серавкин И.Б.,.Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И.* Вулканизм Южного Урала. – М.: Наука, 1992. – 197 с.
7. *Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н.* Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. – № 6. – С. 25–37.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ И ШАХТНЫХ ВОД ВО ВРЕМЯ ОТРАБОТКИ ЗАПАСОВ ШУМИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И В ПОСТЭКСПЛУАТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД

© 2022 г. А.К. Имайкин

Пермский государственный национальный исследовательскийуниверситет, г. Пермь. E-mail: imaykin@mail.ru

Шумихинское месторождение угля входит в состав Кизеловского каменноугольного бассейна, расположенного в восточной части Пермского края. С 1968 по 2000 г. добыча угля осуществлялась шахтой «Шумихинской». Месторождение в геоморфологическом отношении находится между крупными реками Пермского края Косьвой и Усьвой. Гидрографическая сеть представлена малыми реками Шумихой, Хорошовкой Сухим логом и Паленкой.

Шахтные воды сбрасывались в р. Шумиху, сюда же попадала основная часть стоков породного отвала до образования карстовой воронки в русле указанного водотока у северной части отвала. Карстовая воронка образовалась в 2015 г.

В геолого-структурном отношении шахтное поле месторождение приурочено к средней и южной частям Шумихинской синклинали на площади Западно-Уральской зоны складчатости. Геологический разрез месторождения сложен в основном породами C_1, согласно залегающими на отложениях D_3 и перекрытыми четвертичными образованиями; лишь на ограниченной площади встречаются отложения C_2 [1]. Нижний карбон включает: турнейский – C_1t, визейский – C_1v, и серпуховский – C_1s, ярусы. Турнейский ярус сложен известняками, алевролитами, аргиллитами и песчаниками общей мощностью 300 м. Нижняя и средняя части визейского яруса являются угленосной толщей – hC_1v_{1+2}, сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля общей мощностью 190 м, верхняя его часть – C_1v_3, и серпуховский ярус – C_1s, сложены закарстованными известняками и доломитами средней мощностью 340 м. Средний карбон представлен карбонатными породами башкирского яруса мощностью 50 м и глинисто-карбонатными породами московского яруса мощностью до 170 м.

Угли Кизеловского бассейна, включая угли рассматриваемого месторождения, отличаются высоким содержанием пиритной серы, составляющим в среднем 6,5% [2]. Четвертичные отложения представлены в основном суглинками и глинами мощностью от 1–5 до 150 м, на площади 20 га они перекрыты плоским отвалом пород с включениями угля, выданными из шахты на поверхность при ведении горных работ. Высота отвала до 12 м. Карст проявляется в виде многочисленных воронок, последними полностью поглощается сток р. Сухой лог. Новая карстовая воронка полностью поглощает поверхностный сток с прилегающей территории и основную часть подотвальных вод.

На шахтном поле выделяются визейский горизонт трещинно-карстовых вод карбонатных отложений визейского, серпуховского и башкирского ярусов, комплекс трещинно-пластовых вод угленосной толщи и комплекс трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод турнейского яруса и верхнего девона [3, 4]. Нижний из водоносных комплексов далее рассматривается лишь в составе турнейского яруса, т. к. подземные воды девонских отложений не испытывали воздействия горных работ и на шахтном поле не изучались. До работы шахты движение подземных вод Визейского горизонта происходило от гидрогеологического водораздела, находящегося в 0,7 км южнее породного отвала, к естественным областям разгрузки: на юго-запад на площадь восточной ветви Косьвинской синклинали и далее к р. Усьве, и на север, к источнику 417-а на левом берегу р. Косьвы [5]. При этом уровни подземных вод постепенно понижались от 304–316 м на водоразделе до отметок уреза воды в реках.

Формирование шахтных вод до 1983 г. происходило в основном за счет подземных вод угленосной толщи и турнейского яруса, в конце данного периода в обводнении шахты небольшое участие стал принимать визейский водоносный горизонт.

Техногенные водопроводящие трещины в кровельных породах отработанного пласта достигли визейского водоносного горизонта и уже в 1985 г. приток шахтных вод увеличился с 250 до 429 м^3/час, а в следующем году достиг 518 м^3/час. В 1990 г. подработка незатампонированной разведочной скважины вызвала рост среднего притока шахтных вод до 555 м^3/час, максимального до 802 м^3/час. В последующем высокая обводненность шахты сохранялась до ее закрытия в 2000 г. После остановки в апреле 2000 г. шахтного водоотлива происходило затопление шахты поступающими в нее подземными водами с образованием на отработанной площади шахтного поля техногенного горизонта шахтных вод мощностью

определяемой вынимаемой мощностью пластов и высотой зоны обрушения кровельных пород над выработанным пространством равной 3–6 мощностям вынутых пластов. Мощность техногенного водоносного горизонта достигает 15–18 м. В июле 2014 г. начался излив шахтных вод на поверхность с дебитом от 4 до 10 м^3/час через разведочную скважину, расположенную на левом берегу р. Косьвы, в 75 м от ее русла и в 1450 м от северной границы горных работ шахты. Ранее скважина не фонтанировала.

Сдвижение горных пород в выработанное пространство угольных пластов сопровождалось образованием водопроводящих трещин в кровельных породах и нарушением естественных водоупоров, вследствие этого горные выработки становились новыми дренами подземных вод. В результате активного дренирования подземных вод произошли большие негативные изменения гидрогеологических условий Шумихинского месторождения. Прослеживается хорошая связь между уровнями подземных вод визейского горизонта и притоками шахтных вод в горные выработки. Ко времени остановки шахтного водоотлива депрессионная воронка достигла максимальных размеров. Кардинально изменилось направление потока подземных вод визейского горизонта, вместо движения к естественным дренам – источнику 417-а на севере и р. Усьве на юге, трещинно-карстовые воды с большей части Шумихинской синклинали устремились к зоне их активного дренирования горными работами. Вне зоны дренирующего влияния горных работ осталась самая северная площадь распространения визейского горизонта, с которой поземные воды продолжали разгружаться через источник 417-а, но дебит последнего в 2020 г составил всего 24 м^3/час. Водоносный комплекс угленосной толщи испытал наиболее сильное воздействие от ведения горных работ. Отдельные водоносные горизонты, разделенные в естественных условиях глинистыми породами и пластами угля, оказались гидравлически связанными водопроводящими трещинами, образовавшимися вследствие сдвижения горных пород в выработанное пространство.

Остановка шахтного водоотлива повлекла затопление горных выработок с образованием техногенного горизонта шахтных вод и восстановление уровней подземных вод, подвергшихся дренирующему влиянию шахты. Затопление горных выработок в условиях высокой обводненности кизеловских шахт происходило быстро, особенно в начальный период, так, за первые полгода после остановки водоотлива крупнейшей в Кизеловском бассейне шах. им. Ленина уровень шахтных вод поднялся на 546 м [5]. Исходя из приведенных данных

можно полагать, что уже в конце 2000 г. шахтные воды в горных выработках шахты «Шумихинская» приблизились к уровням трещинно-карстовых вод визейского горизонта и началось восстановление последних. Старые наблюдательные скважины к началу затопления шахты были выведены из строя, а новые еще не пробурены, поэтому наблюдения за восстановлением уровней подземных вод и уровнями шахтных вод в горных выработках стали проводиться с большим опозданием.

Затопление горных выработок происходило в основном за счет трещинно-карстовых вод визейского горизонта, поэтому их уровень несколько превышал уровень затопления шахты до их приближения к естественному положению. На завершающем этапе восстановления динамического режима визейского водоносного горизонта все большая часть его ресурсов шла не на восстановление статических запасов данного горизонта, затопление горных выработок и пополнение запасов вод угленосной толщи, а направлялась к естественным областям разгрузки – источнику 417-а и р. Усьве. В данных условиях подъем уровней шахтных вод техногенного горизонта, подземных вод угленосной толщи и верхней части турнейского яруса шел быстрее и с 2016 г. эти воды по своему положению оказались выше уровня трещинно-карстовых вод визейского горизонта. По состоянию на начало 2020 г. уровень подземных вод визейского горизонта в северной части Шумихинской синклинали практически восстановился, при сохранении тренда, наблюдавшегося последние 4 года, уровень этих вод достигнет естественного положения в южной части синклинали через 10–13 лет, а шахтные воды техногенного горизонта через 6 лет поднимутся до устья самого северного шурфа 19, занимающего с отметкой 318,2 м наиболее низкое положение в рельефе из всех горных выработок шахты, и начнут изливаться на поверхность. Уровень шахтных вод при этом стабилизируется на отметке, близкой к отметке излива, на всем протяжении шахтного поля вследствие свободной гидравлической связи шахтных вод по выработанному пространству. В северной части шахтного поля уровень шахтных вод находится на десятки метров выше уровня подземных вод визейского горизонта; таким образом, создались условия для перетока шахтных вод в визейский водоносный горизонт. Уровень подземных вод угленосной толщи, связанных на шахтном поле с техногенным водоносным горизонтом, будет определяться отметками шахтных вод – 318,2–319 м, и не достигнет своих естественных отметок – до 350 м на широте гидрогеологического водораздела подземных вод. Ресурсы подземных вод угленосной

толщи, а, следовательно, и техногенного горизонта шахтных вод на поле шахты «Шумихинская», весьма ограничены небольшой площадью области питания этих вод и ее расположением на водоразделах местных малых рек. Часть ресурсов техногенного горизонта шахтных вод разгружается через скважину 634, часть перетекает в визейский водоносный горизонт. Дебит излива шахтных вод из шурфа 19 в этих условиях ожидается в среднем небольшим, до 10 $м^3$/час, однако в период весеннего паводка он может многократно увеличиваться.

Литература:

1. *Снитко Г.П., Гай В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-Х (Кизел). Объяснительная записка. – Москва: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 167 с.
2. *Клер В.Р., Ненахова В.Ф., Сапрыкин Ф.Я.* Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Закономерности концентрации элементов и методы их изучения. – Москва: изд-во Наука, 1988. – 256 с.
3. *Печеркин И.А.* Подземные и шахтные воды Кизеловского каменноугольного бассейна: дис. канд. геол.-минер. наук. – Пермь, 1955. – 313 с.
4. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. – Пермь: изд-во Книжная площадь, 2006. – 463 с.
5. *Имайкин А.К.* Негативные геоэкологические последствия подземной добычи угля шахтой «Шумихинская» в Кизеловском угольном бассейне и рекомендации по снижению их воздействия на окружающую природную среду // Сергеевские чтения. Международный год планеты Земля: задачи геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Вып. 10: материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. – Москва, 2008. – С. 213–215.

К ПЕРСПЕКТИВАМ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ШАРТЫМСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. П.В. Казаков

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: pv_kazakov@list.ru

Как известно, крупные геоструктуры (мегаблоки) Урала разделяются продольными шовными зонами (ПШЗ). На Южном Урале ПШЗ в современном рельефе представлены долгоживущими отрицательными морфоструктурами, которые наследуются эрозионно-карстовыми межгорными депрессиями (МД): Бельской, Миндякской и Миасской (рис. 1).

В северной части Магнитогорской структурно-формационной мегазоны на сочленении Западно- и Восточно-Магнитогорской подзон в позднеколлизионный этап развития Южного Урала в условиях переменного сжатия и растяжения в зоне Шартымского разлома был сформирован Шартымский грабен. Формирование грабена, выполненного преимущественно нижнекаменноугольными карбонатами, сопровождалось внедрением даек и мелких интрузий лейкогранит-порфиров (Шартымский массив).

Вдоль зоны Шартымского разлома была заложена Миасская межгорная депрессия (МД), сопровождаемая мел-миоценовыми (Шуб, 1983 ф) осадками, сохранившимися в карстующихся известняках Шартымского грабена. К южной части МД приурочены россыпи золота Шартымского россыпного поля и одноименной группы россыпей. Наиболее крупная из них *россыпь Шартымская* расположена в долине одноименной реки, правого притока р. Уй.

На широтном отрезке реки россыпь эоплейстоцен-неоплейстоценовая, аллювиальная [4]. Разрабатывалась с 1848 г. разрезами, подземными выработками, мускульным способом. С 1848 по 1915 год добыто 4450 кг золота при среднем содержании на пласт около 2,8 г/м^3 (Масалова, 1946 ф). Протяженность контура разработок (с перерывами) 12,5 км, ширина 40–300 м. Мощность рыхлых отложений, вмещающих россыпь, в верхней части долины реки 3,5–4,5 м, в нижней – до 16,5 м. Россыпь разведывалась периодически по всей длине долины в 1949–1954 гг., в 1960–1969 гг. и в 1977–1980 гг.

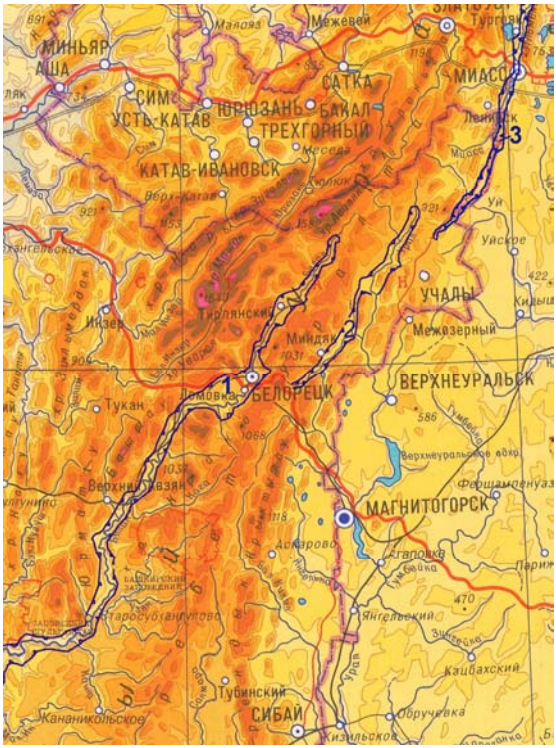


Рис. 1. Схема расположения Бельской (1), Миндякской (2) и Миасской межгорных депрессий

Геологический разрез по средней части россыпи представлен:

1. Почвенно-растительный слой – 0,7 м.

2. Суглинки желтые, участками серовато-желтые, с обломками коренных пород – 1,0 м.

3. Песчано-гравийно-галечные отложения, слабо связанные глиной, с прослоями крупнозернистого песка ржаво-зеленого цвета – 1,5 м.

4. Галечно-глинистые отложения ярко-желтого и зеленого цвета. Глины вязкие труднопромывистые – 0,8 м.

Плотик – порфириты, их туфы, серпентиниты.

Гранулометрический состав рыхлых отложений по фракциям (мм) следующий: +250=0,9%; +100=6,2%; +12=28%; +4=11,3%; +1=14,6%; +0,1=25,8%; –0,1=12,9%.

Золото мелкое, окатанное, пластинчатой, реже изометричной формы, встречаются сростки с кварцем, присутствуют платиноиды. Пробность золота 882–850. Ситовой состав золота по фракциям (мм) представлен: – 5+3=1,9%; –3+1=28,1%; –1+0,5=45,8%; –0,5+0,3=9,4%; –0,3+0,1= 10,7%; –0,1=4,1%.

Россыпь разрабатывалась с перерывами с 1965 по 1990 год гидравлическим способом. Добыто 303,1 кг золота при среднем содержании 117 мг/м^3.

Ревизионно-поисковым обследованием россыпи (Казаков, 1988 ф, 1998 ф) установлено, что разработка ее гидравлическим способом осуществлялась со значительными перерывами сплошности (от 0,4–0,6 км до 0,8–1,4 км), что является следствием как нарушенности россыпи старательскими мускульными работами, так и некачественным и мелкообъемным опробованием разведочных выработок. Придерживаясь постулата непрерывности целиковой россыпи и основываясь на результатах разработки гидравлическим способом (линейной продуктивности) прогнозные ресурсы россыпи *на широтном отрезке долины р. Шартымка* по категории P_1 оцениваются: горной массы 3 млн. м^3, золота 428 кг.

При маршрутном обследовании *меридионального участка долины р. Шартымка* (далее Северо-Шартымский перспективный участок) (Казаков, 1998 ф) фрагменты верхний мел-миоценовой палеогидросети (Палеошартымка) установлены на протяжении более 2 км вдоль западного контакта известняков Шартымского грабена и вулканогенно-осадочных пород в виде редких разведочно-эксплуатационных старательских дудок глубиной (судя по отвалам) не менее 8–15 м с редким хорошо окатанным валунником кварц-кварцитового состава. Здесь же в отвалах встречены обломки сухаревидных апокарбонатных пород – джаспероидов. Восточный борт Шартымского грабена в приконтактовой зоне карбонатов и лейкогранитов Шартымского массива заделювиирован и распахан. Наблюдаются хаотично расположенные открытые карстовые воронки.

Позднее, в 2018 г., при подготовке Нижне-Шартымской площади *(меридиональный отрезок долины р. Шартымка)* к лицензированию на геологическое изучение автором проведен анализ геолого-геоморфологических материалов предшественников и собственных наблюдений, которые указывают на наличие благоприятных условий локализации верхний мел-миоценовых россыпей и возможности их обнаружения в погребенном карсте Шартымского грабена.

В северной периферии Северо-Шартымского перспективного участка палеодолина по диагонали пересекается четвертичной

долиной р. Шартымка, где вдоль нее на протяжении около 350 м закартированы старательские ямные отработки. Сведений о добыче в архивах не обнаружено.

По результатам поисковых работ (Волошкевич, 1963 ф) глубина скважин в карсте достигала 16,5 м (рис. 2). Поэтому очевидным является обогащение мелкозалегающей Нижне-Шартымской четвертичной россыпи за счет перемыва отложений палеодолины [3].

Рис. 2. Геологический разрез южной части Шартымского грабена (Северо-Шартымский участок). Составлен по материалам АО «Башкиргеология» (И.С. Анисимов и др., 1978; Р.А. Мухаметшин и др., 1998) с изменениями и дополнениями [3]

При расчете прогнозных ресурсов россыпного золота по Северо-Шартымскому участку за месторождение – аналог принята хорошо изученная Непряхинская россыпь участка «Березовая Роща», расположенная в аналогичных геолого-геоморфологических условиях в Миндякской межгорной депрессии в южной части Уразовского россыпного поля [1].

По данным разведочных работ (Созинов, 2001 ф), балансовые запасы россыпи-аналога Непряхинской при ее протяженности 1,55 км составили 179 кг золота при среднем содержании 189 мг/м3 горной массы. Линейная продуктивность золота при этом составляет 116 кг/км. Ресурсная оценка Северо-Шартымского перспективного участка при его общей протяженности 4,7 км и принятой продуктивности россыпи-аналога 116 кг/км составляет 545 кг золота.

Таким образом, в Миасской МД формирование неоплейстоценовой россыпи долины р. Шартымка на участке ее меридионального течения произошло за счет размыва и переотложения золота из мел-миоценового комплекса осадков, залегающих в карсте Шартымского грабена. При этом установленными первоисточниками золота являются золотоносные

коры выветривания и бурые железняки по минерализованным метасоматитам джаспероидной ассоциации, приуроченным к зоне долгоживущего глубинного Шартымского разлома.

Показатели эффективности разведки и последующей разработки глубокозалегающей россыпи-аналога Непряхинской в Миндякской МД, указывают на благоприятные условия локализации верхний мел-миоценовых россыпей и возможности их обнаружения и в южной части Миасской МД в погребенном карсте Шартымского грабена. Северо-Шартымский участок является перспективным и на обнаружение здесь золоторудного объекта воронцовского типа [2].

Работа выполнена по теме № 0246-2019-0086.

Литература:

1. *Казаков П.В.* Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. – 2019. – Т. 18, № 3. – С. 26–275. DOI: 10. 17072/psu. geol. 18.3.267.
2. *Казаков П.В.* Золотоджаспероидное оруденение в зоне Шартымского разлома (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. – 2020. – Т. 19, № 3. – С. 275–281. DOI: 10. 17072/psu. geol. 19.3.275.
3. *Казаков П.В.* Реконструкция палеогидросети и перспективы россыпной золотоносности южной части Миасской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. – 2021. – Т. 20, № 1. – С. 56–62. DOI: 10. 17072/psu. geol. 20.1.56.
4. *Казаков П.В., Салихов Д.Н.* Полезные ископаемые республики Башкортостан (россыпное золото). Часть 2. Уфа: Гилем, – 2006. – 288 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ФОТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЫШЬЯКА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ АВЗЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2022 г. Г.М. Казбулатова, С.В. Мичурин, А.А. Шарипова, А.Г. Султанова, Р.Р. Ахмедова

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: kazbulatova@mail.ru

Авзянский золоторудный район (АЗР) располагается в южной части Башкирского мегантиклинория. В нем выделяют Исмакаевскую, Горноприисковую и Акташскую золоторудные зоны, локализованные в рифейских породах. Большинство золоторудных объектов АЗР относится к малосульфидному золото-кварцевому типу (месторождение Улюк-Бар, рудопроявления Кургашлинское, Рамеева жила, Калашникова жила, Восточно-Акташское), месторождение Горный прииск – к золото-сульфидно-кварцевому типу, рудопроявление Богряшка – к золото-сульфидному. Помимо кварцевых жил, золотоносными в этих месторождениях и рудопроявлениях являются сульфоарсениды (преимущественно арсенопирит, в меньшей степени герсдорфит) и сульфиды, среди которых преобладает мышьяковистый пирит при подчиненной роли пирротина, халькопирита, галенита и др. [1].

В пределах Исмакаевской золоторудной зоны ранее установлено зональное распределение мышьяковистого пирита и приуроченность первичного геохимического ореола As к разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания, оперяющих региональный субмеридиональный Караташский разлом, контролирующий все известные месторождения и рудопроявления золота АЗР [1−2]. Показано, что наиболее вероятным механизмом образования золотоносных сульфидов и сульфоарсенидов Исмакаевской зоны является замещение ранних «безрудных» пиритовых генераций арсенопиритом и его ассоциацией с мышьяковистым пиритом при движении рудоносных флюидов по зонам разломов. При этом содержания золота во вмещающих породах зоны (алевролиты и песчаники большеинзерской свиты нижнего рифея) обнаруживают высокую положительную корреляцию только с содержаниями мышьяка.

В то же время по результатам многочисленных определений в рифейских осадочных породах Башкирского мегантиклинория, не связанных с каким-либо оруденением (сводка данных спектрального полуколичественного анализа различных авторов приводится в [3]), мышьяк не установлен. Из этого следует, что прямую геохимическую связь Au и As в месторождениях и рудопроявлениях золота можно использовать для выявления и/или оценки перспективности новых участков на золотое оруденение в АЗР. Для установления ореолов рассеяния As в горных породах АЗР нами предлагается применять фотометрический метод, который в данном случае является оптимальным для проведения массовых анализов.

Метод отличается сравнительной простотой выполнения и высокой точностью. Одним из основных его преимуществ является низкий предел обнаружения As, который равен 1 г/т и сравним с кларковыми содержаниями мышьяка в песчаниках (1 г/т) и сланцах (1,3 г/т) (по К. Таркьяну и К. Ведеполю [4]). Менее затратный рентгенофлуоресцентный метод (РФА) по этому показателю значительно уступает фотометрическому. По данным, приводимым в работе [5], предел обнаружения As методом РФА составляет 15 г/т, однако, как показывает практика, добиться его не просто. Главным образом это связано с тем, что при рентгенофлуоресцентном анализе наиболее чувствительная аналитическая линия As K*a*1 совпадает с аналитической линией Pb L*a*1, вследствие чего измерения обычно проводят на менее чувствительной линии As K*b*1. Наш опыт работы на спектрометре VRA-30 показывает, что достаточно уверенно методом РФА определяются содержания As только выше 50–60 г/т.

Сущность фотометрического метода состоит в разложении пробы смесью азотной и серной кислот, отделении As от мешающих элементов дистилляцией в виде арсина (AsH_3), который поглощается раствором йода с образованием арсенат-иона (AsO_4^{3-}), определяемого фотометрически в виде мышьяковомолибденовой сини. В литературе приводятся различающиеся условия проведения фотометрического определения As [6−8]. Нами был проведен подбор оптимальных параметров подготовки проб для анализа и усовершенствован процесс дистилляции [9]. Вместо грануллированного (d=5−7 мм) или таблетированного цинка, используемого в качестве восстановителя при отгонке As, был применен зернистый цинк (d=0,3−1,5 мм). Это позволило уменьшить навеску Zn для единичного анализа с 5 до 3,5 г, избегать бурной реакции на начальной стадии дистилляции, сократить время ее проведения с 60 до 10 мин (рис.) и, самое главное, получить хорошую воспроизводимость результатов.

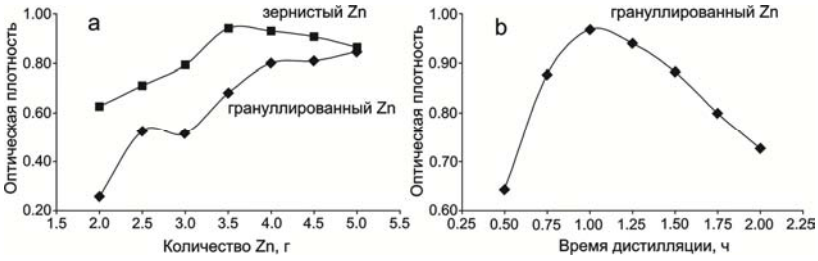


Рис. Изменение оптической плотности мышьяковомолибденовой сини в зависимости от количества Zn и времени дистилляции при фотометрическом определении As

Правильность определения мышьяка фотометрическим методом оценивали по результатам анализа стандартных образцов (СО) горных пород (карбонатно-силикатные рыхлые отложения СГХМ-3, щелочно-агпаитовый гранит СГ-3, кварцевый диорит СКД-1, карбонатный фоновый ил СГХ-1) с аттестованными и ориентировочными содержаниями As в диапазоне от 4 до 90 г/т. Измеренные концентрации As в них хорошо совпадали с аттестованными значениями, относительная погрешность составляла 0,44−2,5 отн. %. Кроме того, результаты определения содержания As в горных породах сравнивались с результатами метода ИСП-МС в диапазоне от 1 до 19 г/т. Сравнительный анализ показал, что относительная погрешность фотометрического метода по сравнению с методом ИСП-МС составляет 3,0–40,7 отн. %, что не превышает требований ОСТ 41-08-214-04 [10].

В качестве эталонного объекта (объекта сравнения) было выбрано месторождение Улюк-Бар, которое в настоящее время разрабатывается ООО «СтройТехИнвест». С поверхности вблизи скважины №7807, в которой установлен [11] наиболее рудоносный интервал (среднее содержание золота 75,3 г/т, мощность интервала 4 м), нами отобраны пробы алевролитов и песчаников большеинзерской свиты, а также образцы жильного кварца. Всего было взято 28 проб, интервал отбора составлял 1–2 м. Фотометрическим методом в них определены концентрации As. В алевролитах среднее содержание мышьяка составило 64 г/т (n=4, диапазон от <1 до 117 г/т), в песчаниках – 34 г/т (n=17, диапазон от <1 до 127 г/т), в жильном кварце – 27 г/т (n=7, диапазон от <1 до 131 г/т). Выявлено неоднородное обогащение пород мышьяком. Иногда в отобранных образцах, находящихся рядом содержания As сильно варьировали.

Высокие концентрации этого элемента (более 100 г/т) установлены в единичных пробах, в большинстве образцов (75% проб) его содержания были менее 50 г/т, из них в 24% проб песчаников выявлены кларковые содержания мышьяка (~1 г/т). В то же время сделан вывод, что в целом с поверхности в породах месторождения Улюк-Бар фиксируется достаточно отчетливое обогащение As, в среднем равное 37 г/т.

Нами предпринята попытка выявления ореола рассеяния As в пределах площади рудопроявления Рамеева жила. Кроме того, используя в качестве реперных установленные особенности распределения мышьяка с поверхности в породах месторождения Улюк-Бар, проведена оценка перспективности на золото двух участков: на р. Большой Инзер и в районе д. Бзяк. Во всех случаях для определения содержаний мышьяка в породах применяли фотометрический метод.

Рудопроявление Рамеева Жила. Расположено в 1,5 км южнее месторождения Улюк-Бар и локализовано в породах большеинзерской свиты. Для изучения отобрано около 150 образцов преимущественно песчаников и кварцевых жил (редко сланцев) непосредственно в пределах площади рудопроявления и несколько севернее его в полосе размером ~250х600 м, в которой отмечаются многочисленные старые поверхностные горные выработки (закопуши диаметром до 10–15 м). Установлено, что в пределах площади проявления содержания As в песчаниках и кварцевых жилах, как правило, составляют менее 1 г/т, только в 3 пробах кварца выявлено их незначительное увеличение до 1,2–2 г/т. Вместе с тем севернее рудопроявления, на фоне преимущественно низких концентраций мышьяка (<1 г/т), в ряде проб обнаружено обогащение пород этим элементом. Разрозненные пробы со сравнительно высоким содержанием As имеют в целом линейную ориентировку и вытягиваются по азимуту ~330°. Локальный участок с максимальным обогащением мышьяком (32–79 г/т) расположен примерно в 500 м севернее проявления. Он представляет наибольший практический интерес и рекомендуется на проведение поисковых работ на золото.

Участок на р. Большой Инзер. Расположен в 0,5–1 км выше по течению от устья ручья Тарашкин ключ и в ~30 км север-северо-восточнее месторождения Улюк-Бар в относительной близости от Караташского разлома. В этом месте в скальном обнажении по правому берегу р. Большой Инзер в песчаниках большеинзерской свиты ранее Н.Д. Сергеевой [12] обнаружены две тонкие пластинки золота размером до 0,6 мм. В обнажении нами отобраны пробы

песчаников и алевролитов (n=14) и секущих их кварцевых жил (n=4), мощностью 15–18 см. Все пробы кварца содержат As от 2 до 12 г/т (среднее 6 г/т), а песчаники и алевролиты характеризуются изменчивыми концентрациями этого элемента от крайне низких (<1 г/т) до очень высоких (258 г/т) при среднем содержании 24 г/т. Такое обогащение пород мышьяком, сходное с породами месторождения Улюк-Бар, вкупе с находками в них золота, подтверждает перспективность этого участка в отношении малосульфидного золото-кварцевого оруденения.

Участок в районе д. Бзяк. Расположен вдоль автодороги Тукан–Улу-Елга в 1,5–2 км восточнее д. Бзяк и в ~15 км север-северо-восточнее месторождения Улюк-Бар. На участке обнажаются преимущественно песчаники большеинзерской свиты, которые секутся мощной (около 7–8 м) кварцевой жилой. По устному сообщению И.В. Высоцкого, в пробах-протолочках песчаников из контакта с кварцевой жилой встречаются знаки золота. Ранее в песчаниках и кварцевой жиле установлены содержания Au до 0,5 г/т, а в аллювиальных отложениях ручья Безымянный, дренирующего в этом участке породы большеинзерской свиты, обнаружено золото, по химическому составу сходное с золотом из месторождения Улюк-Бар [13]. Нами содержания As определены в 2 пробах кварца (<1; 3 г/т), 10 образцах песчаников (<1–27 г/т, среднее 4 г/т) и в шлиховой пробе (13 г/т) из ручья Безымянный. В целом установленное обогащение пород мышьяком на участке Бзяк гораздо ниже, чем в породах месторождения Улюк-Бар. Вероятно, это объясняется неравномерностью распределения As в породах, проявленной на других участках, а также малым количеством проанализированных образцов. В то же время находки золота в породах этого участка, указывают на перспективность этого участка в отношении малосульфидного золото-кварцевого оруденения. Наиболее вероятно, участки на р. Большой Инзер и в районе д. Бзяк являются северным продолжением Исмакаевской рудной зоны.

Выводы.

1. Для выявления ореолов рассеяния As предлагается применять фотометрический метод, который отличается высокой точностью, хорошей воспроизводимостью и низким пределом обнаружения (1 г/т). Метод является оптимальным для проведения массовых анализов в горных породах АЗР.

2. Фотометрическим методом в месторождении Улюк-Бар малосульфидного золото-кварцевого типа, принятого нами в качестве «эталонного» золоторудного объекта АЗР, с поверхности выявлено сравнительно высокое обогащение песчаников и кварцевых жил

мышьяком, равное в среднем 27–64 г/т и характеризующееся крайней неоднородностью. Последнее обстоятельство при выявлении ореолов рассеяния As в АЗР указывает на необходимость привлечения как можно большего числа образцов.

3. В рудопроявлении Рамеева жила установлены низкие концентрации As (<1–2 г/т). Вместе с тем обнаружен локальный участок обогащения мышьяком (32–79 г/т), протягивающийся субмеридионально в ~500 м севернее проявления, который представляет наибольший практический интерес и рекомендуется на проведение поисковых работ на золото.

4. На р. Большой Инзер на участке, расположенном в 0,5–1 км выше по течению от устья ручья Тарашкин ключ, установлено обогащение пород мышьяком, сходное с породами месторождения Улюк-Бар. Вместе с находками здесь золота, это подтверждает перспективность участка в отношении малосульфидного золото-кварцевого оруденения.

5. Установлено незначительное обогащение пород мышьяком на участке в районе д. Бзяк, что объясняется неравномерностью распределения As и малым количеством проанализированных образцов. Наиболее вероятно, что участки на р. Большой Инзер и в районе д. Бзяк являются северным продолжением Исмакаевской рудной зоны.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2022-0015).

Литература:

1. *Шарипова А.А.* Минералогия и геохимия месторождений и рудопроявлений золота Авзянского рудного района (Южный Урал). Автореф. дис… к.г.-м.н. − Уфа, 2021. − 18 с.
2. *Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А.* Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера. – 2018. – Т. 18. – № 1. – С. 61–81.
3. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. – 290 с.
4. *Войткевич Г.В, Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. – М.: Недра, 1990. − 476 с.

5. *Davison V.V., Lindsay J.R.* X-ray spectrometric determinations of arsenic sorbed onto cellulose after solvent extraction from fused silicate rocks // U.S. Geological Survey. − 1987. − 9 p.
6. Методические указания по определению мышьяка в почвах фотометрическим методом. Министерство сельского хозяйства Российской Федерации. − М.: ЦИНАО, 1993. − 13 с.
7. *Растегаев О.Ю., Толоконникова Т.П., Малишевский А.О., Чупис В.Н.* Хемосорбционное фотометрическое определение мышьяка в газовоздушных средах для целей экологического контроля и мониторинга // Теоретическая и прикладная экология. − 2011. − № 4. − С. 103−107.
8. *Минеев В.Г., Сычев В.Г., Амельянчик О.А., Болышева Т.Н., Гомонова Н.Ф., Дурынина Е.П., Егоров В.С., Егорова Е.В., Едемская Н.Л., Карпова Е.А., Прижукова В.Г.* Практикум по агрохимии. 2-е изд., перераб. и доп. Под редакцией профессора В. Г. Минеева. − М.: МГУ, 2001. − 689 с.
9. *Казбулатова Г.М., Мичурин С.В.* Определение мышьяка в горных породах и почвах с применением фотометрии // Химия в интересах устойчивого развития. – 2022. (в печати).
10. ОСТ 41-08-214-04. Стандарт отрасли. Управление качеством аналитической работы. Оперативный контроль воспроизводимости результатов количественных анализов минерального сырья. − М.: ВИМС им. Н.М. Федоровского, 2005. − 92 с.
11. *Чернов А.Л., Алексеев А.А., Логинова Л.А., Пацков А.А., Куксов В.Н.* Отчет по детальным поискам коренного золота на Центральном участке за 1972–82 гг. – Уфа: Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1982.
12. *Сергеева Н.Д.* Сопоставление айской и большеинзерской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала по акцессорным минералам // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология). − Уфа: БФАН СССР, 1982. − С. 20–26.
13. *Султанова А.Г., Мичурин С.В., Шарипова А.А.* Минералогические особенности песчаников большеинзерской свиты нижнего рифея (Южный Урал) в связи с рудообразованием // Вестник Воронежского университета. − 2019. − №3. – С. 16−22.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА: ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

© 2022 г. С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: kovalev@anrb.ru

К настоящему времени в пределах западного склона Южного Урала минералы редкоземельных элементов (РЗЭ) в качестве акцессориев обнаружены во всех типах пород: осадочных метаморфических и магматических [1, 3, 4, 5, 6]. Кроме того, эти минералы описаны в тяжелой фракции русловых и аллювиальных отложениях низких и высоких террас, где они представлены монацитом, флоренситом и ксенотимом [2].

В аллювии монацит представлен таблитчатыми кристаллами или их обломками, реже встречается в призматических выделениях с размерами отдельных индивидов до 1,5–2 мм. По химическому составу монацит принадлежит к Ce разновидности с высоким содержанием La и Nd. К постоянным примесям относятся Pr, Sm, Th, Ca. Содержание монацита в шлихах изменяется от единичных знаков до десятков и реже сотен знаков на пробу.

Флоренсит присутствует в количестве от нескольких зерен до одного-двух десятков кристаллов ромбоэдрического облика длиной до 0,5–0,7 мм, реже до 1 мм. По химическому составу минерал принадлежит к Ce разновидности, по содержанию других РЗЭ выделяются флоренситы, в которых Ce > La > Nd, Ce > Nd > La, Ce > Nd = La. Из других примесей установлены Sr, Th, Sm, Pr.

Ксенотим (от единичных до первых десятков знаков) встречается реже. Он представлен кристаллами изометричной формы, редко дипирамидального или удлиненно-призматического облика. Его размеры в шлихах достигают 1–1,5 мм. В химическом составе преобладает Y. Тяжелые РЗЭ – Dy, Er, Yb, Gd – являются постоянными второстепенными примесями, а из относительно редких элементов присутствуют Ho, Lu, Sm, Nd и U.

В метаморфизованных терригенных отложениях региона к настоящему времени обнаружены и с различной степенью детальности описаны собственные минералы редкоземельных элементов и РЗЭ-содержащие минералы: монацит, ксенотим, кальциоанкилит, алланит, иттрийсодержащий эпидот, церианит, РЗЭ-содержащий торит, а также значительное количество неидентифицированных РЗЭ и Th-РЗЭ

соединений сложного состава.

Монацит является самым распространенным минералом. Он встречается в виде ксеноморфных зерен образующих скопления неправильной формы, иногда в виде удлиненно-шестоватых выделений. По химическому составу все монациты относятся к цериевым разновидностям ($Ce_{д.} \geq La+Pr+Nd+Sm$).

Ксенотим встречается в виде самостоятельных ксеноморфных выделений либо в парагенетических срастаниях с монацитом и ассоциации с рутилом и мусковитом. В породах Шатакского комплекса ксенотим обнаружен в виде цепочечно-прожилковидных обособлений, сложенных сростками ограненных кристаллов либо ксеноморфных выделений, а также каемок на кристаллах циркона. В химическом составе ксенотима, кроме характерных примесных Gd, Dy, Tb, Ho, Yb, установлены Nd и Sm. Кроме того, встречаются и U-Th-содержащие его разности.

Кальциоанкилит установлен в ассоциации с монацитом, мусковитом, хлоритом, альбитом и титанитом. Он представлен срастаниями удлиненных призм либо ксеноморфными выделениями. По химическому составу он относится к цериевой разновидности (0,98-0,99 ф.к. Ca, (La + Pr)/(Ce + Nd) = 0,36).

Алланит встречается в виде сростков таблитчатых кристаллов, а также образует зернистые агрегаты размером до 200 мкм часто в ассоциации с эпидотом, торитом и сульфидами железа. По химическому составу все обнаруженные минералы относятся к цериевой разновидности ($Ce \geq La+ P+ Nd$).

Кроме того, в метаморфизованных породах суранской свиты в виде призматических кристаллов, их срастаний и ксеноморфных выделений размером 300–400 мкм установлен Y-содержащий эпидот в ассоциации с алланитом.

В магматических породах основного-ультраосновного состава западного склона Южного Урала были обнаружены монацит, алланит, а также РЗЭ-содержащие минералы: цирконолит, торит, ауэрлит и апатит.

Монацит представлен мелкими (5–8 мкм) в различной степени ограненными кристаллами призматического габитуса. Все обнаруженные монациты относятся к цериевой разновидности $Ce \geq La\,(\pm Sm) + Pr + Nd$. Кроме того, в породах ишлинского и шуйдинского комплексов обнаружены мелкие включения высокоториевого монацита сложного состава (SiO_2–10,07, P_2O_5–16,78, CaO–4,92, V_2O_5–1,6, La_2O_3–8,79, Ce_2O_3–17,16, Pr_2O_3–2,08, Nd_2O_3–4,83, ThO_2–27,04, сумма–93,27), которые, вероятнее всего, являются

монацит-чералит-хттонитовыми твердыми растворами с переменным количеством миналов.

Алланит встречается в виде агрегатов неправильной формы, сложенных таблитчатыми кристаллами с размерами отдельных индивидов до 50 мкм. Как правило, по периферии таких агрегатов развивается эпидот. Все обнаруженные минералы относятся к цериевой разновидности $Ce \geq La + Pr + Nd$ со значительными вариациями отдельных компонентов. При этом как в отдельных кристаллах, так и в агрегатах наблюдается разнонаправленная схема гетеровалентного изоморфизма: $Ca^{2+}Al^{3+} \leftrightarrow REE^{3+}Fe^{2+}(Mg^{2+})$, характерная для структуры эпидота.

Цирконолит обнаружен в породах лысогорского комплекса в виде кристаллов кубического габитуса размером до 20 мкм. Сумма РЗЭ + Y + Th +U в минерале колеблется в узких пределах, составляя 5,18–5,4 мас. %.

Торит встречается практически во всех изученных породах в виде выделений различной формы с максимальными размерами отдельных индивидов до 10–15 мкм часто в ассоциации с цирконом. Максимальное количество РЗЭ (La+Ce±Pr+Nd) в минерале составляет 11,06–11,95 мас. %.

Ауэрлит (одна из разновидностей торита $Th(SiP)O_4$) обнаружен в виде мелких (2–3 мкм) выделений состава: SiO_2–11,22, P_2O_5–13,25, CaO–1,75, La_2O_3–8,76, Ce_2O_3–16,05, Pr_2O_3–0,76, Nd_2O_3–3,23, ThO_2–41,34, PbO_2–2,59, сумма–98,95 (в мас. %).

Апатит встречается в виде призматических, длиннопризматических до игольчатых кристаллов, реже отмечаются короткостолбчатые, таблитчатые кристаллы или зернистые массы. Минерал присутствует во всех изученных породах. Суммарное содержание РЗЭ (La+Ce+Pr+Nd+Sm) в нем составляет 15–20 мас. %.

В магматических породах кислого состава западного склона Южного Урала (риолиты хребта Шатак) были обнаружены монацит, алланит, ниобоэшинит-(Y), эшините-(Y), церианит, а также РЗЭ-содержащие минералы: торит, апатит, родохрозит и ильменит.

Монацит встречается не во всех разновидностях пород. Он представлен в различной степени ограненными кристаллами призматического габитуса и ксеноморфными выделениями с размером до 15 мкм. Все обнаруженные монациты относятся к цериевой разновидности $Ce \geq La + Pr + Nd + Sm + Gd$.

Алланит является самым распространенным минералом изученных пород. Очень часто его количество среди редкоземельных минералов составляет от 90 до 100%. Все алланиты являются

цериевыми Ce ≥ La + Pr + Nd + Sm, а суммарное количество РЗЭ в них достигает 22–27 мас. %.

Ниобоэшинит-(Y) и эшинит-(Y) встречаются в виде единичных выделений изометричной формы либо ксеноморфных срастаний в ассоциации с хлоритом и ильменитом. Размер отдельных агрегатов достигает 50 мкм. Минералы относительно широко распространены в породах.

Церианит представлен единичными мелкими (3–5 мкм) выделениями изометричной формы.

Среди РЗЭ содержащих минералов наибольшим распространением пользуются торит и апатит. В торите присутствуют Ce и Nd в количествах 0,67-1,29 и 1,02-1,45 мас. % соответственно. В апатите установлены La_2O_3–4,2, Ce_2O_3–18,65, Pr_2O_3–3,64, Nd_2O_3–15,94, Sm_2O_3–3,66, Gd_2O_3–1,75 (мас. %).

Родохрозит встречен в одном образце в виде зернистых агрегатов призматических кристаллов. В его составе установлены Nb–0,38, La–0,78, Ce–2,57–6,25 мас. %.

Ильменит является широко распространенным минералом описываемых пород. В его составе часто присутствуют иттрий (до 3,09 мас. %) и ниобий (до 9,06 мас. %).

Анализируя весь полученный материал по редкоземельной минерализации в породах западного склона Южного Урала, необходимо подчеркнуть, что ресурсный потенциал этого вида минерального сырья в пределах региона полностью не изучен и его перспективы на сегодняшний день неизвестны.

Вместе с тем, как минимум два типа минерализации могут представлять промышленный интерес. Первый тип – это россыпные объекты. По предварительным данным, в верхнем течении р. Б. Авзян содержание монацита в русловом аллювии может составлять до 50–100 г/м^3. И второй тип – это риолиты хребта Шатак, суммарное содержание редкоземельных элементов, в которых достигает 0,7–1,6 мас. %.

Литература:

1. *Алексеев А.А., Тимофеева Е.А.* Редкоземельные фосфаты в горных породах и аллювиальных отложениях западного склона Южного Урала // Литосфера. – 2008. – № 1. – С. 140–145.
2. *Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А.* Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа.: ИГ УНЦ РАН, ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2009. – 208 с.

3. *Беккер Ю.Р.* Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазоносных районов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая. – Л.: ВСЕГЕИ, 1960. – С. 73–102.
4. *Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Тимофеева Е.А.* U-Th-REE-минерализация западного склона Южного Урала (распространение, формы нахождения, генезис) // Материалы годичного собрания РМО. – СПб:. 2009. – С. 69–71.
5. *Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки РМО. – Т. 146, № 5. – 2017. – С. 59–80.
6. *Орлова М.Т.* Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. – С. 31–43.

СТРОЕНИЕ ГРУНТОВОГО МАССИВА В ОСНОВАНИЕ ГОРОДА ИННОПОЛИС

© 2022 г. А.Э. Королёв[1], А.Н. Салихова[1], Э.Р. Бариева[2]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань.
E-mail: albert-korolev-kpfu@mail.ru
[2]Казанский государственный энергетический университет, г. Казань

Согласно плановой застройке Верхнеуслонского района Татарстана на правом берегу устья р. Свияги планируется возведение нового города Иннополис. Территория, отведенная для городской застройки, характеризуется относительно выравненным рельефом, что позволяет минимизировать объемы земляных работ при планировке участков в процессе строительства зданий и инженерных сооружений.

В геоморфологическом отношение территория представляет собой денудационную возвышенность с выположенной вершиной. С севера она ограничивается эрозионным обрывистым берегом реки Волги, с запада – долиной реки Свияги, с востока – долиной ручья Морквашинка, на юге – сливается с плато Приволжской возвышенности. Формирование денудационной поверхности выравнивания началось в плейстоцене в период днепровского оледенения и закончилось в Валдайское время [4]. В перигляциальной зоне, охватывающей территорию Татарстана, шли процессы пенепленизации. Ранее образованные останцы коренных пород пермского возраста постепенно сглаживались и выполаживались за счет перемещения по склонам рыхлых масс выветрелого материала. Часть обломочного материала перемещалась к основанию эрозионно-денудационной холмистой возвышенности, образуя аллювиальные отложения, часть – задерживалась на склонах, образуя делювиальные покровы различной мощности. На рубеже плиоцена-эоплистоцена за счет врезания речных долин завершилось расчленение холмистого плато Приволжской возвышенности. На рассматриваемой территории в рельефе выделились водораздельные пространства с разделяющими их склонами и аккумулятивными низменностями. В четвертичное время преобладающее правостороннее смещение реки Волги сформировало крутой обрывистый берег грунтового массива, отведенного под строительство города Иннополис [5].

В настоящее время массив представляет собой купол с максимальными гипсометрическими отметками на уровне 198–218 м. Склоны купола осложнены овражно-балочными системами. Наиболее

протяженные (до 3,6 км) и разветвленные овраги расположены на западном и восточном склонах. Первые выходят в речную долину реки Свияги, вторые – в долину ручья Морквашинка. В понижениях овражно-балочных систем высота рельефа составляет 120–140 м. В наиболее протяженных оврагах сформировались небольшие речные долинки, впадающие в р. Свиягу и Волгу. Их питание осуществляется за счет выходов родников в верхней части склонов. Поверхность эрозионно-денудационного выположенного останца покрыта растительностью. В купольной части преобладают фитоценозы лесостепной зоны, на склонах – лесные, представленные широколиственными деревьями. Подобная зональность обусловлена различной интенсивностью увлажнения грунтов и скоростью испаряемости влаги с поверхности [1].

В зоне развития лесостепных фитоценозов с преобладанием травянистой растительности на склонах наблюдается развитие экзогенных геодинамических процессов в виде локальных оползней и оплывин. Согласно ранее проведенным исследованиям на территории строящегося города Иннополис выделяется следующие типы гравитационных оползаний: консеквентные и асеквентные оползни скольжения, вязкопластичные оползни в виде сплывов и оплывин [2, 3]. Оползневые тела развиты преимущественно в элювиально-делювиальных отложениях четвертичного возраста. Относительно крупные оползни террасированы, сложены 3–5 блоками, отделенными трещинами отрыва. Ложем оползней служат коренные породы пермского возраста. Причиной активизации склоновых процессов зачастую являются подъемы грунтовых вод и инфильтрация в суглинки тел оползней атмосферных осадков. В условиях отсутствия разветвленной корневой системы деревьев и кустарников дождевые и талые воды осадков способствуют снижению устойчивости пород склонов, вызывая гравитационные смещения грунта. В зоне развития лесных фитоценозов с высокой плотностью расположения деревьев и кустарников оползней не наблюдается.

В геологическом строение территории в основание будущего города Иннополис принимают участие отложения пермской и четвертичной системы, образующие единый грунтовый массив смешанного состава. В основание массива залегают карбонатные породы казанского яруса (P_2kz). Они представлены светло-серыми, плотными, микрозернистыми доломитами и органогенно-обломочными известняками мелководно-морского осолоняющегося бассейна седиментации. В стенках обнажений породы разбиты системами вертикальных и горизонтальных трещин на крупноблочные

отдельности. Плотность трещин снижается по направлению от периферии вглубь массива. Как правило, это характерно для экзогенной трещиноватости. Очевидно, все дизъюнктивные нарушения, видимые в стенках обнажений, являются трещинами разгрузки. В кровле разреза казанского яруса на седиментационно-диагенетических доломитах залегает пачка зеленовато-серых доломитовых мергелей с прослоями алевролитов. Породы имеют более рыхлое сложение, легко рассыпаются при слабом механическом воздействие. Видимая мощность отложений казанского яруса составляет около 15 м. Выше залегают породы уржумского яруса (P_2ur). В разрезе этого возраста наблюдается переслаивание светло-серых, микрозернистых доломитов, розовых и красных глинистых пелитоморфных доломитовых мергелей, красно-бурых аргиллитоподобных глин с прослоями алевролитов. Снизу вверх в массиве увеличивается доля терригенно-глинистых слоев и уменьшается количество доломитовых слоев. Породы в различной степени трещиноватые, часть трещин частично закольматирована глинистым материалом. Видимая мощность отложений уржумского яруса составляет около 45,0 м. На породах биармийского отдела пермской системы согласно залегают отложения северодвинского яруса татарского отдела (P_3s), слагающие вершину водораздела рек Волга и Свияга (купольная часть останца). Нижняя граница яруса фиксируется по смене розовых карбонатно-глинистых пород уржумского яруса на ярко красные глины, алевролиты и полимиктовые песчаники с прослоями известняков и мергелей северодвинского века, мощностью около 20,0 м. С поверхности грунтового массива породы северодвинского яруса претерпели процессы гипергенного преобразования. Под действием факторов выветривания плотные аргиллитоподобные глины, мергеля и алевролиты были дезинтегрированы на глубину до 3,5 м. Выщелачивание карбонатного материала из осадочных пород способствовало их переходу сначала в щебеночно-дресвяный покров, а затем в рыхлые суглинки и алевриты. В отдельных участках можно наблюдать полный цикл преобразования коренных пород в элювиальные отложения. Снизу вверх по разрезу последовательно сменяются плотные глины на слой глинистой дресвы с элементами первичного залегания, а затем на слой рыхлого бесструктурного суглинка. Поверх элювиальных образований, как правило, повсеместно залегают делювиальные отложения представленные более однородными суглинками и супесями. Суглинки часто опесчаненные, светло-коричневые, участками ожелезненные, с

включениями обломков алевритов и известняков в виде дресвы (до 5%).

Чередование в разрезе различных по своему сложению, составу и фильтрационным свойствам грунтов, обуславливает сложные и неоднородные гидрогеологические условия грунтового массива, отведенного под строительство города Иннополис. Относительно высокая проницаемость покровных четвертичных отложений и трещиноватость коренных пород пермского возраста способствует проникновению инфильтрационных вод атмосферных осадков вглубь грунтового массива. Наличие алевролитовых и песчаных слоев в разрезах северодвинского и уржумского ярусов создает предпосылки для формирования водоносных горизонтов. В результате подобного геологического строения подземные воды в пределах верхней части грунтового массива встречаются практически повсеместно. Их наличие подтверждается многочисленными родниками и пластовыми выходами с дебитами 0,01–0,24 л/с. Часть нисходящих родников приурочена к слоям песчаников, часть – к трещиноватым карбонатным породам и подошве элювиально-делювиальных отложений. Воды безнапорные, по составу гидрокарбонатно-кальциевые, по минерализации пресные (37,37–229,7 мг/л). Большая часть выходов подземных вод отмечается на гипсометрических уровнях 140–155 м. За счет них в овражных системах образуются небольшие ручьи, впадающие в реки Свияга и Волга.

Как следует из анализа строения грунтового массив, территория городской застройки характеризуется сложными и неоднородными инженерно-геологическими условиями. Это обусловлено наличием относительно мощной толщи глинистых грунтов четвертичного возраста, непростыми гидрогеологическими условиями, а также большой расчленённостью рельефа, что способствует развитию здесь склоновых процессов.

Литература:

1. *Джаманбаев М. Дж., Омуралиев С.Б.* Влияние степени водонасыщения грунта и скорости ветра на процесс испарения // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. – 2017. – № 2–5. – С. 113–118.
2. *Латыпов А.И., Жаркова Н.И.* Оценка оползневой опасности на территории строящегося города Иннополис (Татарстан) для организации системы геодинамического мониторинга // Инженерные изыскания. – 2013. – № 10–11. – С. 56–59.

3. *Латыпов А.И., Жаркова Н.И., Нуриев И.С., Чернийчук Г.А.* Моделирование развития оползневых процессов для прогноза оползневой опасности на территории горнолыжного комплекса "Казань" и г. Иннополис / Учен. Зап. Казан ун-та. Сер. Естеств. Наук. – 2014. –Т. 156. – Кн.1. –С. 148–162.
4. *Линкина Л.И., Петрова Е.В.* Климатические и ландшафтные условия Среднего Поволжья на рубеже миоцена и плиоцена // Учен. Зап. Казан ун-та. Сер. Естеств. наук. – 2015. – Т. 157. – Кн. 1. – С. 34–46.
5. *Петрова Е.В.* Закономерности размещения неогеновых речных долин в пределах территории республики Татарстан и их соотношение с современной речной сетью // Учен. Зап. Казан ун-та. Сер. Естеств. наук. – 2008. – Т. 150. – Кн. 4. – С. 43–50.

О РЕЗУЛЬТАТАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ДЕВОНСКИМ КОЛЧЕДАНОНОСНЫМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2022 г. А.М. Косарев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail ru

1. Геодинамические реконструкции проводились по комплексным петролого-геохимическим материалам с учетом геофизических данных, на современной стратиграфической и геолого-структурной основе. Сделаны выводы об участии в петрогенезе колчеданоносных комплексов вещества астеносферных подсубдукционных диапиров, магмы которых близки к внутриплитным плато-базальтам [6]. Установлена корреляция между значениями La/Yb, концентрациями Th, Yb, TiO_2, Zr в базальтах колчеданоносных рудных районов и объемами вещества в колчеданоносных месторождениях рудных районов. Сделан вывод о наличии зависимости между степенью плавления мантийного субстрата надсубдукционного мантийного клина и составом руд и объемом рудного вещества в рудно-магматических системах.

2. Главной движущей силой при формировании вулканических комплексов и колчеданоносного оруденения в девоне Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны, были процессы субдукции раннепалеозойской океанической плиты. Погружение литосферной плиты в мантию продуцировало градиентную по P-T условиям структурную зону, в которой сочетались процессы растяжения и сжатия, обусловившиеся дегидратацию водосодержащих минералов слэба и формирование субдукционных флюидов, обогащенных H_2O и элементами КИР. Эти флюиды мигрировали в мантийный клин и способствовали началу парциального плавления мантийных ультрабазитов и образованию поднимающегося флюидно-магматического мантийного диапаира [1, 5, 9]. По результатам геодинамических реконструкций в пределах Магнитогорской мегазоны выделен следующий ряд вулканических поясов: 1 – фронтальная островная дуга (D_1e_2), охватывающая Вознесенско-Присакмарскую зону и западную часть Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ), сложенную вулканитами баймак-бурибаевской и

верхнетаналыкской свит; 2 – развитая островная дуга, сложенная вулканитами ирендыкской свиты (D_2ef_1); 3 – тыловая островная дуга, с преобладающими вулканитами верхних толщ ирендыкской свиты (D_2ef_1) в ЗМЗ, джусинским и нижнезингейским вулканическими комплексами в Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ); 4 – зона внутридугового спрединга, сложенная вулканитами карамалыташской свиты и ее возрастных аналогов (D_2ef_2); 5 – зона задугового спрединга, представленная вулканитами киембаевской свиты (D_1e_2), возрастного аналога баймак-бурибаевской и верхнетаналыкской свиты; 6 – зрелая островная дуга бугодакско-шелудивогорская (D_3f-fm) проявленная в ЗМЗ и ВМЗ; 7 – зона коллизионного каменноугольного вулканизма и интрузивного магматизма (C_1) выполненная вулканитами и вулканогенно-осадочными породами березовской и греховской свит, слагающих Центрально-Магнитогорскую и часть Восточно-Магнитогорской зон, а так же присутствующих в Восточно-Уральской зоне. Главный тренд эволюции вулканизма в девоне Магнитогорской зоны, возрастание общей щелочности и калиевости вулканитов во времени с запада на восток в направлении погружения субдукционной плиты. Зоны фронтальной и развитой островных дуг по характеру сопоставимы с главной вулканогенной зоной Западно-Тихоокеанской островодужной системы [1].

3. В Магнитогорской мегазоне наиболее полно выражен и изучен ряд надсубдукционных колчеданоносных комплексов и колчеданных месторождений, расположенный в пределах ЗМЗ, ориентированный в северо-восточном направлении. В рассматриваемую цепочку входят следующие колчеданные месторождения: Дергамышское (Co-Ni-Cu) – Бурибайское (Cu>Zn) – Макан-Октябрьская группа месторождений (Cu>Zn) – Подольское (Cu>Zn) – Восточно-Подольское (Ba-Zn-Cu-Pb), формировавшиеся в период позднеэмсско-раннеэйельского цикла вулканизма. Протяженность этой металлогенической «цепочки» составляет около 43 км, современные расстояния между месторождениями составляют 17 км, 11 км, 9 км, 6 км. Установлена корреляция между составом формаций, слагающих вулканические пояса и составом колчеданных месторождений. Вулканиты толеит-бонинитовой и известково-щелочной серий ассоциируются с медно-цинковыми месторождениями, а шошонитовой серии с барит-полиметаллическими оруденением. Месторождения баймакского типа ассоциируются с большими объемами кислых пород и повышенной мощностью гранитного слоя земной коры.

4. Колчеданоносные комплексы и колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны формировались с структурных узлах,

сочетающих сложные дифференцированные стратовулканы, кальдера-вулканы с дайковыми поясами и разломами различного типа. На некоторых рудных полях (Макан-Октябрьское рудное поле) проявлены амплитудные взбросы и малоамплитудные разнонаправленные северо-западные и субмеридиональные сдвиги [4, 7]. Присутствие на этом участке даек диабазов и толщ пиллоу-базальтов, позволяет предполагать наличие магматических очагов мантийного уровня. Характерные для сдвиговых зон крутые до вертикальных шарниры складок могут способствовать формированию зон повышенной проницаемости достигающих мантии, по которым транспортировались магмы и рудогенные флюиды.

5. Петрохимическая и геохимическая специфика базальтов Южного Урала и их геодинамическая позиция увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение соответствующих вулканических поясов. По модельным построениям и экспериментальным данным [1, 2, 5, 8], концентрации в исходных магмах MgO, высокозарядных, КИР и РЗЭ контролируются объемами флюидной фазы, P_{H2O}, составом и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые геохимические характеристики базальтов (концентрации Th, TiO_2, Zr, сумма РЗЭ и значения La/Yb) коррелируются с запасами рудного вещества (таблица 1) в рудных районах Южного Урала. Большие объемы рудного вещества содержатся в комплексах, исходные магмы которых выплавлялись при повышенных P_{H2O} и высоких степенях плавления мантийного субстрата (табл.). В эту группу входят комплексы вмещающие наиболее крупные месторождения Южного Урала: Гайское, Юбилейное, Подольское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинсоке, Сибайское.

Приведенные в тезисах материалы и публикации автора [3] можно использовать при прогнозно-поисковых исследованиях на колчеданное оруденение на Южном Урале.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2022-0011).

Таблица

Геодинамическая позиция, геохимические особенности базальтов и запасы Cu и Zn (в тыс. т) в рудных районах Южного Урала

Геодинамические обстановки	Система Девон	Возраст (ярус)	Геодинамические индексы	Колчеданные месторождения	Формация	Петрогенетические серии	TiO_2, мас. %	Zr, г/т	La/Yb	Th, г/т	Рудные районы и их номера	Запасы Cu и Zn, тыс. т
Фронтальная островная дуга	Ранний	Поздний эмс	$Ф_1+Ф_2$	Гайское	Б-АД-РД	ТОД-ИЩ	0,54	13	1,6	0,14	Гайский (1)	10041
			$Ф_1$	Бурибайское Юбилейное	Б-Р	БОН, ТОД	0,36	24	0,58	0,24	Бурибайский (2)	6857
			$Ф_2$	Макан-Октябрьское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0,44	46	1,9			
	Средний	Ранний эйфель	РОД	Подольское	Б-АБ-А-РД (г)	ТОД, ПТ-ИЩ	0,38	34	1,2			
	Ранний	Поздний эмс	$Ф_2$	Баймакская группа	Б-А-Д-Р	ИЩ	0,45	52	3,3	0,76	Баймакский (3)	1047
Задуговый океанический бассейн			ТЗЗС	Весеннее Летнее Осеннее	Б	ТОК	1,2	69	1,8	0,64	Домбаровский (4)	864
Тыловая зона ОД	Средний	Ранний эйфель	ТОД	Джусинское Барсучий Лог	Б-А-Д-Р	Ш-ИЩ	0,81	69	2,9	1,84	Теренсайский (5)	657

Продолжение табл.

Геодинамические обстановки		Система Девон	Возраст (ярус)	Геодинамические индексы	Колчеданные месторождения	Формация	Петрогенетические серии	TiO_2, мас. %	Zr, г/т	La/Yb	Th, г/т	Рудные районы и их номера	Запасы Cu и Zn, тыс. т
Внутридуговый спрединговый бассейн	Зона прилегающая к фронтальной ОД и развитой ОД	Средний	Поздний эйфель	ВДСI	Сибайское Камаганское	Б-Р	ТОД	0,46	37	0,8	0,3	Сибайский (6)	2927
				ВДСII	Учалинское	Б-Р	ТОД	0,6	32	1,16	0,37	Учалинский (7)	9542
				$ВДСТ_{зап}$	IXX-Партсъезда Узельгинское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0,88	50	1,9	0,88	Верхнеуральский (8)	6900
	Тыловая зона			$ВДСТ^{I}_{вост}$	Александринское Сабановское	Б-Р	ТОД, ИЩ, СЩ	0,92	50	1,76	0,76	Александринский (9)	559
				$ВДСТ^{II}_{вост}$	Ащебутакское Иссиргужинское	Б-Р	ТСОК, СЩ	1,8	80	2,5	0,43	Ащебутакский (10)	200

Примечание. ОД – островная дуга. Геодинамические индексы: $Ф_1$ – первая (с запада) зона фронтальной ОД (Акъяр-Бурибайская), $Ф_2$ – вторая зона фронтальной ОД (Тубинско-Гайская), РОД – третья зона развитой ОД (Ирендыкская), ТЗЗС – тыловая зона задугового спредингового бассейна (Домбаровская), ТОД – тыловая зона ОД (Джусинская), Внутридуговый спрединговый бассейн (ВДС) карамалыташский: ВДСI – западный фрагмент зоны (Сибайский), ВДСII – северо-западный фрагмент (Учалинский); $ВДСТ_{зап}$ – тыловая западная Верхнеуральская зона над зоной субдукции; $ВДСТ_{вост}$ – тыловая восточная Александринско-Ащебутакская зона над зоной субдукции с Александринской ($ВДСТ^{I}_{вост}$) и Ащебутакской ($ВДСТ^{II}_{вост}$) подзонами. Формации: Б-АД-РД – базальт-андезит-риодацитовая, Б-Р – базальт-риолитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-дацит-риолитовая, Б-АБ-А-РД (г) – базальт-андезибазальт-андезит (кварцевый)-риодацитовая (гибридная), Б – базальтовая. Петрогенетические серии: ТОД – толеитовая островодужная, БОН – бонинитовая, ИЩ – известково-щелочная, ПТ-ИЩ – переходная от толеитовой к известково-щелочной, ТОК – толеитовая океаническая, Ш-ИЩ – шошонитовая преимущественно с породами известково-щелочной серии, СЩ – субщелочная, ТСОК – толеитовая субокеаническая; TiO_2, Zr, La/Yb, Th – средние значения.

Литература:

1. *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. – 2006. – Т. 14. – №3. – С. 248–265.
2. *Дриль С.И., Елизарова М.В*. Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. – С. 367–370.
3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т.* Колчеданоносные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология. – 2022. – Т. 30. – №1. – С. 91–118.
4. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.
5. *Рингвуд А.Е*. Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. – 584 с.
6. *Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. и др.* Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан // Петрология, 2004. – Т. 12. – №2. – С. 191–205.
7. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. (*П.Ф.Сопко, И.Б.Серавкин, А.С.Бобохов, А.М.Косарев*). – Уфа: БФАН СССР, 1983. – 116 с.
8. *Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.* Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-are basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989. – 102. – P. 265–280.
9. *Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W*. Chemical characteristics of phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. – 1986. – V. 29. – P. 293–309.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАУЧНОГО ПРОЕКТА «ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНОВ НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА»

© 2022 г. Е.А. Меньшикова, Б.М. Осовецкий, С.М. Блинов, Е.С. Ушакова

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь

Целью проекта является разработка направлений оптимизация природопользования на территории влияния объектов прошлой горной добычи в Кизеловском угольном бассейне на основании выявления закономерностей процессов современного аллювиального седиментогенеза в бассейнах рек и конечных водоемах речного стока на примере рек бассейна Яйвы, Чусовой, Косьвы (Пермский край). Проведенные исследования показали, что в зонах интенсивного техногенного воздействия современные аллювиальные отложения являются сложным природно-техногенным образованием, сформированным под воздействием как природных, так и техногенных факторов [1]. Изучение их состава и форм нахождения химических элементов позволяет выявить потоки миграции вещества и выделить зоны с различной интенсивностью техногенного воздействия на водные объекты.

Наибольшую опасность представляют техногенные осадки, формирующиеся на участках рек до 1 км ниже по течению от шахтных самоизливов. Образующиеся при смешении шахтной и речной воды техногенные осадки в форме взвеси мигрируют вниз по течению. Смыв особенно интенсивно происходит в паводковый период. Наиболее загрязнены отложения на участках рек ниже шахтных самоизливов: река Вильва – ниже города Гремячинска до устья (далее загрязняются р. Усьва и Чусовая), река Косьва – ниже города Губахи до устья, рек Кизел и Вильва (северная) – ниже города Кизела до устья (далее загрязняется река Яйва). В современных условиях влияние последствий разработки отмечено на более протяженных участках рек, чем в период активной разработки угольного месторождения.

В подавляющем большинстве алеврито-глинистый материал исследованных рек в зонах техногенного влияния имеют ярко-

оранжевый и ржавый цвет за счет высокого содержания соединений железа. Он отлагается на плесовых участках, а на перекатах покрывает грубообломочные отложения. В его составе доминируют аморфные фазы. Экспериментальными данными подтверждено, что именно аморфные соединения железа способны обеспечить осаждение из речных вод токсичных металлов. При изменении физико-химических условий они за счет своей высокой реакционной способности могут явиться источником поступления токсичных элементов в речные воды. Именно эта тонкодисперсная фаза осадков, сорбируя токсичные элементы, с одной стороны, обеспечивает процессы самоочищения воды, с другой – представляет собой источник вторичного загрязнения воды на участках активной аккумуляции, что подтверждено и для целого ряда других горнодобывающих территорий (угольные районы в Пенсильвании в США [2], медные шахты Либиола в Италии [3], угольные месторождения в Индии [4], месторождения в Пиренейском пиритовом поясе [5], сульфидные шахты в Финляндии [6] и др.).

Полученные результаты по вещественному составу тонкодисперсной фракции речных осадков и донных отложений показали, что техногенная составляющая играет значительную роль в составе русловых и пойменных осадков рассматриваемой территории. Твердые техногенные продукты, представленные обломками угля, частицами шлака, магнитными сферулами, образуют техногенную ассоциацию компонентов речных осадков, присутствие которой приводит к изменению их минерального и химического состава, физико-механических свойств и, следовательно, условий миграции и седиментации вещества [1].

Концентраторами токсичных элементов являются аморфные железорудные соединения (охры), которые имеют широчайшее распространение в составе донных и взвешенных наносов исследованных рек территории Кизеловского угольного бассейна. Эти соединения характеризуются такими специфическими свойствами, как стабильность и высокая миграционная способность, обусловленная их низкой плотностью, малыми размерами и высокой плавучестью. Их перенос во взвешенном состоянии во время половодья происходит практически во всей массе водного потока. Кроме того, крупные охровые агрегаты мигрируют в составе донных наносов.

Детальная оценка процессов природно-техногенной седиментации в устьевых участках рек и конечных водоемов стока ставит задачу исследования потенциальной токсичности техногенных компонентов. В качестве методического подхода использованы рекомендации для экологической оценки рудных месторождений,

которые разработаны во Всероссийском институте минерального сырья [7] с использованием показателя потенциальной экологической опасности минералов (ГЭм), который наряду с химическим составом учитывает литотоксичность элементов, входящих в минерал и его устойчивость в окружающей среде:

$$\text{ГЭм} = \left(\frac{1}{\text{У}}\right) \cdot \sum_{i=1}^{n} (\text{Тл} \cdot X/Q)1 + \cdots (\text{Тл} \cdot X/Q)n,$$

где ГЭм – показатель потенциальной экологической опасности элементов, входящих в минерал; У – устойчивость минерала; Тл – литотоксичность элементов, входящих в минерал; X – содержание токсичных элементов в минерале; Q – среднее содержание элементов в окружающей среде.

Полученные результаты демонстрируют, что из выделенных видов техногенных компонентов наибольшую опасность представляют охры – агрегаты аморфных фаз гидроксидов железа. Это обусловлено высокими концентрациями широкого спектра токсичных элементов в сочетании с низкой абразивной прочностью. Охры, наряду с силикатными шлаковыми частицами, по величине показателя потенциальной экологической опасности минералов находятся в одной группе с халькогенидами Cd, Hg, Pb, As, Ni, Zn, Co, Fe. Ассоциация потенциально токсичных элементов с учетом кларков концентрации представлена в охрах геохимическим рядом элементов Cd>Sb>As>Co,Cu>Zn>Ni>Fe>V.

В рамках решения задачи выявления источников формирования микроэлементного состава речных осадков, проведено изучение шахтных отвалов на территории г. Губахи (водосбор р. Косьвы и ее притоков). Результаты исследований вещества отвалов в сравнении с глобальными концентрациями элементов в осадочных породах демонстрируют их обогащение литием, скандием и германием [8]. Для отдельных исследованных отвалов отмечено высокое содержание галлия. При этом содержание иттрия и лантаноидов в изученных отвалах значительно ниже средних концентраций в осадочных породах.

Результаты изучения концентраций и пространственного распределения микроэлементов в донных отложениях Косьвинского залива Камского водохранилища с использованием поэлементной оценки и биотестов (*Daphnia magna Straus* и *Scenedesmus quadricauda Breb.*) подтверждают необходимость использования для таких объектов комплексного подхода к изучению проб с сочетанием

химических и экотоксикологических анализов [9]. Отмеченная более высокая категория загрязнения в удаленных точках Косьвинского залива ставит задачу дальнейших исследований уровня содержания микроэлементов и токсичности донных отложений в акватории Камского водохранилища в зоне влияния стока р. Косьвы, прежде всего, на еще более удаленных участках старого русла реки.

Таким образом, полученные результаты в рамках реализуемого проекта развивают представления о седиментационных процессах техногенного вещества в составе современных донных отложений водных объектов, посвящены прикладным аспектам природно-техногенного осадконакопления, построению моделей современного седиментогенеза в зонах техногенного воздействия, которыми, прежде всего, выступают территории ведения горной добычи. Полученные результаты лежат в ключе разработок технологий мониторинга и прогнозирования состояния окружающей среды, предотвращения и ликвидации ее загрязнения [10]. Они выступят основой разработки дополнений к программе мониторинга окружающей среды на территории влияния объектов прошлой горнодобывающей деятельности в Кизеловском угольном бассейне.

Авторы выражают благодарность сотрудникам сектора наноминералогии «Центра коллективного пользования Пермского государственного национального исследовательского университета» за помощь в проведении исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-50071.

Литература:

1. *Menshikova E., Osovetsky B., Blinov S., Belkin P.* Mineral Formation under the Influence of Mine Waters (The Kizel Coal Basin, Russia) // Minerals, 2020. – 10. – 364 p. DOI: 10.3390/min10040364.
2. *Cravotta C.A.* Dissolved metals and associated constituents in abandoned coal-mine discharges, Pennsylvania, USA. Part 1: Constituent quantity e sand correlations // Journal Applied Geochemistry. – 2008. – 23(2). P. 166–202. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2007.10.011.
3. *Consani S., Carbone C., Dinelli E., Balić-Žunić T., Cutroneo L., Capello M., Salviulo G., Lucchetti G.* Metal transport and remobilisation in a basin affected by acid mine drainage: the role of ochreous amorphous precipitates // Environmental Science and Pollution Research. – 2017. – 24. P. 15735–15747. DOI:10.1007/s11356-017-9209-9.

4. *Sahoo P.K., Tripathy S., Panigrahi M.K., Equeenuddin S.M.* Mineralogy of Fe-Precipitates and Their Role in Metal Retention from an Acid Mine Drainage Site in India // Mine Water and the Environment. – 2012. – 31. P. 344–352. DOI: 10.1007/s10230-012-0203-7.
5. *Valente T., Grande J. A., de la Torre M. R., Gomes P., Santisteban M., Borrego J., Sequeira Braga M.A.* Mineralogy and geochemistry of a clogged mining reservoir affected by historical acid mine drainage in an abandoned mining area // Journal of Geochemical Exploration. – 2015. – 157. P. 66–76. DOI: 10.1016/j.gexplo.2015.05.016.
6. *Kumpulainen S., Carlson L., Raisanen M.-L.* Seasonal variations of ochereous precipitates in mine effluents in Finland // Journal Applied Geochemistry. – 2007. – 22(4). P. 760–777. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2006.12.016.
7. *Меньшикова Е.А.* Оценка потенциальной экологической опасности техногенных компонентов современных речных осадков // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2021. – Вып. 24. – С. 127–130. DOI: 10.17072/chirvinsky.2021.127.
8. *Menshikova E., Blinov S., Belkin P., Ilaltdinov I., Volkova M.* Dumps of the Kizel Coal Basin as a Potential Source of Rare and Rare-Earth Elements // In: Rocha A., Isaeva E. (eds) Science and Global Challenges of the 21st Century - Science and Technology. Perm Forum 2021. Lecture Notes in Networks and Systems, vol 342. Springer, Cham. DOI: 10.1007/978-3-030-89477-1_35.
9. *Ushakova E., Menshikova E., Blinov S., Osovetsky B., Belkin P.* Environmental Assessment Impact of Acid Mine Drainage from Kizel Coal Basin on the Kosva Bay of the Kama Reservoir (Perm Krai, Russia) // Water. – 2022. – 14. – 727. DOI: 10.3390/w14050727.
10. *Osovetsky B.* Suspended Load of Rivers as an Indicator of technogenic Pollution. // 20th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2020. – Sofia. – P.755–762. DOI: 10.5593/sgem2020/5.1/s20.095.

ХАРАКТЕР И ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД В ОКРЕСТНОСТЯХ г. КАЗАНИ

© 2022 г. Р.Х. Мусин, Д.В. Сарычев, А.Д. Хамитов, А.А. Ахметова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань.
E-mail: Rustam.Musin@kpfu.ru

Одной из важнейших современных геоэкологических проблем является проблема негативного изменения качественных и количественных показателей основных компонентов окружающей среды. В статье рассматриваются особенности химического состава природных вод северной части Верхнеуслонского района Татарстана, расположенного на правом борту р. Волги (Куйбышевского водохранилища), прямо “напротив” г. Казани. Данный район широко известен своими опорными обнажениями верхнеказанского подъяруса (Печищинский разрез) и уржумского яруса (обнажения в оврагах Черемушка, Труба и др.), и именуется Печищинским полигоном [1, 2]. Площадь этого полигона составляет около 60 км^2. В структурном плане он расположен в пределах Казанско-Кировского прогиба Волго-Уральской антеклизы [2]. В геоморфологическом отношении это северная часть Приволжской возвышенности, характеризующейся довольно значительной эрозионной расчлененностью в гипсометрическом интервале от 53 м (НПУ водохранилища) до 193 м. Верхняя часть разреза сложена полифациальными отложениями северодвинского, уржумского и казанского ярусов. Северодвинские и уржумские образования формировались в континентальных условиях, их общая мощность – 100–120 м. Преобладающие в их разрезах породы отличаются латеральной и вертикальной фациальной неустойчивостью. Мощности прослоев глин, алевролитов, песчаников, мергелей и глинистых известняков редко когда превышают 3–4 м. Участками в них отмечаются маломощные линзовидные прослои, прожилки и мелкие желваки гипсов. Образования казанского яруса формировались в морских условиях. Преобладающим развитием здесь пользуются доломиты. Мощности их отдельных прослоев могут достигать 9 м. Мощности отложений верхнеказанского и нижнеказанского подъярусов в пределах Печищинского полигона составляют по 50 м. Геологические особенности рассматриваемой территории определяют и своеобразие её гидрогеологических условий. В целом, гидрогеологический разрез может быть представлен в виде

двухслойной толщи со слабопроницаемой верхней и хорошо проницаемой нижней частью. Верхняя часть образована отложениями северодвинского и уржумского ярусов. Первые обычно являются сдеренированными. А широкое развитие в уржумских отложениях глин способствует формированию многочисленных маломощных пространственно невыдержанных горизонтов безнапорных межпластовых вод. Их преобладающее питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков и последовательным перетеканием из вышезалегающих горизонтов. Разгрузка происходит многочисленными родниками и нисходящим перетеканием. Довольно интенсивная родниковая разгрузка определяет формирование обширной поверхностной гидросети. Расходы водотоков последовательно увеличивается вниз по рельефу, но в нижней части многих оврагов водотоки отсутствуют или их расходы намного ниже расходов в более верхней части оврагов. Это обусловлено развитием на нижних гипсометрических уровнях интенсивно трещиноватых доломитов верхнеказанского подъяруса, которые переводят поверхностный сток в подземный. Особенности химического состава природных вод Печищинского полигона изучены на основе их масштабного опробования в 2003–2021 гг. Пробоотбор проводился в одно и тоже время – конец июня, начало июля каждого года. Спектр анализировавшихся параметров и компонентов состава природных вод: сухой остаток, pH, перманганатная окисляемость, общая жёсткость, кремнекислота, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, NO_2^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, $(Na+K)^+$, NH_4^+, $Fe_{общ}$.

Геоэкологическая ситуация на площади Печищинского полигона за вышеотмеченное время не претерпела особых существенных изменений. Можно отметить лишь снижение интенсивности сельскохозяйственной деятельности, увеличение площади садоводческих товариществ и бурное коттеджное строительство на окраинах крупных населенных пунктов – Верхнего и Нижнего Услона, Печищ, Набережных и Лесных Моркваш, с общим количеством жителей около 8 тыс. чел. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения используются подземные воды, каптируемые скважинами. Лишь водоснабжение с. Печищи базируется на каптаже высокодебитного родника “Гремячка”. Минерализация подземных вод увеличивается вниз по разрезу, в этом же направлении происходит снижение их питьевого качества, в основном за счет увеличения общей жесткости (табл. 1). Довольно широкие вариации значений отдельных параметров состава природных вод определяются как природными, так и техногенными факторами.

Основным природным фактором выступает увеличение степени загипсованности разреза с глубиной с параллельным уменьшением интенсивности водообмена. Это определяет широкое развитие солоноватых и весьма жёстких сульфатных вод на уровне отложений нижнеказанского подъяруса, а также значительную долю сульфатов (более 20 %-моль) в составе волжской воды. Техногенный фактор ответственен за повышенные содержания нитратов, хлоридов, ионов натрия и органического вещества, которые обычно фиксируются в пределах населенных пунктов, садоводческих товариществ и их ближайших окрестностей. Без техногенного влияния составы природных вод выглядят так (табл. 2).

Исследования по выявлению характера и динамики изменения во времени качественных показателей пресных подземных вод по отдельным регионам и районам Татарстана позволили установить, что наиболее интенсивно и масштабно они трансформированы в пределах крупнейших нефтяных месторождений. В других областях составы пресных подземных вод во временном интервале 1960–1970 гг. – 2018–2020 гг. не претерпели каких-либо существенных изменений [3, 5]. И это отмечается даже на площади Нижнекамской промзоны, где функционируют крупные предприятия нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности (ПАО “Нижнекамскнефтехим” и др.), где загрязнение локализуется в ближайших окрестностях самих предприятий, а также полигонов отходов и шламонакопителей [4].

В пределах Печищинского полигона также не отмечается каких-либо существенных изменений качественных показателей природных вод во времени. Составы природных вод стабильны, как в пределах населенных пунктов (являющихся основными источниками загрязнения), так и вне их. Неизменность качественных показателей природных вод Печищинского полигона во временном диапазоне 2003-2021 гг., согласующаяся с неизменностью гидрогеоэкологической обстановки и в других областях Татарстана, может быть отражением как стабильности во времени уровня техногенной нагрузки, так и с высокими буферными (защитными) свойствами геологической среды Республики. Это, в свою очередь, предполагает возможность и необходимость учета аналитических данных по составу природных вод конца 1990-х начала 2000-х гг. при проведении современных исследований гидрогеологического и геоэкологического плана. А в это время на большей части территории Татарстана сотрудниками ТГРУ ПАО “Татнефть”, ФГУГП “Волгагеология”, РГГП “Татарстангеология” были проведены гидрогеоэкологические исследования в масштабах 1:50000 и 1:200000

с весьма плотной сеткой опробования природных вод (Кочуров Е. Ю., Порфирьев Н.М., Солнцев А.В., Сунгатуллин Р.Х. и др.).

Таблица 1

Некоторые интегральные показатели состава природных вод Печищинского полигона

Тип природных вод	Кол-во проб	Минерализация мг/л	Жёст-кость, ммоль/л	Окисляе-мость, мгО/л	Нитраты, мг/л	Преобладающий тип воды	Кол-во неконди-ион. проб
Воды Куйбышев-ского вдхр.	18	241–359 293±33 294	2,5–4,2 3,02±0,4 2,90	7,04–46,4 11,5±8,94 9,68	0,8–16,1 2,8±3,4 2,00	SO_4–HCO_3/Mg–Ca; SO_4–HCO_3/Na–Ca	18 (100%)
Поверхност–ные воды	71	382–5056 695±653 532	4,6–27,6 7,0±3,85 6,00	0,16–6,40 1,46±1,17 1,12	0,5–40,3 10,1±8,49 8,58	HCO_3/Mg–Ca; HCO_3–Cl/Ca–Na	12 (17%)
Родниковые воды P_2ur	75	415–1402 598±143 577	3,5–12,0 6,5±1,12 6,40	0,08–5,44 1,25±1,1 0,96	0,6–66,1 8,6±8,7 8,00	HCO_3/Ca; HCO_3/Mg–Ca	12 (16%)
Родниковые воды P_2kz_2	64	443–1234 633±127 599	5,20–15,4 7,3±1,8 6,80	0,16–6,56 1,07±1,1 0,80	0,5–121,0 19,7±27 8,98	HCO_3/Mg–Ca; HCO3/Na–Mg–Ca; SO_4–HCO_3/Mg–Ca	20 (31%)
Скважинные воды P_2kz_2	2	531–1059 795±373 795	7,0–10,1 8,5±2,2 8,54	0,54–0,54 0,54 0,54	5–5 5 5	HCO_3/Ca–Mg; HCO_3–SO_4/Mg–Na–Ca	1 (50%)
Скважинные воды P_2kz_1	9	594–1527 968±362 904	7,6–19,2 12,0±4,3 10,1	0,48–2,4 1,12±0,6 0,99	1,1–72,0 15,0±28 4,32	SO_4–HCO_3/Mg–Ca; HCO_3–SO_4/Mg–Ca; HCO_3–SO_4/Na–Mg–Ca	9 (100%)

Примечание. Цифры в колонках 3–6: первая строка – предельные значения (минимум-максимум), вторая строка – среднее ± стандартное отклонение, третья – медиана; тип воды – согласно [6].

Таблица 2

Составы природных вод Печищинского полигона вне зон техногенного воздействия

Тип природных вод	Кол-во проб	Минерализация, мг/л	Жёсткость, ммоль/л	Окисляемость, мгО/л	Нитраты, мг/л	Преобладающий тип воды	Кол-во некондиц. проб
Поверхностные воды	27	382–622 495±62 492	4,6–6,6 5,61±0,6 5,80	0,16–4,48 1,24±0,9 0,96	0,5–9,4 3,9±2,3 4,00	HCO_3/Mg–Ca	1 (4%)
Родниковые воды P_2ur	39	415–661 560±59 565	3,5–7,6 6,2±0,8 6,40	0,08–3,68 0,94±0,7 0,80	0,6–8,8 4,98±2,5 4,60	HCO_3/Ca; HCO_3/Mg–Ca	3 (8%)
Родниковые воды P_2kz_2	20	443–690 572±62 569	5,20–8,2 6,6±0,7 6,70	0,16–3,9 0,77±0,9 0,64	0,5–7,5 3,7±1,9 3,75	HCO_3/Mg–Ca	2 (10%)

Примечание. Аналогичны примечаниям к таблице 1.

Литература:

1. Геология Приказанского района: путеводитель по полигонам учебных геологических практик / *Под ред. А.И. Шевелева.* – Казань: Новое знание, 2007. – 207 с.
2. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника / *Под ред. Б. В. Бурова.* – М.: ГЕОС, 2003. – 401 с.
3. *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.
4. *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.
5. *Мусин Р.Х., Калкаманова З.Г.* Формирование состава подземных вод в верхней части гидролитосферы Восточно-Закамского региона Татарстана // Нефтяное хозяйство. – 2016. – № 2. – С. 18–22.
6. Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. – 12 с.

РОЛЬ КОМПЛЕКСА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН

© 2022 г. Р.Х. Мусин, А.Д. Хамитов, А.А. Ахметова, И.С. Нуриев

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань.
E-mail: Rustam.Musin@kpfu.ru

Одной из важнейших глобальных геоэкологических проблем является проблема “чистой воды”. Уже к началу XXI в. недостаток пресных вод отмечался на 60% площади континентов [3]. Россия обладает значительным ресурсным потенциалом пресных подземных вод – 1096 млн м^3/сут [8]. К сожалению, эти ресурсы распределены крайне неравномерно. Кроме этого, их прямое использование часто лимитируется проявленным загрязнением. В нашей стране загрязнены около 70% объёма поверхностных вод и около 30% объёма пресных подземных вод [3]. Республика Татарстан (РТ), располагающаяся в восточной части Русской равнины и одноименной платформы, при площади ~68000 км^2 и численности населения ~3,8 млн. человек характеризуется величиной прогнозных эксплуатационных ресурсов питьевых подземных вод – 5,52 млн м^3/сут. Величина оценённых и утверждённых запасов пресных подземных вод – 2,45 млн м^3/сут [2]. Обилие ресурсов пресных вод не означает отсутствие проблем с организацией хозяйственно-питьевого водоснабжения. В Татарстане такие проблемы наиболее остро стоят в его нефтяном (Восточно-Закамском) регионе и в поле развития мезозойских отложений (Предволжский регион). Более чем полувековая эксплуатация нефтяных месторождений привела к масштабному загрязнению зоны пресных подземных вод попутными нефтяными водами [1, 4].

Комплекс мезозойских отложений развит в крайней юго-западной части РТ, по правобережью р. Волги (Куйбышевского водохранилища), в северной части Приволжской возвышенности. Этот комплекс сформирован юрскими и меловыми образованиями, общей мощностью до 350–400 м. Площади их распространения составляют, соответственно, ~2870 и 1500 км^2. Стратиграфический объём юрских образований – от батского яруса средней юры до волжского (титонского) яруса верхней юры, при общей мощности 100–120 м. Они представлены преимущественно морскими сероцветными глинами, содержащими маломощные прослои тонко- мелкозернистых песков и

мергелей. Глины в основании разреза безизвестковые, в средней и верхней части известковистые. Они часто содержат мелкую вкрапленность пирита, железистые конкреции. Практически по всему разрезу участками отмечаются выделения гипса в виде мелких зерён и корочек по трещинам, а также лимонит-гипсовых конкреций. Пески обычно глауконит-кварцевые, серые и зеленовато-серые. Мощности их прослоев могут достигать 8 м, но в большинстве случаев они редко когда превышают 0,5–1,0 м. Максимальная обогащенность псаммитовым материалом отмечается в основании и прикровельной части юрских отложений – на уровне батского и волжского (титонского) ярусов. В пределах последнего также встречаются глины с маломощными прослоями горючих сланцев. Общая мощность глин с такими сланцами – 2–5 м. Здесь же, но в песчаной части волжского яруса, отмечаются глауконит-кварцевые пески с многочисленной галькой темно-зелёных фосфоритов. Фосфориты могут образовывать маломощные (до 0,1 м) прослои конгломератов с песчано-глинистым цементом [9]. Стратиграфический объём меловых отложений, также имеющих морской генезис, – от готеривского яруса до кампанского. Общая их мощность может достигать 270 м. В основании мелового разреза (~40–50 м) залегают темно-серые и черные безизвестковистые глины, которые содержат конкреции мергелей и линзовидные прослои (до 2–4 м) мелкозернистых песков и алевролитов. Выше залегает толща серых глин с мелкими конкрециями мергеля, тонкой вкрапленностью пирита, а также гнездами и линзовидными прослоями зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песков. Венчает разрез верхнемеловая толща сложного переслаивания серых глин (преобладающая разность), мергелей, песчаников, мела и опок. Мергели и опоки участками являются цеолитоносными. Мощность верхнего мела не превышает 50 м. В целом, преобладающим развитием в разрезе мезозойских отложений пользуются серо- и темноокрашенные глины. Водопроницаемые породы, преимущественно в виде песчаников, наибольшей выдержанностью и мощностью характеризуются в основании и кровле юрских отложений (батский и волжский ярусы), а также в верхней части меловых отложений (альбский ярус и верхнемеловой отдел). В последних водонасыщенными также часто являются прослои мергелей, мела и опок. Повышенной водообильностью обладает лишь верхнемеловая толща. Дебиты родников здесь могут достигать 4 л/с, при преобладающих значениях – до 2 л/с. Родники, дренирующие более нижние части разреза, имеют преобладающие расходы менее 1 л/с. Крайне ограниченная площадь распространения верхнемеловых

отложений, залегающих в верхней части наиболее высоких водораздельных склонов в крайней юго-западной части Предволжского региона РТ, невысокая мощность и пространственная невыдержанность песчаных прослоев в остальной части мезозойского разреза предопределяют объективные трудности в организации качественного хозяйственно-питьевого водоснабжения местного населения. При отсутствии родников и относительно глубоком (более 10 м) залегании первого от поверхности водоносного горизонта каптаж подземных вод осуществляется скважинами. При этом очень часто их фильтры устанавливаются на уровне пермских отложений, которые подстилают рассматриваемую мезозойскую толщу, на глубинах более 200 м и даже 300 м. Это связано с некоторыми трудностями в каптаже маломощных водонасыщенных прослоев юры и мела, и с недостаточной их водообильностью. Перехватываемые водозаборными скважинами воды пермских отложений обычно имеют сульфатный (гидрокарбонатно-сульфатный) разнообразный по катионам состав, минерализацию в диапазоне 1,5–3,0 г/л (иногда и более), жёсткость до 40–50 ммоль/л и сверхпредельные концентрации бора, железа, марганца, кремния, а также менее часто встречающихся в повышенных концентрациях стронция и брома. Условия залегания и минералого-геохимические особенности мезозойских отложений Приволжского региона РТ определяют не только состав локализованных в них подземных вод, но и геохимию вод подстилающих пермских образований. Масштабное эколого-гидрогеологическое изучение этого региона в масштабе 1:200000 было проведено в конце 1990-х начале 2000-х гг. (ФГУГП “Волгагеология” – Кочуров Е.Ю. и др.; ТГРУ ПАО “Татнефть” – Солнцев А.В. и др.). В 2019-2020 гг. ГУП “НПО “Геоцентр РТ” проведен мониторинг качественного и количественного состояния пресных подземных вод. Обработка разновременных аналитических данных показала, что в регионе за последние 20-25 лет каких-либо существенных изменений качественных показателей подземных вод не произошло [5]. В связи с более масштабным характером гидрогеохимического опробования периода 1990-2000-х гг. нижеприводимая таблица базируется на аналитических данных именно этого интервала времени. Комплексы мезозойских отложений характеризуются максимальной минерализующей подземные воды ролью. Например, в водораздельных областях, где преобладает нисходящая фильтрация, градиенты нарастания минерализации в мезозойских отложениях на глубинах до 30–50 м составляют 7,9–15 мг/л*м, а в пермских незагипсованных образованиях – 6,8–8,5 мг/л*м.

Таблица

Некоторые интегральные показатели качества подземных вод мезозойских отложений

Индекс г/г подр.	Тип водо-пунк	Кол-во проб	Минерали-зация, мг/л	Жест-кость, ммоль/л	Преобладаю-щий тип воды	Кол-во некондици-онных проб по макро-компонен-там	Наиболее характерные компоненты и параметры, превышающие соответствующие ПДК
K	Род.	45	341–2109 650±288 596	3,1–24,0 7,05±3,5 6,5	HCO_3/SO_4–HCO_3/Ca и Mg-Ca	42 (93,3%)	SiO_2, Ж, реже М, SO_4, NO_3; В ($K_{прев.}$ до 6–7)
	Скв.	7	418–850 624±174 590	3,54–6,76 5,21±1,05 5,35	HCO_3/Mg–Ca и Ca-Na	1 (14,3%)	NO_3, SiO_2, В, реже Fe, Al, н/прод ($K_{прев.}$ до 5–6)
J	Род.	114	267–1506 683±182 672,8	2,96–15,14 7,52±2,05 7,17	HCO_3/, SO_4–HCO_3/смешан-ные по катионам с преобладанием Ca	66 (57,9%)	Ж, реже SiO_2, NO_3, В ($K_{прев.}$ до 6)
	Скв.	30	634–2160 1109±324 1048	1,78–18,0 6,8±3,35 6,80	HCO_3/, SO_4–HCO_3/смешан-ные по катионам с преобладанием Na	26 (86,7%)	Ж, М, Na, реже SiO_2 ($K_{прев.}$ до 2-3 раз); Fe, н/прод, В, реже Al, Pb ($K_{прев.}$ до 3–4 раз)

Примечание. Первая строка цифр в графах 4 и 5 – предельные значения (минимум-максимум), вторая – среднее ± стандартное отклонение, третья – медиана; тип воды – согласно [8]; в последней графе: Ж – общая жесткость, М – минерализация, н/прод. – нефтепродукты, $K_{прев.}$ – коэффициены превышения ПДК.

Эти же параметры на глубинах более 30–50 м составляют, соответственно, 3,5 и 0,9–2,0 мг/л*м [6]. С увеличением глубины залегания подземные воды мезозойских отложений характеризуются увеличением минерализации (в основном за счет хлоридов, ионов натрия и, в меньшей степени, сульфатов), снижением жесткости, возрастанием концентраций бора, реже брома, стронция и органического вещества. Это может быть связано с сохранением первичного морского ионно-солевого комплекса, в первую очередь в юрских отложениях при их залегании под меловыми. Рост окисляемости с глубиной может свидетельствовать о том, что источником органического вещества в широко известной минеральной воде “Волжанка” (пос. Ундоры, Ульяновская обл.) и её аналоге воде “Тархановская” (пос. Большие Тарханы, Татарстан) могут быть рассматриваемые мезозойские отложения. Основными гидрогеохимическими процессами, определяющими облик вод мезозойских отложений, являются: процессы выщелачивания и высаливания, ионного обмена по схемам Гедройца и Щукарева, процессы смешения.

Литература:

1. Гидрогеоэкологические исследования в нефтедобывающих районах Республики Татарстан */ Под ред. А.И. Короткова и В.К. Учаева.* – Казань: Изд-во НПО “Репер”, 2007. – 300 с.
2. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и об охране окружающей среды Республики Татарстан в 2020 г. – Казань, 2021. URL: https://eco.tatarstan.ru/rus/file/pub/pub_2856746.pdf (дата обращения 12.01.2022).
3. *Зекцер И.С.* Подземные воды как компонент окружающей среды. – М.: Научный мир, 2001. – 328 с.
4. *Мусин Р.Х.* Техногенные изменения в гидролитосфере Республики Татарстан. – Недропользование XXI век. – 2013. – № 5 (42). – С. 61–66.
5. *Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Ахметова А.А., Хамитов А.Д.* Характер и динамика изменения во времени химического состава пресных подземных вод в Республике Татарстан // Сборник научных трудов III научно-практической конференции по вопросам гидрогеологии и водообеспечения. – Ижевск: Изд-во типография «МарШак», 2021. – С. 45–52.
6. *Нуриев И.С., Мусин Р.Х.* Ресурсы и условия формирования состава пресных подземных вод в Предволжском регионе Татарстана //

Водохозяйственные проблемы и рациональное природопользование: материалы всерос. научн.-практ. конф. в 2 ч. / Орен. ун-т, Перм.ун-т. – Оренбург-Пермь, 2008. – Ч.1, С. 239–244.
7. Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. – 12 с.
8. Подземные воды Мира: ресурсы, использование, прогнозы / *Под ред. И.С. Зекцера.* – М.: Недра, 2007. – 438 с.
9. Сводная геологическая карта доплейстоценовых отложений Республики Татарстан масштаба 1:200 000. Пояснительная записка. – Казань: Изд-во “Арника”, 1997. – 118 с.

ТЕХНОГЕННОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЁ СТАРЫХ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ: ПРИРОДА, СОСТАВ, ОБЪЁМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ РЕЦИКЛИНГА

© 2022 г. С.К. Мустафин[1], Г.С. Анисимова[2], А.Н. Трифонов[3], К.К. Стручков[4]

[1]Башкирский государственный университет, г. Уфа.
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.
[3]Ленинградский государственный университет им. А.С. Пушкина, г. СанктПетербург.
[4]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

На территории регионов недропользования Российской федерации (далее РФ) горнодобывающими предприятиями накоплено более 80 млрд. т отходов, объем аккумуляции, которых ежегодно растёт на 1,5 – 2 млрд. т, поскольку в разработку вовлекаются менее рентабельные запасы.Аккумулировано более 2 млрд. тонн золы ТЭС, ТЭЦ, ГРЭС, шлаков чёрной и цветной металлургии.

По оценке экспертов усредненный состав учтенных отходов недропользования представлен (в %): вскрышными и вмещающими породами на 50–80, в том числе скальными – на 30–40, мягкими - на 20–40; отходами обогащения – на 15–40, отходами более глубокой переработки сырья – на 5–10. Доли образования отходов добычи - вскрышных пород предприятиями различных отраслей следующие (%): черной металлургии- 30, угольной промышленности – 25, цветной металлургии – 20, производстваминеральных удобрений – 15, строительнойиндустрии – 10 [6].

В 2020 годуобщий объем образования отходов добычи полезных ископаемых составил 636, 7336 млн т, в т. ч. на объектах добычи металлических руд – 2070, 926 млн т.[2].

На транспортировку и хранение отходов недропользования расходы составляют 40% от затрат на рудоподготовку и обогащение минерального сырья; на переработку тратится 10% вырабатываемой в РФ энергии.

Отходы горнопромышленного производства – отвалы вскрышных пород, хвосты обогатительных фабрик (ОФ), шлаки и

шламы металлургических заводов, золы тепловых электростанций, имеют высокую ценность.

Продукция из техногенного минерального сырья (ТМС) в 2–4 раза дешевле, окупаемость капитальных вложений обычно не превышает 1–2 года[4].

Растущие объёмы горной промышленности превращают отходы в важнейший источник различных видов вторичного минерального сырья (ВМС), которые в своей совокупности составляют вторичные минеральные ресурсы (ВМР) [1].

Стоимость ресурсов ТМС аккумулированного на предприятиях недропользования РФ превышает 43,5 млрд долл. США, что сопоставимо с величиной прогнозных ресурсов минерального сырья в недрах (более 50 млрд долл. США), и в 4 раза превышает стоимость не вовлеченных в эксплуатацию разведанных ресурсов.

К техногенным месторождениям (ТМ) относят техногенные образования, по количеству и качеству содержащегося в них минерального вещества пригодные для эффективного использования в сфере материального производства в настоящее время или в будущем (по мере развития науки и техники).

На территории Мурманской области – наиболее развитого горнодобывающего региона РФ, добычу и переработку МС производят семь крупных горнообогатительных и горно-металлургических предприятий. Здесь учтено 40 ТМ, размещённых на территориях горнометаллургического комбината (ГМК) «Печенганикель» – 6, ГМК «Североникель» – 2, Ловозёрского ГОКа – 2, Оленегорского ГОКа – 5, Ковдорского ГОКа – 7, ПО «Апатит» – 9, ГОКа «Ковдорслюда» –8, Кировской ГРЭС – 1 [1].

На территории Дальневосточного федерального округа (ДФО) на Государственным балансе учтено более 4000 месторождений различных видов полезных ископаемых; эксплуатируется 827 объектов, на которых добывается 25 видов минерального сырья.Доли ДФО в общероссийском балансе запасов и добычи весьма высоки и составляют соответственно: золота (запасы 33% и добыча 44%), серебра (35% и 65%), платины (добыча – более 15% по платине, около 4% платиноиды). По цветным металлам: олову (92% и 99%), вольфраму (23% и 79%), свинцу (10% и 38%), сурьме (82% и 100%), висмуту (32% и 48%), германию (64% и 95%); по горно-химическому и горнорудному сырью: бору (100% и 100%), плавиковому шпату (40% и 82%), цеолитам (12% и 88%).

Новым перспективным аспектомсырьевой структуры отходов производства горнопромышленных районов ДФО

представляетсяиспользование металлоносности сырья угольных месторождений. Бурые и каменные угли 20 месторождений округа, содержат, кратно превышающие соответствующие кларковыезначения, концентрации широкого спектра благородных и редких металлов: Au, Ag, Ge, Ga, U, W, Sb, Y, Yb, Nb, V, Zr, Rb, Li, Be, Cs, Sc, Mo, Re, что позволяет прогнозировать перспективы их возможного извлечения из зол.

Сегодня самые прогрессивные мировые технологии добычи и обогащения минерального сырья позволяют эффективно использовать не более 3% от извлечённой из недр горной массы, всё остальное уходит в отходы.

В процессе обогащения комплексных руд теряется до 50% цветных металлов. Получение 1 тонны цветных металлов сопровождается накоплением 1–3 тыс. т вмещающих пород и образованием до 100 т хвостов обогащения. Горные предприятия РФ ежегодно аккумулируют на земной поверхности около 5 млрд т пород вскрыши и некондиционных руд; 700 млн. т добавляют обогатительные фабрики [3].

На АО «Норильский горно-металлургический комбинат» в 4584,2 тыс. т хвостов обогащения содержится 0,26% никеля, 0,27% меди и 0,013 % кобальта; а в составе 4,6 млн т шлаков – 6,5 тыс. т никеля, 16,2 тыс. т меди и 3210 т кобальта. Лежалые хвосты ОФ АО «Джидинский ВМК» (30 млн т) содержат 0,075% WO_3.

К техногенным месторождениям отнесены хвосты Иультинского (Магаданская область) и Приморского (Приморский край) ГОКов.

В составе 105,7 млн т хвостов Тырныаузского ВМК содержится 42,7 тыс. т WO_3 (0,04%), 12,75 тыс. т молибдена (0,012%).

Сорская ОФ АО «Молибден» перерабатывает рудные отвалы объёмом 52,5 млн т, содержащие 13540 т сульфидного молибдена (0,026 %) и 36825 т меди.

В Мурманской области накопленный объём ТМС превышает 8 млрд. т; преобладают породы вскрыши – 72%, хвосты обогащения составляют 24%.

В Свердловской области объём ТМС превышает 8,5 млрд т; преобладают породы вскрыши – 74%, отходы обогащения и металлургического передела составляют 23%.

В составе 95 млн т хвостов свинцово-цинковых обогатительных фабрик (ОФ) РФ содержатся 156 тыс. т свинца, 420 тыс. т цинка и 110 т серебра; содержание свинца колеблется от 0,14 до 0,29%, цинка – от 0,3 до 0,8%.

На Урале ежегодно образуется 5 млрд т отходов недропользования, накоплено свыше 220 млн т хвостов обогащения, складировано свыше 110 млн т медных шлаков, содержащих в среднем 0,37% меди, 2,29% цинка и 0,98% серы, а также более 7 т золота и 150 т серебра, 23 тыс. т висмута и 8 тыс. т кадмия. На обогатительных фабриках (ОФ) аккумулировано более 50 млн. т хвостов, содержащих 0,33% меди, 0,5% цинка и 28,2% серы. Ценность хвостов обогащения определяют: сера (30– 50 % общей стоимости), драгоценные металлы (25– 45%), медь (10–20%) и цинк (10–15%).

На ОФ Урала ежегодно образуется от 5 до 7 млн т хвостов флотации медно-цинковых руд. Текущие хвосты обогащения руд Учалинского, Александринского, Сибайского и Юбилейного месторождений характеризуются содержанием полезных компонентов (Cu – 0,25–0,58%, Zn – 0,53– 1,36%), сопоставимым с кондиционными рудами (Cu – более 0,4%, Zn – более 1%), что обуславливает рентабельность их переработки [4].

В составе 61,3 млн т лежалых хвостов Гайской ОФ накоплено 170,8 тыс. т меди (0,278%), 159,5 тыс. т цинка (0,26%), 45,94 т золота (0,75 г/т) и 485,5 т серебра (7,92 г/т); 100 млн т шлаков медеплавильных заводов содержат: 370 тыс. т меди, 2,2 млн т цинка, 9 т золота, 175 т серебра, 38 т висмута, 10 тыс. т кадмия.

Техногенное золотосодержащее сырьё Южного Урала весьма разнообразно и представлено: лежалыми хвостами перколяции ЗИФ, лежалыми и текущими хвостами пиритной флотации, шлаками золотомедного завода, пиритными огарками сернокислотного производства, эфелями бегунных фабрик, россыпями, отсевами месторождений песчано-гравийных материалов и др. ТМС эффективно осваивается лишь геотехнологическими и гидрометаллургическими методами; капитальные затраты снижаются в 3– 4 раза, себестоимость – в 1,5– 2 раза [5].

Рециклинг – разновидность переработки отходов связанная с повторным использованием сырья по прямому назначению. Он подразумевает возврат сырья прошедшего обработку в производственный цикл.

Рециклинг ТМС – комплексный процесс использования инновационных подходов и передовых мировых технологий и отечественных разработок, наряду с достижением коммерческой выгоды снижающий экологические риски недропользования, чем способствует созданию позитивного имиджа территории, обеспечения устойчивого развития, как старых горнорудных районов, так и регионов нового освоения [5].

Доля ТМС в общей структуре ресурсов и запасов золота страны составляет 7–12% и оценивается экспертами в 5000 т [4]. Прогнозные ресурсы золота техногенных россыпей ДФО оцениваются в 4–4,5 тыс. т. К труднообогатимым отнесены россыпи с высоким до 16,4 кг/м^3 содержанием минералов тяжелой фракции 395 и до 368 г/т золота в концентрате; доля объектов такого типа не более 1%.

Минерально-сырьевая база золота РС (Я) является одной из наиболее крупных и освоенных в РФ. Государственным балансом учтено 806 месторождение: балансовых запасов – 1 796 801 кг (12,3% от запасов РФ), забалансовых запасов – 487 087 кг.

На 727 россыпях балансовые запасы золота составляют – 285 385 кг, забалансовые – 17400 кг.Старательские артели, использующие традиционные промывочныеприборы, могут терять от 20 до 50% золота.Применение шлюзов мелкого наполнения илиотсадочной технологии позволяет уменьшитьпотери, однако проблему потерь не решает, поскольку звлечение золота мелких классов остается низким: – 0,25 + 0,1 – 76%, – 0,1 + 0,05 –48% и – 0,05 – 18% [5].

Применение современных установок улавливания мелкого и тонкого золота выявило расхождение оценок учтенных потерь золота в эфелях3–5 % и реального количества «потерянного»золота, достигающего 10–20% (реже до 40%), обусловленного ситовыми характеристиками металла. Золото россыпи руч. Нимгеркан, размером менее 0,5 мм, в техногенных отложениях составляет 85%, при среднем содержании 1,07 г/м^3. Использование современныхустановок может увеличить извлечение на 20–30%.

В 42 рудно-россыпных узлах Центральной Колымы накоплено 700 млн. м^3 золотосодержащих эфелей. Из-занекачественной дезинтеграции глинистых песков потери золота с галей на обогатительных установках золотодобывающих предприятий Северо-Востока РФ достигали 22%, а потери золота с хвостами шлюзов крупностью менее 1 мм – 32% [5].

По оценкам экспертов, в каждой из отработанных россыпей осталось золото, так как полностью извлечь его невозможно: в некоторых —10–15% от добытого, в других – все 50%.Большое количество техногенных россыпей в Магаданской, Иркутской, Читинскойобластях, в Якутии, Бурятии, на Чукотке и вдругих регионах РФ. Среднеесодержание в большинстве техногенных россыпей низкое —100–150 мг/м^3. Почти в каждойтехногенной россыпи есть участки, содержащиезолото для рентабельной добычи, необходимоих выделить и подобрать подходящую технологию.

Ежегодныепотери обогащения россыпей РФ составляют 15% от объемов добычи или более 10 тонн золота; за последнее десятилетие потери составили 90 тонн металла.Уменьшение металлизации окружающей среды снижает экологические риски регионов. Инвестиционная привлекательность рециклинга – повторного применения отходов по прямому назначению – извлечению оставшихся в их составе полезных компонентов, определяется полнотой выявления технологических характеристик сырья.Комплексное исследование свойств разнотипного ТМС для оптимальной реализации и совершенствования инновационных экологичных, технологий переработки, включая энергосберегающие – гидрометаллургию, бактериальное выщелачивание и др. [4].

Приоритетными задачами обеспечения оптимальной реализации стратегии рециклинга ТМ яляются следующие: 1) оценка качества минерально-сырьевой базы РФ для прогнозирования стратегии рециклинга ТМ; 2) мониторинг многофакторного влияния рециклинга на окружающую среду; 3) изучение технологических особенностей комплексного по составу сырья ТМ; 4) создание инновационных отечественных технологий и оборудования для рециклинга ТС; 5) подготовка квалифицированных кадров для реализации стратегии инжиниринга рециклинга; 6) совершенствование законодательной и нормативной базы рециклинга ТМ [3].

Для обеспечения эффективного рециклинга золотосодержащего ТМС необходимо создание региональных банков минералогических характеристик самородного золота разнотипного природного и техногенного минерального сырья. Такой подход оптимизирует управление процессами рециклинга же имеющегося техногенного сырья, а также обеспечит возможность стратегического прогнозирования, формирующегося и потенциального ТМС.

Комплексные научные и прикладные минералогические исследования полезных компонентов в составе разнотипного техногенного сырья целесообразно организовать в рамках программ Некоммерческого партнёрства «Технологической платформы Твёрдые полезные ископаемые» (НП ТП ТПИ), участниками которой являются СВФУ им. М.К.Аммосова, Башкирского государственного университета и другие учебные и научные центры РФ. Платформа создана для методического обеспечения в кратко-, средней долгосрочной перспективе реализации повышения эффективности добычи, глубокой переработки и комплексного использования ТПИ, включая ТМС [5].

Литература:

1. *Архипов А.В., Решетняк С.П.* Техногенные месторождения. Разработка и формирование: монография. Апатиты: КНЦ РАН, 2017. — 175 с.
2. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2020 году». – М.: Минприроды РФ; МГУ им. М.В.Ломоносова, 2021. – 864 с.
3. *Вержанский А.П.* Техногенное сырьеважнейший резерв развития. Редкие земли. – Режим доступа: http://rareearth.ru/ru/pub/-20161025/02891.html.
4. *Мустафин С.К., Анисимова Г.С., ТрифоновА.Н., Стручков К.К.* Техногенное минеральное сырье регионов недропользования: природа, состав и перспективы рационального использования. – Наука и образование, 2017, №4. – С. 7–16.
5. *Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К.* Ресайклинг техногенного минерального сырья как инструмент стратегии рационального и экологичного недропользования. Экологическая безопасность в условиях антропогенной трансформация природной среды [Электронный ресурс]: сборник материалов всероссийской школысеминара, посвященной памяти Н. Ф. Реймерса и Ф. Р. Штильмарка. / *под ред. С. А. Бузмакова.* – Пермь: ПГНИУ, 2021. – Режим доступа: http://www.psu.ru/files/docs/science/books/sborniki/ ekologicheskaya-bezopasnost.pdf.
6. *Шадрунова И.В., Зелинская Е.В., Волкова Н.А., Орехова Н.Н.* Горнопромышленные отходы: ресурсный потенциал и технологии переработки (на примере Сибири и Урала). Современные проблемы комплексной переработки труднообогатимых руд и техногенного сырья (Плаксинские чтения – 2017): мат-лы Междунар. науч. конф.. – Красноярск : Сиб. федер. ун-т, 2017. – С. 15–20.

ГИПЕРТЕРМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ВЕРХНЕЮРСКОМ–НИЖНЕМЕЛОВОМ РАЗРЕЗЕ УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

© 2022 г. К.И. Никашин, С.О. Зорина

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань.
E-mail: kostya97@inbox.ru

Наряду с чередующимися длительными интервалами жаркого и холодного климата в фанерозойской истории Земли имели место несколько гипертермальных событий – эпизодов резкого повышения глобальной температуры до экстремальных значений [6]. Продолжительность таких событий составляла от 100 тыс. до 1 млн лет, а скорость потепления на некоторых их этапах могла достигать 2°С/тыс. лет [8]. Несколько крупных гипертермальных эпизодов приходятся на юрский и меловой периоды. Все они коррелируют с океанскими аноксическими событиями (OAE) и выражены в морских разрезах горизонтами чёрных сланцев. В нижнемеловом разрезе Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП) выделяется высокоуглеродистый горизонт, близкий по времени накопления гипертермальному и аноксическому событию OAE1a – нижнеаптская ульяновская толща. Кроме того, в верхнеюрском интервале разреза наблюдается ещё один высокоуглеродистый уровень – средневолжская промзинская свита. До сих пор изучению гипертермальных условий накопления этих двух уровней уделялось мало внимания. Цель нашего исследования – выяснить, было ли накопление этих горизонтов связано с установлением в регионе гипертермальных условий.

Для реконструкции условий накопления высокоуглеродистых отложений были изучены их микроструктуры и состав глинистых минералов. Путём анализа изотопно-кислородного состава раковинного материала изучались палеотемпературы. Материалы исследования включают керновые образцы из Татарско-Шатрашанской скважины, а также образцы горных пород и палеонтологический материал из обнажений в районе с. Ембулатово и д. Старая Задоровка (юго-запад Татарстана), разреза Городищи (Ульяновская область) и с Кашпирского месторождения горючих сланцев (Самарская область).

Средневолжская промзинская свита сложена переслаиванием мергелей, известковистых глин и битуминозных сланцев, накапливавшихся в условиях чередования аноксических и нормальных

по содержанию кислорода обстановок. На это указывают текстуры биотурбации в тонколаминированном матриксе, насыщенном органическим веществом ($C_{орг}$ варьирует от 10 до 38%). Среди глинистых минералов во всех пробах доминируют смектит и иллит-смектит – продукты выветривания в условиях аридного климата. Стоит отметить, что они также могут быть и продуктами преобразования пеплового материала, следы которого в промзинской свите описывались многими исследователями [3, 2]. Возможно, в ходе седиментации сочетались два механизма накопления этих минералов. На изображениях сланцев, полученных ранее с помощью флуоресцентного микроскопа, видны водоросли семейства *Tasmanaceae* [9], которые, как считают некоторые исследователи [13], были приурочены к тепловодным обстановкам.

Нижнеаптская ульяновская толща, коррелирующая с глобальным аноксическим событием OAE1a и одноимённым гипертермальным событием, сложена битуминозными сланцами с относительно невысоким содержанием $C_{орг}$ (от 2 до 8%). Для этих сланцев характерны равномерное распределение органического вещества, тонкая ламинация и полное отсутствие бентосной фауны и признаков биотурбации. В совокупности с ранее опубликованными данными по содержанию редких металлов [11; 1] это говорит о том, что ульяновская толща накапливалась в условиях устойчивой аноксии и низкой продуктивности. В глинистой компоненте ульяновских сланцев доминируют иллит-смектит и смектит, а на флуоресцентных снимках наблюдаются водоросли семейства *Tasmanaceae* [9], что указывает на седиментацию в весьма тёплых климатических условиях.

Чтобы получить представление об эволюции температур в регионе в юрско–меловое время, нами был проанализирован изотопный состав кислорода в биогенных карбонатах. Объекты, отобранные для изотопного анализа, включали в себя раковины аммонитов, двустворок, гастропод, фораминифер и ростры белемнитов. Предварительно была изучена степень их диагенетического преобразования. Сохранность первичной микроструктуры раковин по результатам электронно-микроскопического анализа оказалась весьма хорошей. Результаты элементного анализа продемонстрировали низкую величину отношения Mg/Ca в кальцитовых раковинах (7 – 15 ммоль/моль, но в двух особях фораминифер >50), что типично для первичного вещества раковин [5]. Низкий уровень диагенетического преобразования подтверждается и отсутствием корреляции между значениями $\delta^{18}O_{carb}$ и $\delta^{13}C_{carb}$ (коэффициент корреляции r = 0,05).

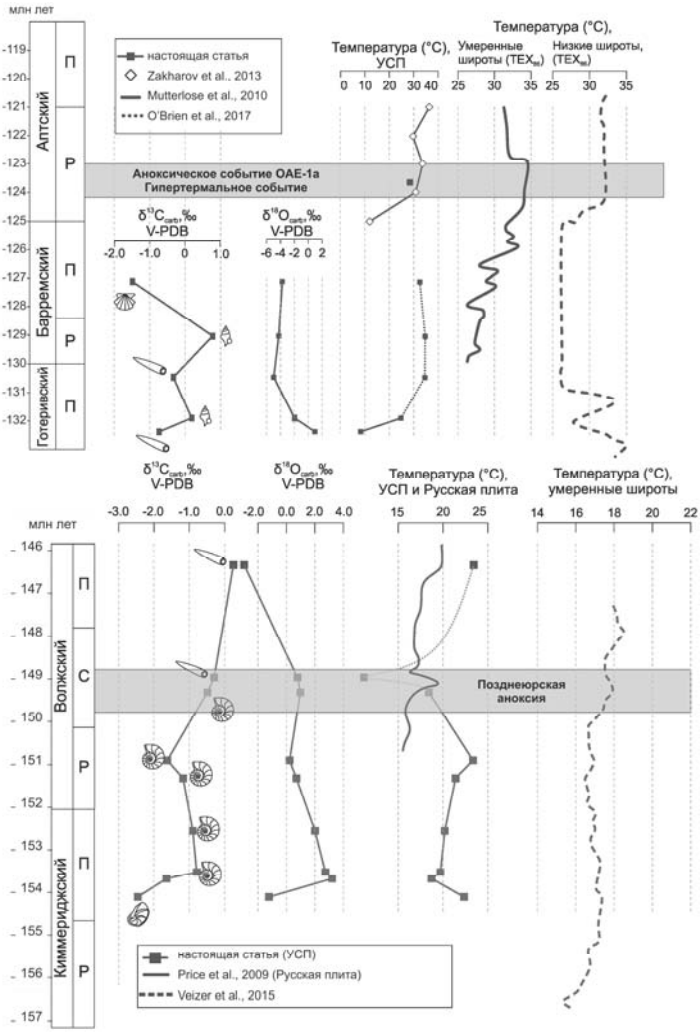


Рис. Вариации $\delta^{13}C_{carb}$ и $\delta^{18}O_{carb}$ в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях Ульяновско-Саратовского прогиба и реконструкции палеотемператур

По результатам изотопно-кислородного анализа были построены палеотемпературные кривые для верхнеюрского и нижнемелового интервалов разреза УСП (рис.). Температуры рассчитывались по

уравнениям, предложенным в [4] и [7] для кальцита и арагонита соответственно. Полученные нами результаты показывают, что в поздней юре в регионе господствовал весьма тёплый климат, с температурами моря от 17 до 23°С. При этом положительного пика температуры во время накопления высокоуглеродистых отложений не наблюдается ни на нашей кривой, ни на кривой Вейзера для умеренных широт северного полушария [15]. Достаточно резкое потепление на ≈4°С прослеживается по данным Прайса по Русской плите [14], но максимальная температура – 20°С – значительно ниже, чем на пике гипертермальных событий. Тем не менее, тёплый климат, поддерживая высокую продуктивность, по всей видимости, был одним из факторов, способствовавших накоплению органического вещества сланцев.

Тренды изменения температуры в раннем мелу отчасти схожи с глобальными, однако в готериве и барреме абсолютные значения по нашим данным превышают глобальные на 5 – 10°С. Возможно, такая разница в температурах связана со спецификой циркуляции в бассейне. Быстрый рост температуры до 30 – 35°С в позднем барреме–раннем апте является отражением раннеаптского гипертермального события. Вероятно, экстремально жаркий климат способствовал усилению речного стока, распреснению поверхностных вод бассейна и плотностной стратификации водной толщи, то есть её разделению на неперемешивающиеся слои, что и стало причиной аноксии и накопления высокоуглеродистых отложений.

Литература:

1. *Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А.* Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 4. – С. 359 – 380.
2. *Никашин К.И., Зорина С.О.* Вулканогенный материал в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты и его источники // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2021. – Том 21, вып. 1. – С. 49 – 57.
3. *Рентгартен Н.В., Кузнецова К.И.* Пирокластический материал в позднеюрских осадках Русской платформы // Доклады Академии наук СССР. – 1967. – Том 173, №6. – С. 1422 – 1425.
4. *Anderson T.F., Arthur M.A.* Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Course 10. – 1983. – P. 1 – 151.

5. *Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements // Journal of Sedimentary Research. – 1980. – Vol. 50 (4). – P. 1219 – 1236.
6. *Foster G.L., Hull P., Lunt D.J., Zachos J.C.* Placing our current "hyperthermal" in context of rapid climate change in our geological past // Philosophical Transactions of the Royal Society A. – 2018. – Vol. 376. – 20170086.
7. *Grossman E.L., Ku T.L.* Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effect // Chemical geology. – 1986. – Vol. 59. – P. 59 – 74.
8. *Hu X., Li. J, Han Z., Li Y.* Two types of hyperthermal events in the Mesozoic-Cenozoic: Environmental impacts, biotic effects, and driving mechanisms // Science China Earth Sciences. – 2020. – Vol. 63. – P. 1041 – 1058.
9. *Maksiuotova L.F.* Benthic foraminifera and sedimentary conditions of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the eastern part of the Russian Platform: Master Thesis. – Kazan Federal University, TU Bergakademie Freiberg, 2018. – 37 p.
10. *Mutterlose J., Malkoc M., Schouten S., Sinnighe Damsté J.S., Foster A.* TEX_{86} and stable $\delta^{18}O$ paleothermometry of early Cretaceous sediments: Implications for belemnite ecology and paleotemperature proxy application // Eathe and Planetary Science Letters. – 2010. – Vol. 298. – P. 286 – 298.
11. *Nikashin K.I.* The Late Jurassic–Early Cretaceous black shales and their host rocks of the northeastern Peri-Tethys basin: sedimentology, geochemistry, and paleoenvironments: Master Thesis. – Kazan Federal University, TU Bergakademie Freiberg, 2021. – 83 p.
12. *O'Brien C.L., Robinson S.A., Pancost R.D., Sinnighe Damsté J.S.* et al. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX_{86} and planktonic foraminiferal oxygen isotopes // Earth-Science Reviews. – 2017. – Vol. 172. – P. 224 – 247.
13. *Parke M., den Hartog-Adams I.* Three species of Halosphaera // Journal of the Marine Biological Assiociation of the United Kingdom. – 1965. – Vol. 45. – Is. 2. – P. 537 – 557.
14. *Price G.D., Rogov M.A.* An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2009. – Vol. 273. – P. 41 – 49.
15. *Veizer J., Prokoph A.* Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans // Earth-Science Reviews. – 2015. – Vol. 146. – P. 92 – 104.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ ФЕНОМЕН ГОРЫ ЯНГАНТАУ В БАШКОРТОСТАНЕ КАК ВЫЗОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКЕ

© 2022 г. В.Н. Никонов

ООО БашГРЭ, г. Уфа. E-mail: nikon-ufa@mail.ru

Феномен горы Янгантау в подножье Уральских гор на северо-востоке Башкортостана известен с далеких времен. Это уникальное природное геотермальное явление впервые научно описано в 1770 г. акад. П.С. Палласом [4]. Из открытых трещин постоянно под-нимались дрожащие на солнце струи пара, к которым невозможно было прикоснуться рукой.

Значения температур пара по наблюдениям до 1933 года колебались в пределах 30–150°С [1]. В конце 1950-х годов температуры поверхностных выходов газов имели зна-чение 40–120°С [6]. С 1980-х годов дебит и температуры газов замеряются регулярно. Средняя температура газов на устьях скважин и каптированной трещины в период 1980–2001 гг. составляла 60–80°С, имеется тенденция к ее понижению со средней скоростью 0,5 градуса в год [6]. А.Н. Дзенс-Литовский в 1930-х годах писал, что зимой на горе Янгантау снег не лежит. Сейчас же снежный покров достаточно развит и на горе.

В недавнее время исследования этого объекта проводили с разных позиций Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (УНЦ РАН) [5] и Институт органической химии УНЦ РАН [2].

Объект расположен на тектоническом сочленении Предуральского краевого прогиба, выполненного отложениями верхнего палеозоя, и Каратауского выступа рифейских отложений. Геодинамическая позиция определила наличие здесь крупноамплитудного долгоживущего разлома – правостороннего сдвига, сопряженного с Каратауским надвигом по контакту толщ рифея и палеозоя. Структурная позиция участка отражена в повышенной трещиноватости пород. Характерны открытые меридиональные и северо-восточные круто падающие трещины, по которым идет аэрация массива и происходит миграция паров.

В геоморфологическом отношении объект представляет собой обрывистый правый борт долины р. Юрюзань, возвышающийся над

рекой на 100 м. В нижней части уступа обнажаются падающие на восток под углами 10–20° темные линзовидно-слоистые массивные и сланцеватые битуминозные мергели янгантауской свиты артинского яруса нижней перми, общая мощность которой (считая её невскрытую склоном часть) до 260 м. Подстилается эта толща конгломератами и песчаниками бальзякской свиты, перекрывается песчаниками, глинистыми сланцами и кремнистыми известняками тандак-ской свиты. В последней на территории курорта описана олистострома, состоящая из блоков известняков с закругленными краями в глинисто-алевритистом матриксе [5]. Известняк серый, неслоистый, плотный; частично замещен доломитом и анкеритом. Размер блоков - от первых десятков сантиметров до 2 м.

На территории горы и близлежащих окрестностей из естественных трещин в недрах и пробуренных скважин происходит устойчивое выделение горячих газов и паров. По химическому составу это преимущественно CO_2 с примесью углеводородов, водорода, тяжелой воды, радона, микроэлементов (Cu, Zn). Известны характеристики битуминозных отложений в разрезе горы Янгантау: теплотворная способность 320–879є, содержание летучих веществ 4,90–0,70%, зольность 65–70%, углерода в органическом веществе 78,35%, водорода 6,34% [1].

Выдвинут ряд версий о причине выделения тепла из-под земли: 1) подземный пожар битуминозных сланцев в результате удара молнии; 2) экзотермическое окисление битуминозных сланцев; 3) химические реакции с выделением тепла (переход закиси железа в окись); 4) тепловой эффект трения горных пород в зонах неотектонических раз-рывных нарушений; 5) эндогенное тепло радиоактивного распада [6].

Наибольшее признание получили взгляды В.В. Штильмарка [7], полагавшего, что тепловая аномалия горы Янгантау обусловлена окислением битумов, с поддержкой реакции неорганическими катализаторами, содержащимися в тех же отложениях. Выделяемое при этом тепло накапливается в недрах горы с образованием очагов разогрева до 380°С. Эта зона находится в основном на уровне 60–80 м от поверхности. Реакция сопровождается поглощением кислорода и увеличением окиси углерода [2].

Состав битумоидов дисперсного органического вещества осадочных пород обычно имеет состав, идентичный нефтям месторождений в данной структурной обстановке [8]. Органические вещества сланцев Янгантау близки к ишимбайской нефти по атом-ному соотношению С:Н [2].

В кровле тёмно окрашенных битуминозных отложений с резким запахом выделяется горизонт «гореликов» – ярких охристо-желто-красно-розовых пород. Для них характерно отсутствие водорода и азота, резкое уменьшение содержания углерода, что свидетельствует о выгорании битуминозных органических веществ, сланцев, в недрах Янгантау. Этот горизонт приурочен к подошве зоны аэрации массива, исчезает в грунтовых водах и сопряжен с геотермальными очагами.

Предположение об ответственности окисления органического вещества за геотермальное явление в целом в значительной степени подтверждается вышеупомянутыми исследованиями Института органической химии УНЦ РАН [2], установившими, что концентраты органических веществ (сухие остатки), выделенные из конденсата пара, представляют собой вязкие вещества желто-коричневого цвета с резким запахом битума. Выполненный в данном институте хромато-масс-спектрометрический анализ остатка, выделенного из конденсата пара скважин 27 и 22, показал, что основными органическими компонентами пара являются фенол и его производные, в меньшей степени алифатические и ароматические карбоновые кислоты. В конденсате пара также встречаются различные типы азотистых (хинолины, бензотиазолы, индолы, карбазолы) и сернистых (бензотиофены, тиофены) соединений, углеводороды нафталиновой и антраценовой конфигурации. Среди летучих органических соединений в конденсате пара также обнаружены толуол, этилбензол, хлорбензол, ксилол, сероуглерод. Все обнаруженные в конденсате пара скважины 22 углеводороды по качественному составу и количественному соотношению соответствуют нефтяным фракциям с температурой кипения 90–400°С.

Уменьшение содержания углерода и отсутствие водорода в образце выжженной породы – «горелика» по сравнению с образцом исходной битуминозной породы, повышенное содержание CO и CO_2 в пробах паронасыщенного газа подтверждает гипотезу термоокислительной деструкции битуминозных сланцев.

Ю.И. Муриновым и др. [2] высказано предположение об участии природных катализаторов в процессе окисления углеводородов. Наличие значительного количества неароматических непредельных соединений (алициклических, циклических и полиеновых), а также водорода в паронасыщенном газе, возможно, обусловлено каталитической дегидрогенизацией предельных соединений в присутствии окислительно-восстановительных катализаторов, которыми могут служить оксиды Fe (III), а также глины и другие природные алюмосиликаты. Карбоновые кислоты также могут быть

продуктами неполной термоокислительной деструкции как высокомолекулярных алканов битуминозных веществ, залегающих in situ, так и углеводородов, подпитывающих природный процесс при восходящей миграции из глубинных залежей.

В районе г. Янгантау известны родники радоновых вод с радиоактивностью, в десятки раз превышающей нормальные фоновые значения [3]. Радоновой миграции рядом исследователей придается значение либо как индикатору глубинных процессов радиоактивного распада, либо как катализатору процесса окисления органики.

Анализируя вышеприведенные факты и их интерпретации, отметим следующее.

1. Обусловленность термального процесса окислением органики в недрах обоснована обширным фактическим материалом. Но почему органическое вещество битуминозных фаций и восходящих углеводородных флюидов, распространенных на всем сопряжении Урала и Предуральского прогиба, создало геотермальный феномен только на Янгантау? Нерешенным остается также принципиальный вопрос – что является тем «спусковым крючком», что запускает этот экзотермический окислительный процесс, возможно, цикличный? Вышеупомянутые удары молний повсеместны, также как и алюмосиликаты глин и гидроксиды железа (III), предполагаемые Ю.И. Муриновым в качестве природных катализаторов. Также и повышенная радононосность паров и некоторых родников Янгантау не является уникальным явлением, присущем только этому району.

2. По прошествии времени остро осознается недостаток знаний о микроэлементном составе битуминозных пород Янгантау. Вышеприведенные исследования Института органической химии УНЦ РАН фиксировали только характерные для нашего региона, повсеместно распространенные элементы Fe, Zn, Cu, Ni, Co. В материалах современной геохимической съемки масштаба 1: 1000 000 район Янгантау расположен в центре крупной аномалии состава Cd-U-Cs-Zn-Pb-Be (материалы ФГУП ИМГРЭ).

3. В этой связи следует обратить особое внимание на один забытый аспект. В материалах В.А. Филиппова за 1966 год есть указание на проявление в битуминозных нижнепермских отложениях Башкирского Приуралья рения. В Чекмагушском районе одна из скважин вскрыла пачку нижнепермских битуминозных известняков, сходных с таковыми на Янгантау. Битуминозная пачка с массовой долей органического вещества от 1,1% до 18% характеризуется повышенным содержанием урана, содержит микроскопический пирит, молибден в количестве 0,01–0,1% и рений 6 г/т [3]. Как известно,

рений представляет собой весьма эффективный промышленный катализатор, используемый в нефтепереработке в процессах дегидрирования и гидрирования. Принципиальное обнаружение хотя бы следовых концентраций этого металла в битуминозных отложениях Янгантау и продуктах их окисления позволило бы по новому взглянуть на генезис уникального геотермального феномена.

Поиск разгадки уникального феномена Янгантау должен базироваться на получении новых геохимических данных, с использованием прецизионных методов анализа вещества на широкий круг компонентов.

Литература:

1. *Дзенс-Литовский А.И.* Гора Янгантау // Изв. Гос. Геогр. О-ва. т. LXVII, вып. 3, 1935.– С. 332–351.
2. *Муринов Ю.И.* Отчет о научно-исследовательской работе по договору № 4/2 с АН РБ. Тема: «Комплексное исследование газогидро-геотермальных явлений и химико-биологическое изучение горы Янгантау и прилегающих территорий». Уфа. Ин-т органической химии УНЦ РАН. – 2001. – 31 с.
3. *Никонов В.Н.* Перспективы Башкортостана на рений // Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление. М. ИМГРЭ, 2011. – С. 118–120.
4. *Паллас П.С.* Путешествия по разным провинциям Российской империи. 4.1. СПб.: Имп. АН, 1773.
5. *Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф.* Отчет за 2001 г по выполнению темы: Изучение газогидро-геотермальных явлений г. Янгантау и прилегающей территории. Уфа, 2001. – Ин-т геологии УНЦ РАН. 18 с.
6. *Хурамшин И.Ш., Харасов Р.М., Коржова Л.Ф.* О происхождении тепловых явлений горы Янгантау // International Forum 2000. – 4-8 Dec. Moscow. – С. 105–106.
7. *Штильмарк В.В.* Экзогенная геотермальная аномалия горы Янгантау в Западном Приуралье//Доклады к собранию Международной Ассоциации гидрогеологов, М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 310–314.

САМОВОЗГОРАНИЕ СЕРНОГО КОЛЧЕДАНА В СИБАЙСКОМ КАРЬЕРЕ

© 2022 г. В.Н. Никонов

ООО БашГРЭ, г. Уфа. E-mail: nikon-ufa@mail.ru

Широко обсуждаемая в российских СМИ ситуация, сложившаяся в карьере отработки Сибайского медноколчеданного месторождения (горение сульфидов, вызвавшее чрезвычайную экологическую ситуацию в г. Сибай), была неизбежной. В этом карьере по добыче медноколчеданной руды (глубина 500 м, добыча открытым способом остановлена в 2011 г.) в его восточном борту остались недоработанными линзы серного колчедана – пирита (FeS_2). Само название – **пирит** (греч. πυρος – огненный) дано в связи с способностью минерала загораться при ударе. Для понимания масштаба событий, происходящих в этом карьере, необходимо дать краткие представления о геологическом строении Сибайского месторождения.

Геологический разрез месторождения образуют (снизу вверх): диабазы, риодациты, шаровые базальты, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы, риолиты, гиалокластиты [2]. Рудные тела – стратиформные залежи сплошных сульфидных руд расположены на контактах толщи риолитов. Основная по запасам руд Ново-Сибайская залежь, ныне отработанная, состояла из 3 мощных линз сплошных сульфидных руд, расположенных одна на другой. Выклинки рудных линз и пластообразные тела на их флангах, расположенные между эффузивными потоками риолитов и прослоями вулканогенно-осадочных пород, падают на восток под углами 35–50°. Центральную часть слагают крупнозернистые пиритовые (серноколчеданные) руды. По восстанию залежи пиритовое ядро было окаймлено халькопирит-пиритовыми рудами, которые к висячему боку переходили в халькопирит-сфалерит-пиритовые. Сульфидизированные околорудные метасоматиты серицит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого состава мощностью от 20 до 300 м слагают лежачий бок рудной залежи. Всего за годы эксплуатации накопленная добыча на Сибайском месторождении составляет 115 млн. т колчеданной руды. По состоянию на 01.01.2010 г. недоработанные балансовые запасы колчеданных руд Сибайского месторождения категорий $C_1 + C_2$ составляли [1]:

Сорт руды	Запасы, тыс. т по категориям		
	C_1	C_2	$C_1 + C_2$
Медные	3255,6	2529,7	5785,3
Медно-цинковые	4826,8	2926,0	7749,8
Серноколчеданные		1551	1551
Всего	8079,4	7006,7	15086,1

К настоящему времени значительная часть названных запасов медных и медно-цинковых руд месторождения отработана, остаточные их запасы дорабатываются в ниспадающем объеме подземными выработками.

Вышеприведенные запасы серноколчеданных руд (примерно 1,5 млн. т) локализованы в восточном борту карьера, именно они и стали причиной чрезвычайной ситуации.

Все рудники, добывающие колчеданные руды, содержащие медь, цинк и другие металлы, считаются пожароопасными. При взрывных работах, обрушении руды в выработках нередки случаи самовозгорания колчедана. При горении пирита наблюдается синевато-красное пламя, выделяется сернистый газ по реакции:

$$4FeS_2 + 7O_2 \longrightarrow 2Fe_2O_3 + 4SO_2$$

Сернистый газ очень токсичный. Это бесцветный газ с резким запахом. Симптомы при отравлении сернистым газом – насморк, кашель, охриплость, сильное першение в горле и своеобразный привкус. При вдыхании сернистого газа более высокой концентрации – удушье, расстройство речи, затруднение глотания, рвота, возможен острый отёк лёгких. При кратковременном вдыхании оказывает сильное раздражающее действие, вызывает кашель и першение в горле. ПДК (предельно допустимая концентрация): в атмосферном воздухе максимально-разовая – 0,5 мг/м³, среднесуточная – 0,05 мг/м³; в помещении (рабочая зона) – 10 мг/м³. Несколько лет назад на Сибайском руднике в силу вышеназванных причин произошел трагический случай – смертельное отравление горнорабочего этим газом.

Будучи много лет бесконтрольным объектом, Сибайский карьер подвергался процессам оползания и обрушения в бортах. Следы таких свежих оползней и обвалов в карьере хорошо видны на панорамных и космофотоснимках в виде ярких полос. Видимо, один из таких оползней или обвалов захватил выход серного колчедана на поверхность в борту с перемещением пирита, и произошло его возгорание с общеизвестными последствиями.

Несомненно, должен существовать проект по консервации этого остановленного карьера. В проектах такого рода всегда прописываются возможные опасные явления и способы и предупреждения. Также несомненно, что в данном случае проект и его решения остались на бумаге.

Ценой больших затрат произведено тушение тлеющего серного колчедана щелочной водно-глинистой пульпой с целью изолировать источник возгорания от контакта с атмосферным воздухом. Как долго потребуется эта процедура, предсказать сложно. Ожидается, что при полном перекрытии выхода серного колчедана глиной процесс его горения и окисления прекратится.

Однако, даже после полного погашения тлеющего серного колчедана в карьере, негативное воздействие пирита на окружающую среду и селитебную зону в городе Сибае полностью не исчезнет. Весьма значительная масса пирита и других сульфидов (в том числе промышленно ценных, содержащих медь, цинк, золото и другие металлы), ранее локализованная в мощной зоне околорудных метасоматитов, рассеяна в гигантском отвале вскрыши Сибайского рудника, возвышающемся в виде рукотворного горного хребта над городом. Поскольку сплошной сульфидной массы в отвале нет, и смещениям она там не подвергается, горение в отвале не происходит. Тем не менее, окисление сульфидов, хотя и медленное, всё равно происходит, с выделением в атмосферу того же сернистого газа, а с подотвальными водами в окружающую среду уходят потоки сернистой кислоты, в которой растворены ионы тяжелых металлов.

Аналогичные процессы происходят в старом и новом хвостохранилищах Сибайской обогатительной фабрики, где складированы «хвосты» – отходы флотационного обогащения, состоящие большей частью из пирита в количестве более 45 млн т.

Между тем уже более 20 лет предлагаются различные решения по переработке отвалов и хвостов Сибайского ГОКа.

В отвалах вскрыши Сибайского месторождения имеются участки компактного складирования сульфидизированных метасоматитов, по сути – бедных медных руд, причем содержание меди и других ценных металлов (прежде всего золота) в них сопоставимо с таковым на разрабатываемых ныне в соседней Челябинской области Михеевском и Томинском месторождениях меднопорфировых руд. Такие руды эффективно обогатимы обычной флотацией, простота и легкость обогащения компенсирует невысокое содержание металлов. По сути, значительный объем отвала вскрыши здесь представляет собой техногенное месторождение.

В отношении существенно пиритовых «хвостов» обогащения, «упорных» для обычных способов вторичной переработки, имеются опыты эффективной переработки методами механохимической активации при сверхтонком измельчении в планетарных мельницах с обособлением новообразованных минеральных фаз: элементной серы и магнетита - востребованных промышленных минералов.

Очевидна назревшая актуальность решения таких задач, как в плане экологической безопасности, так и в плане обеспечения минеральным сырьем Сибайской обогатительной фабрики и горно-обогатительного комбината в целом.

Литература:

1. *Белан Л.Н., Никонов В.Н., Фаррахов Е.Г., Вольфсон И.Ф.* Изучение техногенных месторождений как способ воспроизводства минерально-сырьевой базы старых горнорудных районов на примере Башкирского Урала. / Перспективы создания новых горнорудных районов в европейской части России и на Урале. М.-лы научно-практической конференции. – М. ФГУП ВИМС. 2012б. – С. 45–49.
2. *Серавкин И.Б.* Сибайское медноколчеданное месторождение. Изд-во «Башкирская энциклопедия». – Т. V. – 2009. – С. 495.

СОСТАВ ПЕРОВСКИТОВ ИЗ АЙЛЛИКИТОВ ЗИМИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2022 г. Я.Н. Нугуманова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск. E-mail: nugumanovayn@igm.nsc.ru

Перовскит – распространенный акцессорный минерал основной массы кимберлитов и ультраосновных лампрофиров. Перовскит из кимберлитоподобных пород приближается к идеальной формуле $CaTiO_3$ и обычно содержит до 7 масс. % примесей, таких как Na, Nb, Ce. Перовскит кристаллизуется при 800–600°C и 1–5 Кбар почти одновременно с магнезио-ульвошпинель магнетитом и формируется до развития ободка атоллов на этих шпинелях [1]. С целью определения возможности использования перовскита для классификации и для датирования ультраосновных лампрофиров мы изучили состав перовскитов из основной массы айлликитов зиминского комплекса (Большетагнинский массив).

Изученные ультраосновные лампрофиры Большетагнинского массива обладают неравномернозернистой структурой, массивной текстурой. Состоят из макрокристов оливина (0,25–1,5 мм) и полностью раскристаллизованной мелкозернистой основной массы. Оливин полностью замещается серпентином. Основная масса представлена гранатом (20 обр. %), перовскитом (до 10 обр. %), апатитом (до 10 обр. %), шпинелидами (до 5%), чешуйками хлоритизированного флогопита (до 10 обр. %), серпентином и кальцитом. Также встречаются единичные зерна рутила, титанита, куратита, сидерита. Обычно кристаллы перовскитов захвачены гранатом, апатитом и серпентином.

Перовскит из ультраосновных лампрофиров Большетагнинского массива представлен зональными кристаллами. Размер зерен варьирует в пределах 20–50 мкм (рис. 1). Ядра изученных перовскитов имеют более высокое содержание РЗЭ (0,65–1,72 масс. %) и низкое SrO (0,02–0,26 масс. %) относительно краев зерен с содержанием РЗЭ 0,03–0,53 масс. % и SrO – 0,30–0,40 масс. % (рис. 2). Изученные перовскиты обеднены Fe_2O_3 (до 1,5 масс. %).

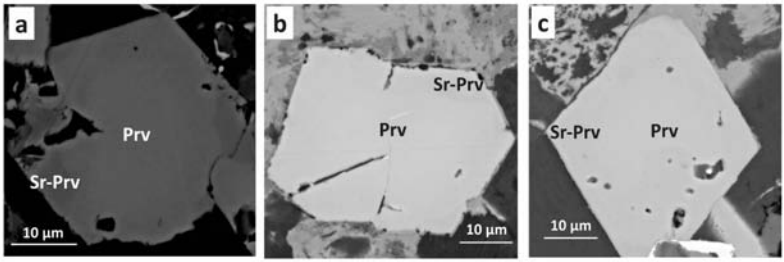


Рис. 1. BSE-изображения перовскитов из айлликитов Большетагнинского массива

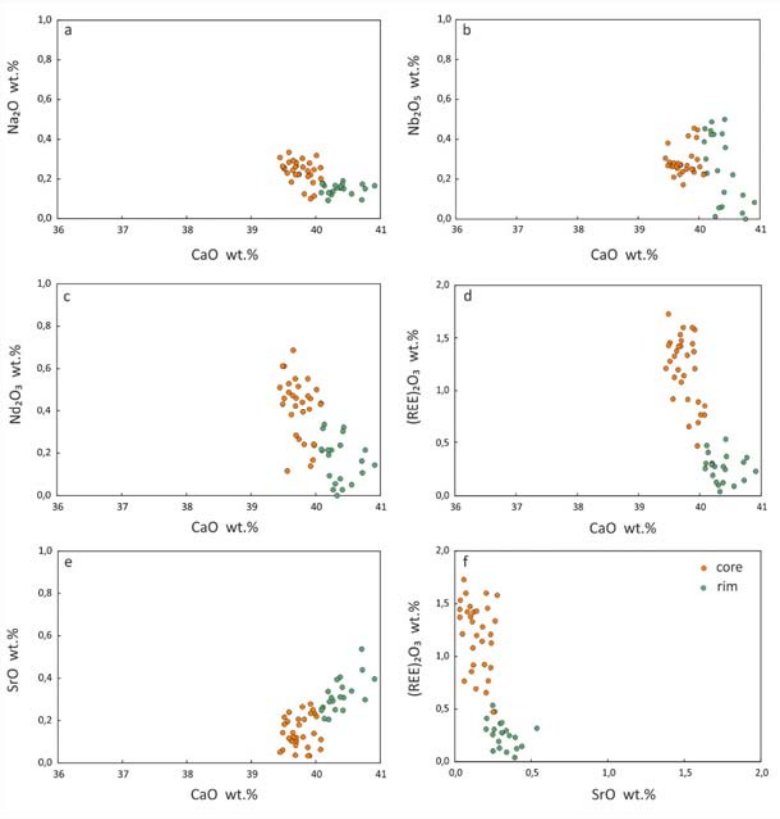


Рис. 2. Диаграммы составов перовскитов для айлликитов Большетагнинского массива

Mitchell & Chakhmouradian 2000 предположили, что низкое содержание Sr в перовскитах указывает на то, что Sr концентрируется в карбонатах. Их вывод подтверждается наличием высоко стронциевых перовскитов (до 6,5 масс. %) в лампроитах, в которых нет первичных карбонатных фаз. Также они отмечают, что перовскиты из кимберлитов и родственных пород бедны Fe, поскольку Fe находится в структуре перовскита в трехвалентной форме. Низкое содержание Fe в перовските указывает на низкую $f(O_2)$ во время осаждения минералов основной массы и незначительным загрязнением кимберлитовой магмы окисленным коровым материалом.

Mitchell, 1995 отметил, что перовскит из оранжеитов имеет высокое содержание РЗЭ (до 10 масс. %) и Sr (до 3 масс. %), а минерал кимберлитов характеризуется несколько более низкой концентрацией РЗЭ (до 6 масс. %) и Sr (до 1 масс. %.) Автор отмечает, что в лампроитах перовскит не является минералом основной массы, встречается только в виде включений в оливинах и по составу схож с минералом оранжеитов. В айлликитах перовскит характеризуется относительно низким содержанием SrO (до 0,5 масс. %) и РЗЭ (до 3 масс. %) [3, 4].

Содержание РЗЭ и SrO в изученных перовскитах из айлликитов Большетагнинского массива отличается от такового в минерале кимберлитов,оранжеитов и лампроитов. Присутствие первичного карбоната является важным при классификации кимберлитов и родственных пород. В основной массе изученных пород первичный карбонат присутствует, что подтверждается низким содержанием SrO в перовските.

Как описывалось выше, все изученные зерна перовскитов зональные. Зональность не ступенчатая, границы между зонами имеют неровную, волнистую форму. Поэтому, мы считаем, что зональность могла возникнуть при взаимодействии закристаллизованных зерен перовскита с постмагматической/гидротермальной жидкостью.

Таким образом, перовскит в айлликитах Большетагнинского массива имеет низкое содержание РЗЭ и SrO, что отличает его состав от состава перовскитов других кимберлитоподобных пород. Присутствие неоднородной зональности затрудняет использование перовскитов для датирования данных пород.

Исследования проводились за счет средств гранта РНФ 19-17-10004

Литература:

1. *Chakhmouradian, A. R., Mitchell, R. H.* Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites. Canadian Mineralogist 38, 2000. – P. 975–994.
2. *Mitchell RH Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks.* Springer Science and Business Media, New York, 1995.
3. *Tappe Sebastian, Jenner George A., Foley Stephen F., Heaman Larry, Besserer Dean, Kjarsgaard Bruce A., Ryan Bruce.* Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. Lithos. – Volume 76, Issues 1–4. 2004. P. 491-518.
4. *Каргин А. В., Голубева Ю. Ю., Демонтерова Е. И., Ковальчук Е. В.* Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия. Петрология. 2017. – Т. 25, № 6. – С. 547–580.

ЛЕРЦОЛИТОВЫЙ МАССИВ СЕВЕРНЫЙ КРАКА КАК ЛАБОРАТОРИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛАВНЫХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2022 г. Д.Е. Савельев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru

Введение

Ультрамафитовые офиолитовые массивы Крака представляют собой крупный фрагмент верхней мантии геологического прошлого (площадь около 900 кв. км), претерпевший различную степень трансформации как в мантийных, так и в коровых условиях. Значительная часть площади комплекса занята породами, в значительной степени подверженными низкотемпературным изменениям в верхних горизонтах земной коры и, главным образом, петельчатой серпентинизации. Вместе с тем, массив Северный Крака, особенно в северной части [4], представлен свежими лерцолитами, слабо затронутыми процессами водного метаморфизма. Массив представляет собой крупное (площадь 300 кв.км), почти изометричное в плане тело, сложенное преимущественно лерцолитами, в которых нашли широкое отражение все основные мантийные процессы: пластическая деформация, частичное плавление, перколяция расплавов (флюидов). Целью данного сообщения является описание структурно-вещественных проявлений этих процессов и обоснование уникальности массива в качестве «полевой верхне-мантийной лаборатории».

Результаты исследований и их обсуждение

Массив Северный Крака расположен в 30 км южнее г.Белорецк на территории одноименного района Республики Башкортостан. На геологических картах он представлен в виде почти правильного круга с диаметром 15 км. Массив характеризуется довоьно простым строением: центральная часть представлена преимущественно лерцолитами (оливин – 65–70%, ортопироксен – 10–25%, клинопироксен – 5–10%, шпинелид 0,5–3%), среди которых встречаются участки гарцбургитов, а также полосовидные, линзовидные либо столбообразные тела дунитов, которые очень редко вмещают скопления хромититов с запасами до 1000 тонн

(месторождения Шигаевские, Верхне-Сарангинское, Рудная гора и другие).

Большая часть изученных лерцолитов представлена «шпинелевой фацией», где единственным акцессорным минералом является хромшпинелид переменного состава. Среди них отмечаются участки, сложенные «шпинель-плагиоклазовыми» разновидностями лерцолитов, в которых наряду с хромшпинелидом и в тесной ассоциации с ним встречается плагиоклаз или продукты его замещения. Среди ультрамафитов внутренней части массива отмечаются дайки мафических пород, состав которых обычно соответствует габбро. Кроме того, нами выявлены зоны милонитизации, в пределах которых лерцолиты подвержены интенсивной пластической деформации с образованием ультраосновных милонитов – пород, состоящих из чечевицеобразных зерен орто- и клинопироксена, окруженных мелкозернистой массой тех же минералов, шпинелида и преобладающего оливина.

Краевая часть массива представлена полностью серпентинизированными ультрамафитами (серпентинитами), подверженными низкотемпературным тектоническим преобразованиям (меланж). В серпентинитах часто обнаруживаются блоки гидротермально-измененных осадочных, вулканогенных пород, габброидов. Специфическими образованиями меланжевых зон являются родингиты, образование которых также связано с гидротермальным изменением разнообразных по составу пород верхних частей разреза офиолитовых комплексов [1, 2].

Нами были предпринято полевое изучение лерцолитов: несколько пересечений массива с отбором около 200 образцов. В камеральный период были изготовлены препараты и проведено их изучение комплексом методов, включая петрографический, электронно-микроскопический, микрозондовое определение состава минералов, изучение валового химического состава пород, термический и рентгено-фазовый анализ. По данным изучения состава минералов были рассчитаны значения различных термодинамических параметров кристаллизации лерцолитов (давление, температура, фугитивность кислорода). Для этой цели использовались различные версии геотермометров, геобарометров и оксибарометров, описанные в работах [8, 9, 10, 12, 15]. Получены следующие значения: P=4–18 кбар, T = 600–1000°C по оливин-шпинелевым и T= 800–1200°C по двупироксеновым геотермометрам, вариация значений фугитивности кислорода составила –3 ... +1.5 $\Delta\log fO_2$(FMQ).

Пластическая деформация верхнемантийного этапа становления лерцолитов неоднократно описана в литературе и наших предыдущих работах [3, 13, 14]. Она выражена в облачном погасании оливина и пироксенов, формировании полос деформации и кинк-бандов в крупных деформированных кристаллах (порфирокластах). Деформация сопровождается динамической рекристаллизацией с формированием зон необластов по периферии крупных зерен, реже – внутри кристаллов вдоль наиболее апряженных направлений, образованием ламелей паргасита и диопсида в ортопироксене, которые часто бывают изогнуты.

Частичное плавление лерцолитов постулируется в большинстве моделей мантийной петрологии [2, 7, 11]. Непосредственно «увидеть» этот процесс в породах петрографическими методами практически невозможно. Однако его проявление может быть диагностировано косвенно по следам просачивающихся продуктов плавления, которые кристаллизуются в виде новых минеральных фаз.

Перколяция частичных расплавов сквозь рестит диагностирована во многих образцах в виде рассеянных в породе мелких ксеноморфных зерен диопсида и паргасита, «смачивающих» зерна минералов «реститового парагенезиса» – оливин, энстатит. Переходная стадия от перколяции к формированию «карманов расплава» фиксируется локализацией таких ксеноморфных выделений относительно легкоплавких минералов в виде цепочек, полос, линз.

*Деформационно-индуцированный распа*д ортопироксенов, реже – клинопирокснов, очень широко проявлен и четко фиксируется в ходе комплексного петрографического и электронно-микроскопического изучения пород. Впервые данный процесс был обоснован в наших работах на примере свежих лерцолитов восточной части массива Средний Крака [5] и затем диагностирован во многих участках распространения слабо серпентинизированных ультрамафитов [3, 6, 13, 14]. Однако настолько широкого проявления микроструктур, связанных с деформацией и разложением пироксенов, как в центральной и северной частях массива Северный Крака, нигде более нами не наблюдалось. Многочисленные РЭМ-исследования, комплексированные с ЭДС-определением состава деформированных зерен и необластов, а также поэлементное картирование данных участков позволило сделать однозначный вывод: деформация крупных зерен пироксенов и связанная с ней рекристаллизация ведут к формированию структур типа «ядро-мантия», а мантия сложена мелкозернистым агрегатом предельно истощенных примесями необластов оливина, диопсида, паргасита, энстатита-2 и шпинелида. В

дальнейшем диопсид и паргасит могут перейти в частичный расплав, а остальные минералы остаются в рестите (гарцбургитовый парагенезис).

Выводы

Проведенные исследования позволяют предполагать, что ультрамафиты массива Северный Крака представляют собой хорошо сохранившийся фрагмент слабо деплетированной верхней мантии под рифтогенной структурой палео-Уральского бассейна. В петрографическом облике и минералого-геохимическом составе лерцолитов отражены все главные мантийные процессы – пластическая деформация, частичное плавление, перколяция расплавов, что позволяет рассматривать данный офиолитовый разрез как уникальный геологический объект – своеобразную петрологическую «лабораторию верхней мантии» Южно-Уральского сегмента подвижного пояса.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках темы Госзадания Минобрнауки РФ (№FMRS-2022-0011) и поддержаны РНФ (грант №22-17-00019)

Литература:

1. *Колман Р.Г.* Офиолиты. – М.: Мир. – 1979. – 262 с.
2. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра. – 1981. – 585 с.
3. *Савельев Д.Е.* Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. – Уфа: Башк. энцик., 2018. – 304 с.
4. *Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А.* Лерцолиты Азнагуловской площади: состав и P-T-fO2 условия образования // Вестник АНРБ, 2021. – Т. 40. –№ 3(103). – С. 15–25. DOI: 10.24412/1728-5283-2021-3-15-25
5. *Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И.* О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады академии наук, 2017. – Т. 476. – № 2. – С.200–204.
6. *Савельев Д.Е., Сергеев С.Н.* Энстатит офиолитовых перидотитов: пластическая деформация и связанные с ней геохимические изменения // Минералогия, 2018. – № 1(6). – С. 68–84.
7. *Anderson D.L.* Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications, 1989. – 379 p.

8. *Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxydation state of the upper mantle // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1991, vol. 107, pp. 27–40.
9. *Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology, 1990, vol. 31, pp. 1353–1378.
10. *Fabries J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1979, vol. 6, pp. 329–336.
11. *Green D.H., Falloon T.J.* Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression. In: Jackson, I. (Ed.), The Earth's mantle composition, structure and evolution 7. Cambridge University Press, Cambridge, 1998, pp. 311–378.
12. *Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008, vol. 69, pp. 61–120.
13. *Saveliev D.E.* Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // Mineralium Deposita, 2021, 56(6), pp. 1111–1132. doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5)
14. *Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V.* Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia). Mineralogy and Petrology, 2021, 115(4), pp. 411–430. doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w
15. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1977, vol.62, pp.129–139.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ В ИССЛЕДОВАНИИ СРЕДНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТОВ

© 2022 г. Сагдеева Н.С.

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: sag-nyrija@mail.ru

Нередко объекты исследования содержат минимальное количество фактических данных. В таком случае, для получения дополнительных сведений, помимо описательных и петрографических методов, необходимо использовать дополнительные методы исследования горных пород.

Метод растровой (сканирующей) электронной микроскопии (СЭМ) позволяет определить структуру, границу и характер распределения зерен в осадочных породах. Сопоставление полученных с помощью СЭМ изображений пород с первичным макро- и микро описанием отложений позволяет уточнить условия осадконакопления.

Среднепермские (биармийские) отложения карбонатного состава в пределах Фёдоровско-Стерлибашевского вала Южного Предуралья характеризуются малыми мощностями среди пестроцветных терригенных толщ и низкой степенью изученности [1, 2, 4].

Осуществлено изучение ряда разрезов среднепермского возраста терригенного состава с небольшими прослоями карбонатов [7]. Мощности карбонатных слоёв варьируют от 0,5 до 2 метров.

Разрез в стенке Кузьминовского известнякового карьера представлен ритмичным чередованием обломочных терригенных и карбонатных пород. Карбонатная часть – переслаивание серой и светло-серой разностей трещиноватого и массивного известняка небольших мощностей. Описание разреза получено по результатам полевых работ в 2021 г.

Микроскопически известняк представляет собой вакстоун биокластовый (рис.1, 1.2). Биокласты – преимущественно реликты раковин остракод и пелоидальные комочки в микритовом цементе. Поры и пустоты залечены спаритом [8]. Характерная черта микритового цемента – слоистое чередование светлой и темной разности, что совместно с остальными литологическими признаками указывает на микробиальную природу карбонатного прослоя. Для подтверждения или опровержения данного предположения, проведено исследование образцов карбонатных пород при помощи СЭМ. На снимках удалось зафиксировать следы жизнедеятельности и реликты

бактерий (рис.1. 3–4). Поверхность породы состоит из нитевидных форм бактерий, переплетенных между собой среди микритового цемента. Микрит совмещен с органическим гелем, образуемым бактериальным сообществом. Карбонатные зерна подвергаются воздействию микроорганизмов, которые формируют «сотоподобные образования» (рис. 1.4) – морщинистую поверхность с микроканалами и светлыми карбонатными кристаллами. Такие органические гели совместно с микритом соединяют отдельные частицы карбоната, стабилизируют осадок и поддерживают структуру [5].

Микробиалиты являются индикаторами морской литоральной обстановки осадконакопления [9]. Согласно истории геологического развития Уральской складчатой системы, в раннепермское время происходила тенденция смещения берега моря к востоку, в сторону воздымающегося Уральского орогена [6]. В казанское время пермский седиментационный бассейн представлял собой двойную седиментационную систему – морскую в западной части и типично молассовую (континентальную) – в восточной. Позднее эти поля соединились в единый седиментационный бассейн с континентальным типом осадкообразования на востоке и морским – на западе [3].

Циклическое нарушение горообразованием соотношения денудационных и седиментационных процессов предопределило ритмичность строения среднепермской толщи [1, 4]. То есть, ритмичность строения и небольшие мощности прослоев разреза Кузьминовского известнякового карьера объясняются циклическими тектоническими колебаниями в среднепермское время, что вызывало перемену обстановок осадконакопления на рассматриваемой территории.

Таким образом, уточненная с помощью СЭМ микробиальная природа биокластового карбонатного прослоя небольшой мощности среди терригенных среднепермских отложений в пределах Фёдоровско-Стерлибашевского вала, позволяет предположить кратковременное установление морской литоральной обстановки с низкой степенью активности гидродинамики на этой территории.

Работа выполнена в рамках гранта РБ НОЦ-ГМУ-2021 и гранта Президента РФ № МК-857.2021.1.5.

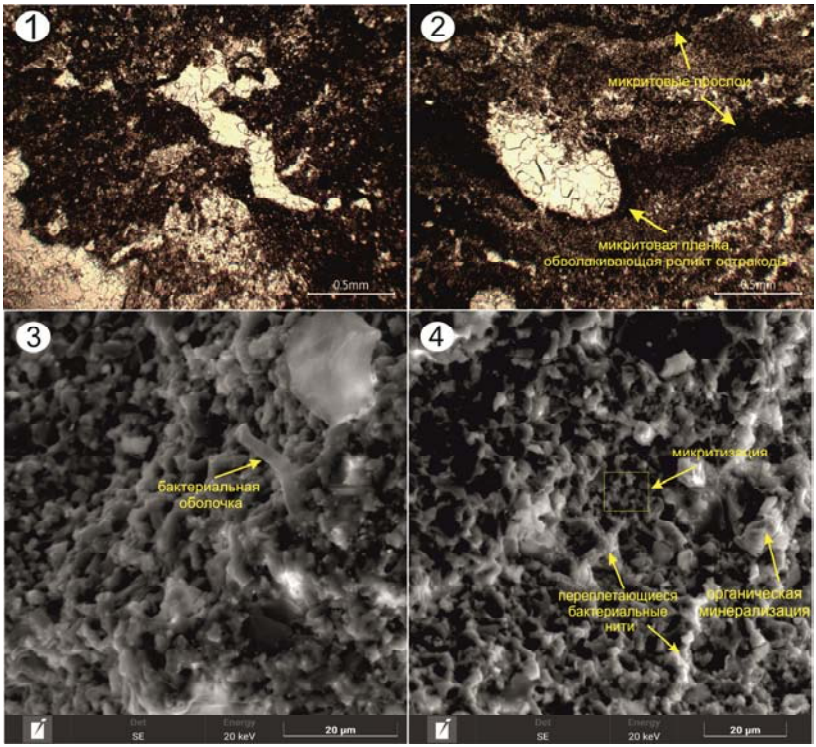


Рис. 1. Изображения фрагментов образцов карбоната из разреза Кузьминовского карьера, выполненные с помощью поляризационного микроскопа (1-2) и СЭМ (3-4)

1 – Спаритовое заполнение пустот в микритовом известняке; 2 – Микритовые прослои, на поверхности одного из которых лежит реликт остракоды. Наблюдается процесс биоэрозии – разрушение поверхности раковины вследствие бактериальной деятельности; 3 и 4 – Снимки, выполненные с помощью СЭМ, где наблюдаются признаки бактериальной деятельности: единичная бактериальная оболочка и скопление переплетающихся нитей; микритизированная «сотоподобная» поверхность, образованная в результате разрушения карбонатных зерен бактериями; Наблюдается переработанный микроорганизмами осадочный материал – органическая минерализация

Литература:

1. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 125–166.
2. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области – Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997 – С. 34–39.
3. *Игнатьев В.И.* Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. – 256 с.
4. *Игнатьев В.*И. Эволюция представлений о геологии казанского яруса Русской платформы. Казань: Из-во КГУ, 1977. – С. 220–231.
5. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. *Научное издание. М.М. Астафьева, Л.М. Герасименко, А.Р. Гептнер и др. / Научные редакторы Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т.* – М.: ПИН РАН, 2011. – 172 с., 71 фототаблица.
6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
7. *Рахимов И.*Р., *Савельев Д.Е., Холоднов В.В., Замятин Д.А.* Уникальная сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. –Т. 62, № 6. – С. 568–573
8. *Dunham, R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: Ham, W.E. (ed.): Classification of carbonate rocks. A symposium. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1. – 1962. P. 108–171.
9. *Flügel, E.* Microfacies of carbonate rocks, Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. – 2004 – 976 pp.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ МИКРОБИАЛИТОВ ЗАЛИВА ШАРК, АВСТРАЛИИ И ДЕВОНСКИХ МИКРОБИАЛИТОВ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

© 2022 г. Н.С. Сагдеева

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: sag-nyrija@mail.ru

Микробиалиты – это горная порода или донные осадочные отложения, образованные в результате деятельности бактерий. Микробиалиты являются древнейшими геологическими образованиями на планете. Они берут свое начало в протерозое и существуют до настоящего времени. Интерес к изучению микробиальных образований долгое время, в основном проявляли геологи, занимающиеся изучением протерозойских отложений, но постепенно, накапливались сведения о находках микробиалитов в фанерозое. В настоящее время под эгидой ЮНЕСКО проводятся исследования современных карибских рифов Атлантики и рифов западной части Тихого океана, включая Большой Барьерный риф [4].

Рядом исследователей установлено, что на протяжении истории геологического развития планеты выделяется несколько циклов развития и вымирания рифогенных систем, где первыми рифостроителями являлись микробиалиты [1].

В палеозойских карбонатных отложениях нередко фиксируются реликты микробиалитов. Они представляют собой тонкие микритовые слойки, переслаивающиеся со светлым тонкозернистым карбонатных материалом. Их наличие в отложениях, является индикатором мелководной обстановки. В свою очередь, мелководные обстановки карбонатного осадконакопления делятся на ряд зон [3].

Принцип актуализма является основным в реконструкции условий осадконакоплений древних отложений. В рамках настоящей работы его можно сформулировать так: «Особенности современные обстановок осадконакопления и особенности развития жизни в них действительны для обстановок осадконакопления прошлого».

Цель исследования: Применение результатов исследования современных моделей развития микробиальных систем для уточнения реконструкции древних мелководных обстановок.

О существовании строматолитов в пределах Австралии, в бассейне Хамелин залива Шарк известно с 1950-х годов [6]. На основе

изучения этих образований, были получены практически все сведения об особенностях морфологии, внутреннего строения, микробиалитов. [5]. Установлена их бактериальная природа [2] Геонаучная съемка, проведенная в бассейне Хамелин в восточном заливе Шарк, в течение 2008–2011 годов с использованием дистанционного зондирования, подводного видео и картографирования полос, позволила построить карты органических субстратов и отложений с привязкой от верхней к нижней литорали с географической привязкой, тем самым определяя широко распространенный характер и отличительный характер микробиалитов в зависимости от обстановки осадконакоплений [4].

Общая морфология побережья бассейна Хамелин может быть разделена на три различных типа: континентальный склон, рамп и лагуна [5, 4]. Установлено, что колебательная энергия приливов и волн контролирует количество частиц карбоната, доступных для осаждения и захвата микробами, которые создают слоистые или неслоистые образования (рис.). Высокоэнергетическая вода вблизи гладких и коллоформных областей богата мелкими частицами карбоната, которые после штормов медленно осаждаются, обеспечивая микробные сообщества достаточным количеством материала для создания слоистых тканей. Более глубокие воды обеднены мелкими частицами карбоната и микробные сообщества стабилизируют осадок, вызывая осаждение карбонатов и улавливая мелкие зерна. Крупные частицы, такие как раковины и фрагменты двустворчатых моллюсков, биокласты и ооиды, широко доступны и поступают в основном во время штормов.

В разрезе скважины известняков фаменского возраста Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП) отмечаются четкие микробиальные прослои слоистой, комковатой и столбчатой формы (рис.). Наблюдается плавный переход от известняков серых, тонкозернистых, массивных, мелкофенестровых с редкими маломощными тонкослоистыми микробиалитами к известнякам коричневато-серым мелкозернистым, фенестровым, мелкобиокластовым онколитовым и заканчивается разрез четкими столбчатыми формами микробиалитов.

Различия морфологии и внутреннего строения микробиалитов нижней литорали отражают малейшие изменения условий осадконакопления: глубину субстрата, обильность осадков, степень волновой активности, активность приливно-отливной деятельности, стабильность уровня моря. Согласно комплексу литологических сведений об объекте и обозначенной типологии микробиалитов верхнефаменских отложений ВОСП условия осадконакопления

происходили в мелководных условиях нижней литорали с кратковременной тенденцией на обмеление и последующего понижения уровня моря.

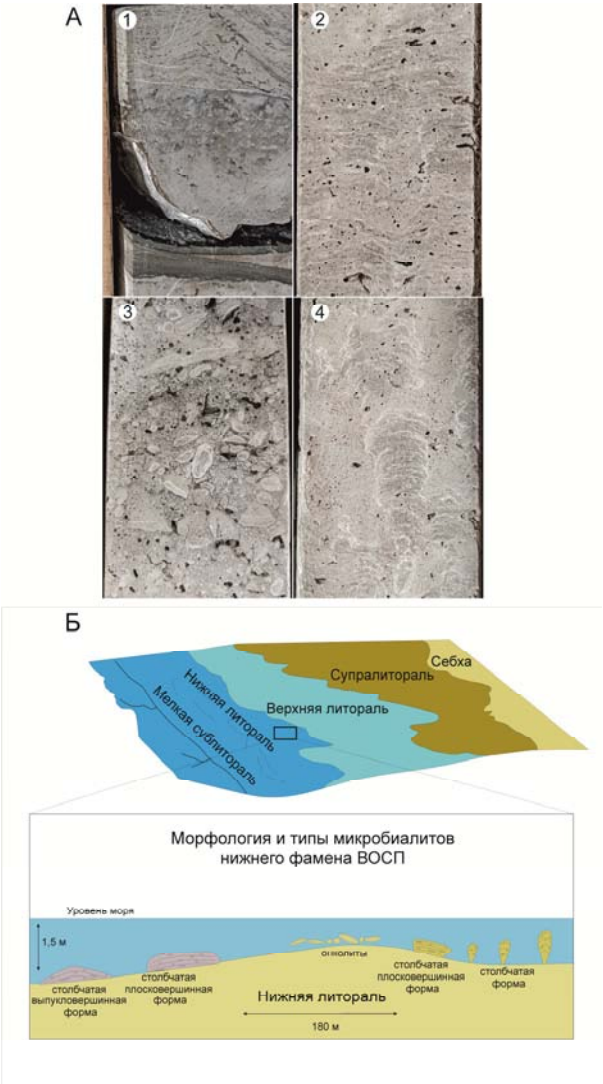


Рис. Морфология и типы микробиалитов нижнего фамена ВОСП

Условные обозначения к рис.: А. Типы микробиалитов ВОСП. 1. Столбчатая выпукловершинная форма; 2.Столбчатая плосковершинная форма; 3. Онколиты; 4. Столбчатая форма. **Б.** Зональное положение мелководной обстановки распространения микробиалитов

Разная морфология микробиалитов обусловлена особенностями процессами, такими как захват, связывание, осаждение карбонатного материала, содержание органического вещества, количество и тип поступающих отложений, наличия пустот, наличие реликтов скелетов, биотурбации.

Таким образом, согласно принципу актуализма, детальные сведения модели карбонатного осадконакопления и распространения микробиальных систем голоценовых отложений залива Шарк, дают возможность детализировать обстановку карбонатного осадконакопления фаменских отложений ВОСП.

Литература:

1. *Заварзин Г.А., Рожнов С.В.* Рифы в эволюции гео-биологических систем. Постановка проблемы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Отв. ред. С.В. Рожнов. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом». Москва, ПИН РАН, 2011. – С. 4–25. (Сер. Геобиологические процессы в прошлом)
2. *Burns, B.P., Goh, F., Allen, M., Neilan, B.A.*,. Microbial diversity of extant stromatolites in the hypersaline marine environment of Shark Bay, Australia. Environmental. Microbiology. – 2004. – 6. – P. 1096–1101.
3. *Flügel, E.* Microfacies of carbonate rocks, Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. – 2004. – 976 p.
4. *Hoffman, P.*, 1976. In: Walter, M.R. (Ed.), Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. : Developments in Sedimentology, Stromatolites, 20. Elsevier. – P. 261–272.
5. *Jahnert, Collins* Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Marine Geology. – 2012 – V. 303–306 – P. 115–136.
6. *Logan, B.W., Hoffman, P., Gebelein, C.D.* Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures, Hamelin Pool, Western Australia. AAPG Memoir 22. – 1974a. – P. 140–194.
7. *Playford, P.E., Cockbain, A.E.* In: Walter, M.R. (Ed.), Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia: Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, 1976. – P. 389–411.

КОМПЛЕКС ФАМЕНСКИХ ОСТРАКОД ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ (МАТЕРИАЛЫ БУРЕНИЯ)

© 2022 г. Р.Е. Семенов, Н.Н. Кочетова

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: semikromik97@yandex.ru

Для стратиграфического расчленения девонских мелководных отложений широко применяется изучение микрофаунистических остатков, в первую очередь фораминифер и конодонтов. Фораминиферы встречаются в шельфовых отложениях, а конодонты, преимущественно, в глубоководных [1]. Третья важная группа фауны, которая также может помочь с расчленением разреза, встречается совместно с двумя другими – это остракоды, или ракушковые рачки. В ископаемом виде они сохраняются в виде целых раковин или отдельных створок [2]. Материалом для проведенного исследования стали образцы керна из трех нефтепоисковых скважин, пробуренных ООО «Газпромнефть-Оренбург» в западной части Оренбургской области на Восточно-Оренбургском сводовом поднятии (ВОСП). Скважины расположены на Новозаринском и Уранском лицензионных участках ООО «Газпромнефть-Оренбург». Один из образцов керна происходит из Новозаринского месторождения (скв. 80, гл. 2804,9 м), а два – из Уранской площади (скв. 9, гл. 2829,9 м и скв. 32, гл. 2728,05 м). Несмотря на разные глубины и места отбора кернового материала (рис. 1), макроскопически все образцы представлены светло-серым тонкозернистым плотным известняком.

Методика работ. Образцы скважинного материала были раздроблены на щековой дробилке. После просеивания полученной массы обломков на сите, отделения фракции размерностью менее 3 мм и ее промывки от пыли, обнаруженные раковины остракод автор отобрал под бинокулярным микроскопом. На следующем этапе исследования были проведены таксономические определения найденных экземпляров.

Результаты. В скважине Уранская 9 встречены немногочисленные остракоды плохой сохранности, основная часть из которых представлена неопределимыми обломками в породе. Тем не менее при таксономическом определении своей характерной скульптурой поверхности раковины отличается *Entomozoe* (*Nehdentomis*) *accurata*, а необычно вытянутой формой - *Bairdiacypris*

aff. *vaga*[3]. Длинный и прямой спинной край (место прижизненного сочленения створок) характерен для *Chamishaella*[3]. Таксономические определения экземпляров из керна скважины Уранская 9 позволили установить возраст этих отложений – заволжский надгоризонт фаменского яруса (рис. 2).

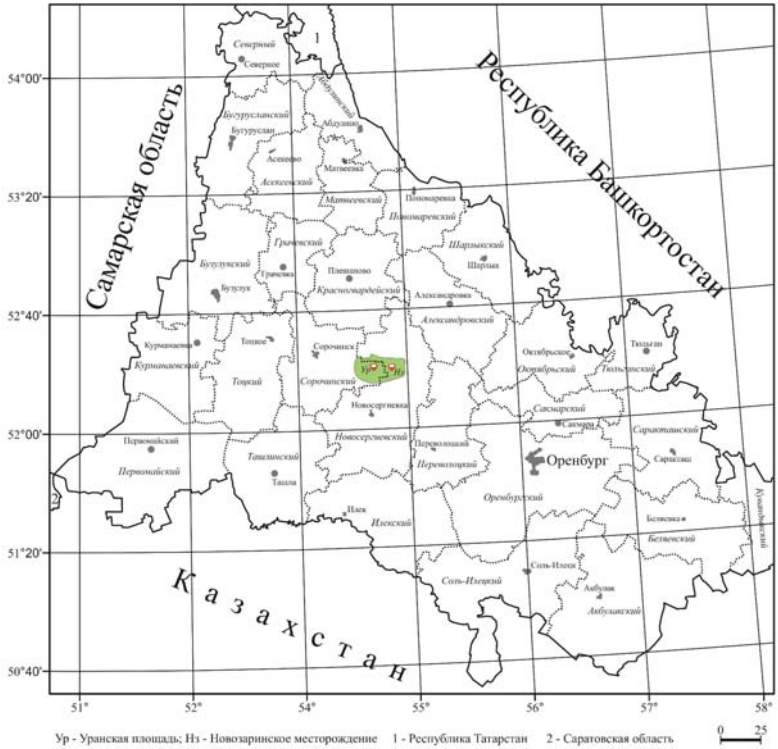


Рис. 1. Местонахождение Новозаринского месторождения и Уранской площади на фрагменте административной карты Оренбургской области

Зеленым цветом показан лицензионный участок, принадлежащий «Газпромнефть-Оренбург», красные отметки на его территории – скважины.

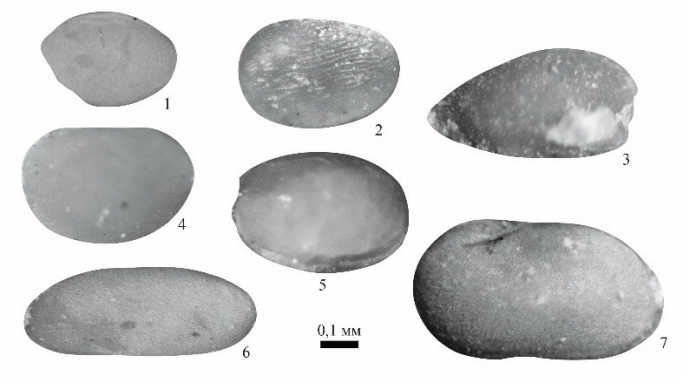


Рис. 2. Остракоды из скважины Уранская 9

1 – *Serenida cf. macgilli* Rozhdestvenskaja, 1972, неполная левая створка; 2 – *Entomozoe (Nehdentomis) accurata* Polenova, 1955, целая раковина; 3 – *Bairdia* sp.; 4 – *Chamishaella* sp.; 5 – *Aparchites?* sp.; 6 – *Bairdiacypris aff. vaga Buschmina*, 1975; 7 – *Healdianella?* sp.

Остракоды в скважине Уранская 32 на глубине 2728,05 м представлены единичными, но целыми экземплярами с удовлетворительной сохранностью. Большое количество раковин также присутствует в виде неопределимых обломков. Отличительной чертой *Shishaella* sp. является одинарный бугорок, находящийся рядом со спинным краем. Необычная форма раковины у *Tricornina* sp. с ее длинным и острым шипом[4], но все же образец получилось датировать в широком интервале – фаменским ярусом (рис. 3).

Рис. 3. Остракоды из скважины Уранская 32

1 – *Shishaella?* sp.*; 2 – Buregia* cf. *benigna* Rozhdestvenskaja, 1972*;* 3 – *Bairdia* sp.*;* 4 – *Tricornina?* sp.

Наиболее представительным оказался образец с глубины 2804,9 м из скважины 80 Новозаринского месторождения. В нем обнаружены как целые раковины остракод, так и створки раковин, заключенные во

вмещающую породу. Крупные остракоды отличаются плохой сохранностью, а мелкие, такие как *Polycope* sp. и *Microcheilinella* sp., сохранились лучше. Раковина поликопы косвенно свидетельствует о существовании рифовых построек на данной территории в фаменское время – эти мелкие шарообразные остракоды были их постоянными обитателями. В большом количестве также встречены неопределимые и обломанные раковины. Образец, из которого они были извлечены, можно уверенно датировать заволжским горизонтом фаменского яруса – обнаруженный среди них *Orthocypris* cf. *exemplaris* является характерным (контролирующим) для этого надгоризонта видом, т.е. встречается только в его хроностратиграфических границах [5]. В образце также определены две бэрдии – *Bairdia* aff. *referta* и *B.* aff. *bulbata* (рис. 4).

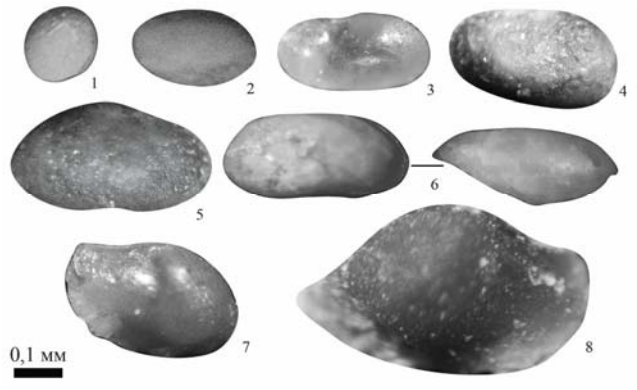


Рис. 4. Остракоды из скважины Новозаринская 80

1 – *Polycope* sp.*;* 2 – *Microcheilinella* sp.*;* 3 – *Knoxiella* sp.*;* 4 – *Samarella* sp.*, левая створка;* 5 – *Bairdia* aff. *referta* Rozhdestvenskaja, 1972*,* правая створка; 6 – *Orthocypris* cf. *exemplaris* Rozhdestvenskaja, 1972*;* 7 – *Mennerella?* sp.*,* правая створка; 8 – *Bairdia* aff. *bulbata* Rozhdestvenskaja, 1972.

Таким образом, на основании материала трех скважин авторами исследован комплекс фаменских остракод, относящийся к ВОСП, установлена их таксономическая принадлежность и даны возрастные датировки образцов. Комплекс микрофауны из всех образцов вышеописанных скважин представлен формами, имеющими близкое сходство с верхнедевонскими, в т.ч. фаменскими видами из отложений Южного Урала и Северного Казахстана, а также одновозрастных отложений других регионов России [6]. *Вывод*, который можно

сделать на основании изучения фаменского комплекса остракод, следующий: в фаменское время на территории современной Оренбургской области существовали теплые мелководные условия, в которых обитало значительное число остракод весьма широкого видового состава. Углубленное изучение и сравнение этого комплекса с другими комплексами того же возраста позволило отнести изученные отложения к заволжскому надгоризонту, а также, вероятно, позволит коррелировать фаменские отложения не только в пределах ВОСП, но и на региональном уровне, что расширит представления об остракодовых комплексах разных регионов.

Авторы выражают благодарность сотруднику ИГ УФИЦ РАН В. М. Горожанину за советы, консультации и предоставленный для изучения каменный материал.

Литература:

1. *Недоливко Н.М.* Исследование керна нефтегазовых скважин: учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – С. 142–147.
2. *Занина И.Е., Поленова Е.Н.* Подкласс Ostracoda. – В кн.: Основы палеонтологии. Членистоногие. М., 1960. – С. 264–265.
3. *Бушмина Л.С.* Остракоды из пограничных слоев девона и карбона Ельцовского синклинория (юг Западной Сибири) - В кн.: Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов. – М.: «Наука», 1970. – С. 60–76.
4. *Поленова Е.Н.* Остракоды девона Волго-Уральской области // Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области. Сборник статей. Л.: Гостоптехиздат, 1955. – С. 191–273.
5. *Рождественская А.А.* Остракоды верхнего девона Башкирии. – М.: Наука, 1972. – 194 с.
6. *Соколов А.Г., Блинова Т.С., Нестеренко М.Ю.* Франско-турнейский этап геологического развития Оренбургского Предуралья [Электронный ресурс] // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: Материалы Всерос. науч.-методич. конф. – Оренбург: ОГУ, 2017. – С. 1382–1389.

СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ В РИФЕЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2022 г. Н.Д. Сергеева[1], В.Н. Пучков[2], С.А. Дьякова[1]

[1] Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
[2] Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Выделение общих стратиграфических подразделений и их границ в докембрии определяется проявлениями различных геологических (магматических, климатических, биотических и др.) событий. Особое значение для стратиграфии и геологической корреляции имеют магматические события, хронология которых изотопными методами определяется достаточно надежно. Событийный подход к решению стратиграфических задач в докембрии Волго-Уральской области (ВУО) позволил выявить на востоке Русской плиты три событийно-стратиграфических уровня, связанных с магматическими процессами.

В нижнем рифее базальты, вскрытые на забое в скв. 203 Мензелино-Актанышская с K-Ar датировками 1542–2016 млн лет [4] близкими (1752±11 млн лет по циркону, U-Pb метод, SHRIMP-II [6]) к навышским базальтам айской свиты Уральского стратотипа, обособлены в ***актанышский*** вулканогенный комплекс в составе норкинской свиты кырпинской серии и выделены в первый (нижний) событийно-стратиграфический уровень (рис.). Проявление базальтоидного вулканизма в норкинской свите позволило уточнить её стратиграфическое положение, корреляцию разрезов нижнего рифея востока Русской плиты и складчатого Урала и послужило свидетельством значительного развития раннерифейского магматического события в регионах.

Полученные U-Pb методом (SHRIMP-II) датировки 1391±2 млн лет по циркону из габбродолеритовой дайки, прорывающей отложения норкинской свиты в скважине 183 Мензелино-Актанышская [12], и 1386±6 млн лет по бадделеиту из габбродолеритовой дайки, прорывающей отложения кабаковской свиты в скв. 1 Восточно-Аскинская [8], контролируют верхний возрастной предел образований указанных свит кырпинской серии нижнего рифея и свидетельствуют о проявлении в среднем рифее Волго-Уральской области ***надеждинского*** магматического события, которое выделено во второй (средний) событийно-стратиграфический уровень. Магматизм в основании среднего рифея на Урале (машакское событие) и в Волго-

Уральской области (надеждинское событие) служит одним из подтверждений принадлежности дайковых комплексов этого событийно-стратиграфического уровня к Крупной магматической провинции (LIP) [13] и является вкладом в событийную стратиграфию региона.

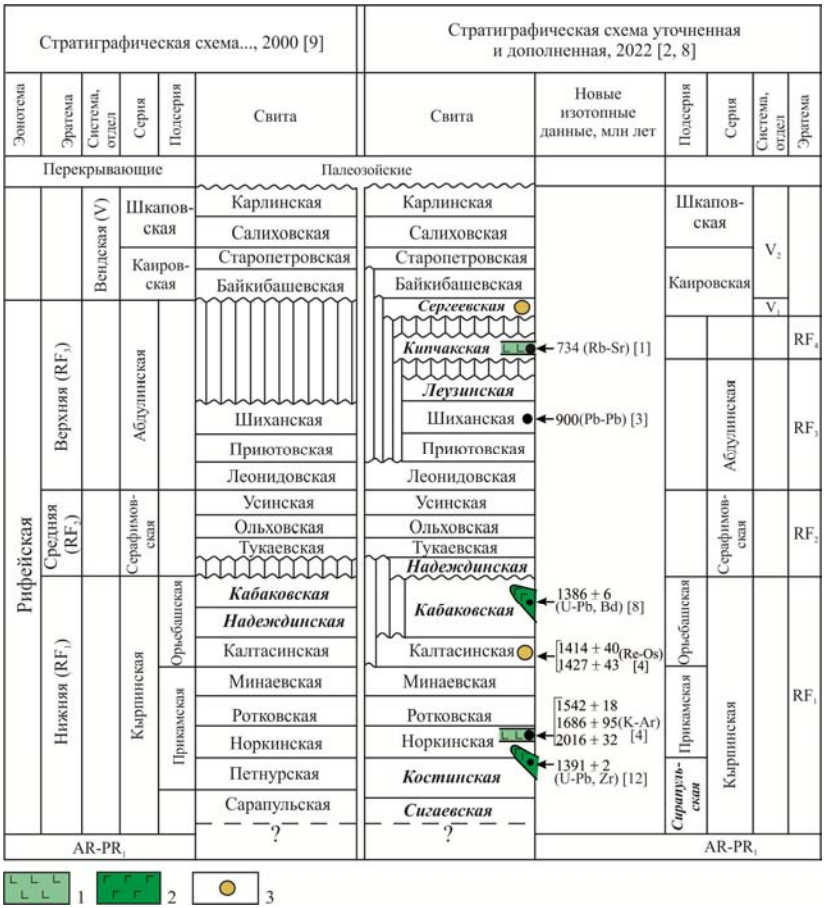


Рис. Сопоставление стратиграфических схем рифея и венда Волго-Уральской области [7] с дополнениями

1 – габброиды, 2 – базальты, 3 – микробиоты: сергеевская [11] и калтасинская [14]. Bd –бадделеит, Zr – циркон. Новые стратиграфические подразделения выделены жирным шрифтом.

Третий значимый уровень событийной стратиграфии установлен в результате изотопного датирования базальтов (734 млн лет [1]) в скважине 1 Кипчакская на востоке Русской плиты и корреляции этих базальтов с игонинскими вулканитами (707–732 млн лет [5, 10]) аршинской серии завершающего рифея Южного Урала. Базальты скв. 1 Кипчакская обособлены в ***кипчакский*** комплекс, а включающие их осадочные образования выделены в *кипчакскую свиту* терминального (завершающего) рифея.

Таким образом, в рамках событийной стратиграфии на Южном Урале и Волго-Уральской области в рифее выделены эпизоды магматической деятельности на уровне 1750–1780 млн лет (навышский и актанышский вулканические комплексы), на уровне 1380–1385 млн лет (машакский и надеждинский магматические комплексы) и на уровне 710–730 млн лет (игонинский и кипчакский вулканические комплексы), известные на различных континентах, представляют собой события субглобального масштаба [13] и потому могут быть использованы для подтверждения глобальных стратиграфических корреляций.

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии УФИЦ РАН (тема гос. задания FMRS-2022-0013) и Института геологии и геохимии УрО РАН (тема гос. задания АААА-А18-118052590032-6).

Литература:

1. *Горожанин В.М.* Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту: скв. Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген // Мат-лы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». – С.-Петербург, 2009. – С. 145–147.
2. *Козлов В.И.* Об объеме и возрасте некоторых стратонов рифея западного Башкортостана // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. – Вып.4. М.: РАЕН, 2009. – С. 30–39.
3. *Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д.* Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток

платформенного Башкортостана). Препринт / УНЦ РАН, ООО «ИК БашНИПИнефть», ИГГД РАН. Уфа, 2003. – 40 с.
4. *Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В.* Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. – 218 с.
5. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. – 2012. – № 4. – С. 127–140.
6. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н.* Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 448. – № 4. – С. 1–6.
7. *Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Солодова С.А.* Верхний докембрий Волго-Уральской области (новые данные и их стратиграфические следствия) // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г). — Санкт-Петербург: Свое издательство, 2021. – С. 176–179.
8. *Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В.* Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт. – 2021. – 196 с.
9. *Стратиграфическая схема* рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. (Составители Е.М. Аксенов, В.И. Козлов). Уфа, 2000, 81с. и схема на 2 листах.
10. *Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.* Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник. – 2007 . – №6. – С. 3.
11. *Янкаускас Т.В.* Древний комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья (сергеевская микробиота) // ДАН СССР.– 1980. – Т. 250, №6. – С. 1434–1437.
12. *Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., V.I. Kozlov, Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Giese U., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. – 2013. – V. 174. – P. 109–124.
13. *Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S.* The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on

the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research. – 2021. – V. 361. – P. 1–24.

14. *Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G., Sergeeva N.D.* Microfossils from the lower Mesoproterozoic Kaltasy Formation, East European Platform // Precambrian Res. – 2016 – V. 278. – P. 87–107.
15. *Sperling E.A., Rooney A.D., Hays L., Sergeev V.N., Vorob'eva N.G., Sergeeva N.D., Selby D., Johnston D.T., Knoll A.H.* Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // Geobiology. – 2014. – V. 12. – P. 373–386.

УСЛОВИЯ И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И В ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2022 г. А.И. Смирнов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: smalil@mail.ru

Если условия развития карста большинством исследователей трактуется однозначно, то единого подхода к определению факторов его развития в настоящее время не существует. В научных публикациях выделяется до 100 факторов развития карста различного толкования [12], а ряд из них иногда отождествляются и с условий его развития.

Условия развития карста. Сегодня уже общепризнанным является то, что для развития карста необходимо одновременное сочетание: наличия растворимых горных пород (1) и их водопроницаемость (2), наличие движущихся вод (3) и их агрессивность к водовмещающим породам (4) [по 11, С. 126]. Отсюда, карст развивается при взаимодействии двух природных сред – горная порода и вода и в обобщенном виде его можно охарактеризовать как процесс деятельности обладающих растворяющей способностью, циркулирующих в легкорастворимых горных породах природных и техногенных вод результатом, которой является формирование подземных и поверхностных форм. То есть, автор, как и ряд других исследователей (Аникеев, Гвоздецкий, Максимович, Соколов, Ступишин и др.), под карстом понимает совокупность процесса и вызванных им явлений.

Факторы развития карста определяют интенсивность распространения и активность развития его проявлений. Исходя из основных условий развития карста, все известные природные факторы можно подразделить на две основные группы – геолого-геоморфологическую и климато-гидрогеологическую. На современном этапе к ним присоединяется большая группа техногенных факторов. Первые две группы определяются геологическим строением и природными условиями территории, а третья – степенью антропогенной нагрузки на геологическую среду.

Группа геолого-геоморфологическая факторов.

Фактор литологии карстующихся пород и частоты их состава. На Южном Урале и в Предуралье развит преимущественно сульфатный, карбонатный и сульфатно-карбонатный карст. Ограниченно в регионе развит кластокарст, локально – сульфидный, а

также – карст известковых туфов [2, 5]. Наибольшую интенсивность развития он получил в самых растворимых породах региона – гипсах и в меньшей степени в известняках и доломитах. При этом в любых типах карста по составу карстующихся пород, наибольшая активность его развития свойственна для пород лишенных не растворимых примесей, то есть наиболее чистых по составу карстующихся породах.

Фактор водопроводимости карстующихся пород проявляется в большей закарстованности районов с повышенной водопроницаемостью, обусловленной более интенсивной трещиноватостью в зонах дизъюнктивных нарушений и тектонических разломов с общей тенденцией уменьшения с глубиной.

Фактор мощности покрывающих карстующиеся породы отложений в регионе наиболее ярко проявляется в районах развития сульфатного карста. По мере погружения карстующихся гипсов кунгурского яруса под покрывающие их некарстующиеся отложения, интенсивность распространения карстовых форм постепенно уменьшается и там, где кровля гипсов находится на глубине более 60 м карстопроявления практически отсутствует.

Фактор состава покрывающих карстующиеся породы отложений определяется их генезисом, прочностными свойствами и водопроницаемостью. Он положен в основу выделения типов карста по характеру перекрытости карстующихся пород некарстующимися: открытый (голый или средиземноморский), прикрытый (подэлювиально-делювиальный или среднеевропейский), покрытый (подлимническо-лиманный), перекрытый (подаллювиальный или камский), закрытый (русский) [2, 5].

Фактор унаследованности развития карста от истории геологического развития территории и хода формирования рельефа, на которую еще более полувека тому назад указывал Д.С. Соколов [11]. Например, в раннем плиоцене, в период заложения и началом формирования глубоко врезанных (до 200 м) палеодолин рек произошла резкая активизация развития всех видов экзогенных геологических процессов, в том числе и карста и на современном этапе он продолжает активно развиваться в тех же самых районах, что и на протяжении всего плейстоцена [5, 8]. Есть свидетельства и о более ранних этапах активизации развития карста региона [9, 11].

Фактор строения долин рек и водораздельных пространств положен в основу выделения геоморфологических типов карста: карст речных долин и карст междуречий [2, 6]. Он обусловлен общей закономерностью усиления закарстованности территорий от «ядер водораздельных массивов» к долинам-дренам [11, С. 265].

Фактор расчлененности территории предопределяет активность циркуляции карстовых вод в зоне гипергенеза. Наиболее четко он проявляется в горной части региона, тогда как в равнинной – он менее выражен, а в районах распространения кластокарста его влияние, из-за доминирующей роли литологического фактора, практически не сказывается.

Группа климато-гидрогеологических факторов.

Климатический фактор предопределяет условия питания подземных вод и в соответствии с физико-географическими условиями территории он положен в основу районирования карста региона по степени увлажнения. В соответствии с соотношением количества атмосферных осадков и испарения выделены: карст, развивающийся в обстановке избыточного (горная область Южного Урала и часть Предуралья в пределах Уфимского плато), умеренного (равнинные и возвышенные части Предуралья, восточные предгорья Южного Урала) и недостаточного (юго-восточная часть Кизило-Уртазымской равнина со степной растительностью) увлажнения [5].

Метеорологический фактор на современном этапе развития карста находит свое проявление в активности водообмена в верхних гидродинамических зонах и зависит от мощности зоны сезонного колебания уровня карстовых вод. Для открытого и прикрытого карста в регионе достоверно установлена прямая корреляционная связь активности образования новых карстовых воронок и провалов от многоводности гидрологического года [7].

Гидрохимический фактор предопределяет скорость развития карста от способности вод растворять карстующиеся породы [1, 11 и др.]. Наибольшей растворимостью в регионе обладают гипсы. В пресной воде она в них достигает 2,1 г., а в соленых водах увеличивается до 7,0 г. Растворимость карбоната кальция обычно намного меньше – не более 15 мг/дм^3. Она значительно возрастает при наличии в воде углекислого газа, который поступает в горные породы вместе с инфильтрационной водой из атмосферы и почвенно-растительного слоя. В присутствие CO_2 растворимость кальцита увеличивается до 455 мг/дм^3 [11].

Гидродинамический фактор определяет характер разгрузки подземных вод в речных долинах, где выделяются две основные гидродинамические обстановки, характеризующие особенности развития карста − гидродинамическая обстановка интенсивного и затрудненного водообмена трещинно-карстовых вод [6]. Первая – характеризуется замедленной разгрузкой подземных вод вследствие развития на пологих склонах и низких междуречьях суглинисто-

глинистого покрова. Вторая – характерна для крутых склонов долин-дрен, где наблюдается выклинивание водоупорных и водоносных пород и свободная разгрузка трещино-карстовых вод в виде родников или невидимого перетока из верхних водоносных горизонтов в нижележащие по трещинам бортового отпора.

Группа техногенных факторов.

Техногенез может, как способствовать, так и препятствовать развитию карста [3, 4].

Факторы, способствующие развитию карста: нарушение водоупорных свойств покровных отложений; возникновение техногенных источников формирования агрессивных подземных вод; механическое воздействие производственно-технологических процессов; загрязнение атмосферного воздуха и поверхностных вод агрессивными выбросами и стоками промышленных предприятий [3, 4]. К ним можно добавить также загрязнение подземных вод при добыче углеводородов, взрывные работы и создание техногенных полостей (скважины, шахты, штольни, штреки и т.п.) при разведке и эксплуатации полезных ископаемых, сооружение подземных хранилищ и тоннелей.

Факторы, препятствующие развитию карста: ликвидация поверхностных карстопроявлений; увеличение мощности водозащитного покрова над карстующимися породами; создание искусственных водозащитных покрытий; упорядочение поверхностного стока; проведение ликвидационного тампонажа глубинных форм карста и другие [3, 4].

Реализация факторов развития карста проявляется в результатах его развития – степени интенсивности распространения и активности развития карстопроявлений.

В силу большей скорости растворения сульфатов в сравнении с карбонатами интенсивность распространения карстопроявлений в районах развития первого до 5 раз выше, чем второго. Пораженность карстовыми формами рельефа, связанными с развитием сульфатного карста, достигает 25%, тогда как карбонатного – не превышает 5%, а обычно составляет менее 1%. При этом максимальная закарстованность сульфатного карста наблюдается на участках, сложенных сахаровидными (без примесей) гипсами, а для карбонатного карста – органогенными (чистыми по составу) известняками [5, 8]. В этом же соотношении находится и активность образования новых провалов, определяющих карстоопасность территории [10].

Максимальное распространение поверхностных карстопроявлений наблюдается на участках открытого карста. При одинаковом составе покрывающих карстующиеся породы отложений пораженность поверхностными карстопроявлениями обратно пропорциональна их мощности. При одинаковой мощности покровных отложений плотность поверхностных проявлений карста увеличивается от крепких в физико-механическом отношении пород к более слабым и от водонепроницаемых пород к водопроницаемым по трещинам, при наибольшей пораженности ими покровных отложений, водопроницаемость которых обусловлена их пористостью. При одинаковой мощности и составе покровных отложений поверхностная закарстованность закономерно уменьшается от древних форм рельефа к молодым и от положительных неотектонических структур [7-10] к отрицательным.

На участках, где сформирована гидродинамическая обстановка интенсивного водообмена трещинно-карстовых вод, активность развития карста всегда выше, чем на участках с затрудненным, а наиболее часто провалы образовываются в более многоводные годы в периоды с повышенным количеством атмосферных осадков [7].

Наибольшая активность современного провалообразования характерна районов развития закрытого и перекрытого типов карста на участках с повышенной пораженностью поверхностными карстовыми формами, где они часто фиксировались и ранее [10].

Из подземных форм проявления карста наиболее хорошо в регионе изучены пещеры. При прочих равных условиях, наибольшая их встречаемость наблюдается на Южном Урале в интервале абсолютных отметок 200-400 м, для которого характерна наибольшая расчлененность рельефа.

Техногенные факторы в настоящее время выступают большей частью как факторы, ускоряющие развитие карста особенно в пределах городских агломераций (Уфа, Благовещенск, Бирск), а также при добыче углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых. В 2000-2021 гг. на селитебных территориях перечисленных городов достоверно зафиксировано образование не менее 40 крупных провалов [10]. Образование их в эти годы неоднократно фиксировалось также в районах добычи известняка и гипса, а также в контурах Туймазинского нефтяного месторождения. Последний кувшинообразный карстовый провал на Туймазинском месторождении глубиной 11,5 м образовался в мае 2012 г., поперечник которого с поверхности составил 2,5 м, а по дну – 9,0 м.

Выводы. Условия развития карста всеми исследователями карста на Южном Урале и в Предуралье, как и в других карстовых районах, определяются однозначно.

Выделенные основные группы факторов определяют особенности интенсивности распространения и активность проявлений карста по отдельным частям региона, которые обусловлены различиями геологического строения и природных условий Южного Урала и Предуралья и должны учитываться при картировании карста региона.

Дальнейшие исследования карста в регионе должны быть направлены на изучение климато-гидрогеологических и техногенных факторов, которые в сравнении с группой геолого-геоморфологической факторов изучены значительно в меньшей степени.

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

Литература:

1. *Максимович Г.А.* Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т. 1. 444 с.
2. *Мартин В.И.* Типы и районирование карста Башкортостана // Карст Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2002. – С. 216–226.
3. *Мартин В.И., Травкин А.И.* Особенности распространения карста (Влияние хозяйственной деятельности человека на карстовый процесс) // Карст Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2002. – С. 211–215.
4. *Мартин В.И., Травкин А.И., Мулюков Э.И.* Антропогенная активизация карста и противокарстовая защита строений // Инженерная геология карста: Доклады Междунар. Симпозиума. – Пермь: Пермск. ун-т, 1993. – Том. I. – С. 336–343.
5. *Смирнов А.И.* Типы карста и современная активность его развития на Южном Урале и в Предурале // Карстоведение XXI век: теоретическое и практическое значение. Материалы международного симпозиума. – Пермь, 2004. – С. 90–94.
6. *Смирнов А.И.* Гидродинамические условия развития карста // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. – Уфа, 2014. – № 10. – С. 237–239.
7. *Смирнов А.И.* Карст и современная его активность на Уфимском карстовом косогоре // Геологический сборник. – Уфа, 2015. – № 12. – С. 223–229.

8. *Смирнов А.И.* Карта сульфатного карста Южного Предуралья (содержание, принципы и методика построения) // Инженерная геология. – 2018. –Т. 13. – № 1-2. – С. 86–94. DOI: 10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94
9. *Смирнов А.И.* Равнинный карст Башкирского Зауралья и его практическое значение // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. – Уфа, 2019. – Т. 32. – № 3(95). – С. 25–33. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10303
10. *Смирнов А.И.* Современные карстовые провалы на территории Южного Урала и Предуралья (в границах Республики Башкортостан) // Инженерная геология, 2020 Том XV, № 4, с. 42–53. DOI: 10.25296/1993-5056-2020-15-4-42-53
11. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 322 с.
12. *Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З.* Терминология карста. – М.: Наука, 1991. – 260 с.

КАРСТ И СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ГЕОПАРКА «ЯНГАН–ТАУ»

© 2022 г. Ю.В Соколов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: sokolspeleo@mail.ru

Глобальный геопарк ЮНЕСКО «Янган–Тау» находится в границах Салаватского муниципальногё района Республики Башкортостан. Площадь геопарка – 1774 км^2. Его территория охватывает две крупные карстовые страны – равнинного карста Восточно–Европейской равнины и горного карста Урала. Карст развит на 62% территории геопарка. Наряду с преобладающим традиционным карбонатным карстом, развит специфичный кластокарст [3].

Рельеф территории геопарка на западе представлен Уфимским плато, в центральной части – Приайской (Юрюзано–Айской) равниной, на юге и востоке – предгорьями и низкогорьем западного склона Южного Урала.

В пределах Уфимского плато развит равнинный карбонатный карст в горизонтально– и пологозалегающих породах. Установлено, что степень закарстованности карбонатов на плато находится в прямой зависимости от чистоты их состава [3]. Наибольшей закарстованностью обладают рифогенные и органогенно–обломочные известняки урмантауской свиты ассельского яруса, юрюзанской свиты сакмарского яруса и средней толщи иргинской свиты нижнеартинского подьяруса нижней перми.

Наиболее примечательными формами карста на Уфимском плато являются суходолы. Самым известным на территории геопарка «Янган–Тау» является суходол Урмантау, длиной около 18 км, который начинается в верховье р. Бияз и открывается справа в долину р. Юрюзань. Он имеет каньонообразный поперечный профиль. Узкое и плоское днище суходола шириной 150–300 м врезано по отношению к поверхности плато на 150 м. Крутые (до 40°) склоны суходола в верховье сложены кристаллическими известняками урмантауской свиты ассельского яруса, а в средней и устьевой частях – органогенно–обломочными известняками юрюзанской свиты сакмарского яруса. Днище суходола и открывающихся в него логов интенсивно поражено карстовыми воронками. Плотность их на 1 км^2 изменяется от 100 до 460, с уменьшением к устью суходола. Карстовые воронки в большинстве своем округлые чаше– и конусообразные. Диаметр их от 2,0 до 50,0 м, глубина от 1,0 до 10,0 м. На дне воронок часты поноры и молодые карстовые провалы. Днище долины р. Юрюзань на Уфимском плато практически лишено

поверхностных карстопроявлений, так как они погребенены аллювиальными наносами [3].

На территории геопарка в переделах Уфимского плато на 01.01.2021 задокументировано 11 пещер. Три из них протяженностью более 100 м [4].

Пещеры Саргаибская (100 м) и Укуташ (Совиный камень) (181 м) находятся в верховьях лога Урмантау на абсолютных высотах 360 и 370 м соответственно и сформированы в известняках юрюзанской свиты сакмарсого яруса. Пещеры начинаются широкими гротами и продолжаются извилистыми ходами параллельно склонам длин рек Агерьяв и Саргаиб.

Пещера Урмантау — самая протяженная на территории геопрка (621 м), находится в 2 км восточнее с. Урмантау в средней части правого склона долины р. Юрюзань с превышением 60 м над рекой (Абс. 280 м). Она сформировалась в известняках средней толщи иргинской свиты нижнеартинсконого подъяруса нижней перми. Пещера представляет собой двухуровневый лабиринт каньоно– и туннелеобразных коридоров по пересекающимся трещинам разгрузки. Имеется множество натёчных образований в виде перекристаллизованной коры, сталактитов и сталагмитов. В привходовой части круглый год сохраняется лёд [4].

Удельный объем указанных пещер практически одинаков (6,0–6,1 м^3/м), что свидетельствует об однородной закарстованности известняков юрюзанской и иргинской свит, а также и о равной продолжительности формирования пещер [3].

Карстовые родники в юго–восточной части Уфимского плато многочисленны и разнообразны по дебиту, характеру выхода и приуроченности к элементам рельефа. Главной их особенностью является очень неравномерная водообильность по сезонам года. По химсоставу, в большинстве, своем они однотипны и являются гидрокарбонатными кальциевыми с минерализацией 0,1–0,2 г/дм^3.

Высокодебитные (до 350 дм^3/с) нисходящие, реже восходящие, карстовые родники по суходолу Урмантау, в долине р. Юрюзань и в логах по ее правобережью на абсолютных высотах от 10–50 до 550 м приурочены к известнякам юрюзанской свиты [4].

Куселяровские минеральные источники расположены вдоль левого берега р. Юрюзань от д. Куселярово вниз по реке на протяжении 3,5 км. Вода выходит на поверхность в виде струй из трещин битуминозных известняков янгантауской свиты нижнеартинского подъяруса и в виде грифонов из аллювиальных отложений поймы, дебитами до 18 дм^3/с. Воды большинства родников имеют запах сероводорода и температуру 15–21°С. Химический состав родника «Кислый» на левобережной высокой пойме у с. Куселярово

гидрокарбонатно–сульфатно–хлоридный магниево–натриево–кальциевый с минерализацией воды 0,6–0,9 г/дм^3 [5].

Родник Кургазак находится в подножье левого склона долины р. Юрюзань (в окрестностях д. Комсомол) и выходит из известняков нижнего карбона с дебитом в летнее время около 120 дм^3/с. Вода в роднике имеет температуру 15–16°С. Состав ее гидрокарбонатный магниево–кальциевый с минерализацией 0,5 г/дм^3 с содержанием гелия и радона [1].

В пределах Юрюзано–Айской равнины карбонатный карст развит в известняках и мергелях лемазинской, буранчинской и исмагиловской свит к западу и к к востоку от Айского уступа. Мягкие и глинистые (на западе) и очень крепкие и плотные (на востоке) карбонатные толщи не способствуют формированию поверхностных проявлений карста. Поперечник единичных воронок глубиной 1,5–5,0 м обычно составляет 5–10 м и редко достигает 30 м, при встречаемости одной воронки на 2–3 км^2 площади. Карстовые пещеры не известны. Карстовые родники здесь редки и маловодны, дебиты их не превышают 10 дм^3/с, а состав вод гидрокарбонатный кальциевый [3].

Кластокарст Приайской равнины распространен в терригенных карбонатизированных и загипсованных отложениях кошелевской свиты и гипсоносных породах сабанаковской и каранаевской свит кунгура. Встречаемость поверхностные проявления кластокарста находится в прямой зависимости от степени загипсованности пород. В границах геопарка карстовые воронки округлые диаметром 5–50 м глубиной 3–10 м, чаше– и конусообразные, образуют карстовые поля с плотностью от 50–100 до 250 штук на 1 км^2 в кошелевских гипсоносных песчаниках в сводовой части Таймеевской антиклинали. В границах выхода на поверхность загипсованных песчаников сабанаковской свиты воронки небольших размеров (поперечником до 25 м) встречаются одиночно на всех элементах рельефа с плотностью у северо–западной границы геопарка до 110 шт. на 1 км^2. В подножье Айского уступа расположены западины, выполненные голоценовыми озерно–болотными отложениями. Вероятно, это погребенные карстовые поля в сабанаковских гипсоносных песчаниках [3].

Пещеры в районах развития кластокарста на территории геопарка отсутствуют.

Карстовые родники встречаются редко, их дебит обычно менее 1 дм^3/с и очень редко до 10 дм^3/с. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,3–0,4 г/дм^3 и сульфатный кальциевый с минерализацией 1,1–1,9 г/дм^3.

В пределах Западно–Уральской внешней зоны складчатости развит горный карст в сильнодислоцированных известняках и доломитах девона и карбона. Поверхностные проявления карста

распространены ограничено в верховьях логов, где они представлены одиночными округлыми мелкими воронками диаметром 2–12 м глубиной 0,5–1,5 м, и в придолинных частях по днищам логов, где представлены конусовидными воронками овальной, вытянутой до 100 м, формы глубиной от 2–4 м до 10 м и, нередко с понорами [3].

Карстовые родники тяготеют к окраинам Уральской карстовой страны. Дебиты их обычно не превышают 10 дм^3/с, но в весенний период могут увеличиваться в 5 и более раз. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,2–0,3 г/дм^3.

В пределах Западно–Уральской внешней зоны складчатости сосредоточена основная часть пещер геопарка (65 шт.). Наибольшее количество пещер (62%) развито в массивных и толсто– и среднеслоистых верхнедевонских известняках и в меньшей степени пещеры встречаются в нижнекаменноугольных известняках (12%) [4]. Пещеры пиурочены в основном к средним и верхним частям склонов долин рек в диапазоне абсолютных высот 280–340 м, развиты по трещинам разгрузки. Пещеры, как правило, имеют широкие входные гроты, ходы и коридоры вдоль склонов долин. Средняя протяженность пещер 30 м. Почти четверть из них содержат археологический и палеонтологический материал, в том числе уникальный.

Самая протяженная и объемная пещера восточной части геопарка – Лаклинская (321 м, 29,7 тыс. м^3). Она находится в средней части правого склона долины р. Лаклы (отн. 37 м) в чистых по составу светло–серых органогенных известняках верхнего карбона (C_1v). Пещера заложена вдоль оси Лаклинской антиклинали, чем отличается от других пещер геопарка. Состоит из широкой (до 36 м) и высокой (до 19 м) галереи длиной 220 м, с оперяющими небольшими (до 26 м) ходами и лазами. Высокое расположение входа над основной галереей (27 м) предопределило образование и сохранение льда в привходовой части пещеры. Стены галереи покрыты кальцитовой корой, шаровидными, бородавчатыми и чешуйчатыми наростами. На потолке сохранились трубчатые и конусовидные сталактиты, на полу — массивные сталагмиты. Первое описание пещеры сделал П.С. Паллас (1770). Наиболее детальное описание и план пещеры составил С.И. Руденко (1914) [2]. Лаклинская пещера является геологическим (геоморфологическим, историко–геологическим) памятником природы.

Таким образом на территории геопарка:

— интенсивность распространения карстопроявлений и пещер находится в прямой зависимости от чистоты состава карстующихся

пород, и от особенностей геолого–геоморфологических и гидрогеологических условий геопарка;

— развит редкий тип карста – кластокарст;

— распространены практически все известные формы проявления поверхностного карста, в том числе протяженные карстовые суходолы;

— выявлено 76 (на 01.04.2022) разнообразных по морфологии карстовых пещер, в том числе 4 пещеры длинной более 100 м;

— большинство пещер развито в горном карбонатном карсте, тогда как более протяженные из них характерны для равнинного карбонатного карста;

— находятся разнообразные пресные и уникальные высокодебитные и минеральные источники.

Наличие на территории геопарка разнообразных карстовых и спелеологических объектов создает перспективы для разработки и организации на них учебных и научных экскурсий, и продолжения карстологических и спелеологических исследований.

Исследование выполнено в рамках государственной бюджетной темы FMRS 2022–0010.

Литература:

1. *Вахрушев Г.В.* Минеральные воды и грязи Башкирии. – Уфа: Башкнигоиздат, 1961. – 156 с.
2. *Руденко С.И.* Лаклинская и Игнатиева пещеры Южного Урала. – СПб, 1914. – С. 1–10.
3. *Смирнов А.И.* Карст территории геопарка «Янган–Тау» // Геологический вестник. 2021. №3. С. 37–51. DOI: 10.31084/2619–0087/2021–3–5
4. *Соколов Ю.В.* Пещеры геопарка «Янган–Тау» // Геологический вестник. 2021. №3. С. 52–75. DOI: 10.31084/2619– 0087/2021–3–6
5. *Ткачев В.Ф.* Минеральные воды и лечебные грязи // Гидрогеология СССР, Т. XV: Башкирская АССР // Под ред. Е.А. Зуброва. – М.: Недра, 1972. – С. 218–235.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ, ВЫВЕТРИВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА

© 2022 г. И.С. Хопта, П.П. Попов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь.
E-mail: khoptaIS@yandex.ru, pashatamada@gmail.com

Состав и геохимические характеристики осадочных пород в основном контролируются материнскими породами и тектонической обстановкой осадочных бассейнов. Таким образом, обычно обнаруживается, что для каждой тектонической обстановки существует специфическая геохимическая характеристика, являющаяся следствием особенностей материнских пород. Осадочные породы ограничиваются составом и эволюцией континентальной коры во времени. Подобного рода исследования для реконструкции особенно полезны в тектонических средах, связанных с образованием авлакогенов. В данной работе рассмотрены результаты анализа пород саузовской и орланской свит Камской впадины Крамско-Бельского авлакогена.

Согласно химической классификации по схеме Петтиджона [1] можно сказать, что отложения саузовской и арланской подсвит образовались в семиаридном / аридном климате с преобладанием последнего, при этом наблюдается тенденция к повышению химической зрелости у саузовской подсвиты, в то время как породы арланской подсвиты являются не зрелыми. Приведенные низкие значения из соотношения $SiO_2/Al2O_3$ показывают, что все образцы имеют высокую степень глинистости. Чем ниже содержание SiO_2, тем выше глинистость. Соотношение SiO_2/Al_2O для арланской и саузовской подсвит колеблются между 3,51 и 6,23, что является низким показателем и говорит о незрелости образцов. Отношения Na_2O/K_2O и Fe_2O_3/K_2O также можно использовать для определения химической зрелости и устойчивости минералов, соответственно. [1;2] Среднее соотношение Na_2O / K_2O для изученных отложений составляет 0,54 с диапазоном значений от 0,24 до 1,41. Эти значения диапазона представляют некоторые отложения как зрелые, а некоторые - химически незрелые, что свидетельствует о нескольких

источниках сноса. Образцы с низким соотношением SiO_2/Al_2O_3 и более высоким соотношением Fe_2O_3/K_2O должны быть минералогически менее стабильными и более склонными к реакционной способности во время сверхкритического воздействия CO_2. [3] Исследованные образцы имеют гораздо более высокое отношение SiO_2 / Al_2O_3 и низкое отношение Fe_2O_3/K_2O, поэтому они минералогически более стабильны и менее склонны к реакционной способности при сверхкритическом воздействии CO_2. Отношение Al_2O_3 / ($CaO+MgO+Na_2O+K_2O$) может использоваться для определения стабильности подвижных оксидов, как было предложено Гиллом и Йеманом. [4] Полученные значения от 0,04 до 1,12 в арланской подсвите и от 0,32 до 1,54 в саузовской подсвите показывают, что в отложениях есть стабильные подвижные оксиды.

Подход к оценке минералогии обломков заключается в использовании Индекса изменчивости состава. [5] Индекс изменчивости состава (ICV) определяется как (Fe_2O_3 + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3. Более зрелый песчаник, характеризуется высокими содержаниями глинистых минералов, показывает более низкие значения ICV, которые меньше 1,0, и такие песчаники происходят из кратонной среды. [6] Результаты индекса изменчивости состава арланской подсвиты находятся в диапазоне от 1,02 до 25,05 со средним значением 6,24, что характерно для минералогически не зрелой породы. Для саузовской свиты значения данного индекса изменяются от 3,22 до 0,82 со средним значением 0,93, что указывает на минералогическую зрелость.

Согласно Несбитту и Яну [7], оценка степени химического выветривания материнских пород отложений может быть определена путем расчета Химического индекса изменения (CIA), где CIA=Al_2O_3/[Al_2O_3+ $CaO+Na_2O+K_2O$]). Этот индекс работает правильно, когда Ca, Na и K уменьшаются по мере увеличения интенсивности выветривания. [8] Химический индекс выветривания (CIW), предложенный Harnois (1988), аналогичен CIA, за исключением исключения K_2O в уравнении: CIW= молярный (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO +Na_2O)). CIA и CIW интерпретируются аналогичным образом со значением 50 для невыветрелой верхней континентальной коры и примерно 100 для сильно выветрелых материалов с полным удалением щелочных и щелочноземельных элементов. [9;10;11] Низкие значения CIA (например, 50 или меньше) также могут отражать прохладные и / или засушливые условия. [12] Интенсивность химического выветривания также может быть оценена с использованием индекса изменения плагиоклаза [12]; в молекулярных пропорциях: PIA =

$[(Al_2O_3\text{-}K_2O)/(Al_2O_3+ CaO^* + Na_2O\text{-}K_2O)] \times 100$, где CaO* - это CaO, находящийся только в силикатной фракции. Не выветрившийся плагиоклаз имеет значение PIA 50, в то время как фанерозойские сланцы имеют значение PIA 79. Значения CIA для образцов арланской подсвиты варьировались от 3,88 до 64,52%, а CIW – от 3,90 до 77,04%, что указывает на отсутствие выветривания или слабую степень выветривания исходных материалов. Значения PIA находились в пределах 31%, что также свидетельствует об отсутствии выветривания. В образцах саузовской подсвиты индекс CIA изменяется от 25,64 до 70,14%, а CIW – от 27,03 до 86,124%, что указывает среднюю степень выветривания исходных материалов. Значения PIA находились в пределах 71–82%, что также свидетельствует о умеренной степени выветривания.

Войку [13] также предложил Минералогический индекс изменения (MIA) в качестве параметра выветривания, рассчитываемого как: $MIA = 2\cdot(CIA\text{-}50)$. Значения MIA от 0 до 20% обозначаются как начальные, т.е. только начинающиеся; 20–40% (слабое); 40-60% (умеренное) и 60-100% от интенсивного до экстремального выветривания. Экстремальное значение 100% указывает на полное превращение первичного материала в эквивалентный ему продукт, подвергшийся атмосферным воздействиям. [14] Значения MIA для образцов варьировались от 29 до 40%, что является начальным выветриванием, переходящее в слабое выветривание исходного материала, это согласуется с CIA, CIW PIA.

Титан относительно неподвижен по сравнению с другими элементами во время осадочных процессов и, следовательно, является хорошим индикатором состава материнской породы. [10] Между Ti и Fe существует положительная корреляция; согласно Сингху [15], можно ожидать, что Fe_2O_3 и TiO_2 в отложениях ручьев будут иметь положительную корреляцию из-за эффектов сортировки. Массивы данных Fe_2O_3–TiO_2, демонстрируют, что элементы были неподвижны, и что они также были гидравлически фракционированы аналогичным образом. Отложения арланской подсвиты имеют отношение TiO_2/Fe_2O_3 от 0,26 до 3,30, в саузовской подсвите – от 0,3 до 1,06, что предполагает концентрацию в отложениях тяжелой минеральной фазы, содержащей минералы Ti, такие как ильменит и рутил.

Некоторые авторы [16;17;18;19;20] связывают геохимию терригенного материала с конкретной тектонической средой. Розер и Корш [19] предложили тектоническую дифференциацию с использованием отношения K_2O/Na_2O в зависимости от SiO_2 для определения тектонической обстановки обломочных пород. В

арланское время терригенный материал имел два источника сноса - пассивная и активная континентальные окраины. В саузовское время источником терригенной составляющей в карбонатах являлась пассивная тектоническая окраина.

Литература:

1. *Pettyjohn F.J., Potter P.E., Seaver R.* Production and origin of sand // Sand and sandstone. – Springer, New York, NY, 1972. – P. 294–326.
2. *Herron M. M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data //Journal of Sedimentary Research. – 1988. – Т. 58. – №. 5. – С. 820–829
3. *Brown J., Farquhar S.* Endometriosis: a review of Cochrane reviews // Cochrane Database of Systematic Reviews. – 2014. – no. 3.
4. *Gill, S., Yemane, K.* Implications of a lower Pennsylvanian Ultisol for equatorial Pangean climates and early, oligotrophic, forest ecosystems. Geology, Vol. 24: No. 10, 1996. – P. 905–908. http://dx.doi.org/10.1130/0097613(1996)024%3C0905:ioalpu%3E2.3.co;2
5. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* Influence of sediment recycling and basement composition on the evolution of the chemical composition of silty rocks in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Т. 59. – No. 14. – P. 2919–2940.
6. *Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Т. 59. – №. 14. – С. 2919–2940.
7. *Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites //nature. – 1982. – Т. 299. – №. 5885. – С. 715–717.
8. *Duzgoren-Aidyn N.S., Aidyn A., Malpas J.* Reassessment of chemical weathering indices on the example of Hong Kong pyroclastic rocks // Engineering Geology. – 2002. – Т. 63. – No. 1–2. – P. 99–119.
9. *McLennan S.M., Taylor S.R., Eriksson K.A.* Geochemistry of the Archean Shale of the Pilbara Supergroup, Western Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1983. – Т. 47. – No. 7. – P. 1211–1222.
10. *McLennan S. M.* Weathering and global denudation // The Journal of Geology. – 1993. – Т. 101. – №. 2. – С. 295–303.
11. *Doglioni, C., Jarabaglia, P., Martinelli, G., Mongelli, F., & Zito, G.* Geodynamic model of the accretionary prism of the Southern Apennines // Terra Nova. – 1996. – Т. 8. – No. 6. – P. 540–547.

12. *Fedo C. M., Wayne Nesbitt H., Young G. M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance //Geology. – 1995. – T. 23. – №. 10. – C. 921–924.
13. *Voicu et al.* Kinetics of formation of long-chain monolayers of n-alkanthiolates on polycrystalline gold // Langmuir. – 1997. – T. 13. – No. 20. – P. 5335–5340.
14. *Voicu G., Bardu M.* Geochemical behavior during tropical weathering of the Barama-Mazaruni greenstone belt at the Omai gold mine, Guiana Shield // Applied Geochemistry. – 2002. – T. 17. – No. 3. – P. 321–336.
15. *Singh, P.* Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments: influence of provenance and sedimentary processes. Chem. Geol. 266, 2009. – P. 242–255.
16. *Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R.* Origin of sedimentary rocks; Eaglewood cliffs Prentice-Hall, New Jersey, 1980. – 634 p.
17. Bhatia, M.R. Plate tectonics and geochemical com- position of sandstones. J. Geol., 91, 1983. – P. 611–627.
18. *Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W.* Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 1986. – P. 181–193.
19. *Roser B.P., Korsh R.J.* Determination of the tectonic setting of sandy-argillite suites by the content of SiO2 and the ratio of K_2O/Na_2O // Journal of Geology. – 1986. – T. 94. – No. 5. – P. 635–650.
20. *Roser B. P., Korsch R. J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical geology. – 1988. – T. 67. – №. 1-2. – C. 119–139.

МЕНДЫМСКИЙ ГОРИЗОНТ ФРАНСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА – АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2022 г. Т.Д. Шабутдинов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: timurgeolog11@gmail.com

Мендымский горизонт (слои с *Manticoceras intumescens* и *Cyrtospirifer disjunctus*) западного склона Южного Урала – это региональное стратиграфическое подразделение верхнего девона, выделяемое в среднем подъярусе франского яруса [7, 8]. Впервые горизонт выделен Б.П. Марковским в районе рр. Зигана и Зилима как «наддоманиковые слои с *Manticoceras*». [4, 5, 6]. Свое название горизонт получил по р. Мендым, где и расположен типовой разрез (рис. 1А) [3, 9, 10]. В конце 80-х гг. мендымский горизонт с особой детальностью был изучен и охарактеризован фауной конодонтов А.Н. Абрамовой и В.Н. Барышевым [3, 12].

В стратотипической местности горизонт сложен тёмно-серыми битуминозными известняками, часто глинистыми, с прослоями глинистых сланцев и аргиллитов, реже доломитов общей мощностью от 6 до 23 м [1, 3, 4, 12]. Отложения мендымского горизонта залегают на отложениях доманикового горизонта, граница между которыми проводится по появлению гониатитов *Manticoceras intumescens* Beyrich и конодонтов *Palmatolepis rhenana nasuta* Müller. Перекрываются отложениями аскынского горизонта, в которых появляются конодонты *Palmatolepis rhenana rhenana* Bishoff и другая характерная для стратона фауна (рис. 1В) [12]. Стратиграфический объем мендымского горизонта соответствует интервалу конодонтовой подзоны Early *rhenana* стандартной конодонтовой шкалы [16].

Важность изучения мендымского горизонта заключается в возможности установления в отложениях данного стратона отражения глобального биотического события Lower Kellwasser. Данное событие массового вымирания характеризуется сокращением таксономического состава трилобитов, гониатитов, стилиолинид, брахиопод, кораллов и конодонтов [14, 15]. Поэтому, с целью установления в отложениях мендымского горизонта предкризисных условий существования фаунистических сообществ и главным образом конодонтовой фауны, была поставлена задача изучения

фаунистического комплекса стратона в разрезах западного склона Южного Урала.

Опорным разрезом для исследований выбран разрез на реке Ряузяк, расположенный в 5 км выше д. Саргаево Ишимбайского района Республики Башкортостан. Разрез является одним из немногих наиболее полных конденсированных разрезов верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала [1, 4, 11, 12]. В разрезе Ряузяк в нижней части мендымский горизонт представлен тёмно-серыми битуминозными известняками с переслаиванием тёмно-серых, черных глинистых, известково-глинистых битуминозных сланцев, которые в верхней части сменяются светло-серыми, плотными толстослоистыми известняками. Мощность мендымских отложений в разрезе составляет 3,15 м [1, 12]. Комплекс конодонтов мендымского горизонта в разрезе характеризуется богатым таксономическим разнообразием и включает 45 видов 6 родов: *Ancyrodella* sp., *Ad. curvata, Ad. gigas, Ad. ioides, Ad. nodosa, Ad. primus, Ancyrognathus sp., Bellodela sp., Icriodus sp., Icriodus symmetricus, Palmatolepis punctata, Pa. amplificata, Pa. anzhefae, Pa. barba, Pa. beckeri, Pa. brevis, Pa. ederi, Pa. eureka, Pa. extensa, Pa. foliacea, Pa. foliacea. Pa. gigas gigas, Pa. gigas paragigas, Pa. hassi, Pa. jamieae, Pa. ljaschenkoae, Pa. menneri, Pa. muelleri, Pa. rhenana nasuta, Pa. orbicularis, Pa. orlovi, Pa. ormistroni, Pa. plana, Pa. proversa, Pa. rhenana rhenana, Pa. rotunda, Pa. semichalovae, Pa. spinata, Pa. timanensis, Pa. triangularis, Pa. mucronata, Polygnathus. decorosus, Pol. krestovnikovi, Pol. lodinensis, Pol. samueli.* Большая часть комплекса конодонтов представлена родом *Palmatolepis*, характерным для глубоководных условий обитания. Из гониатитов определены *Manticoceras intumescens*, *M. cf. carinatum, M. cf. oxy, Tornoceras simplex, Tornoceras sp.* [1, 12].

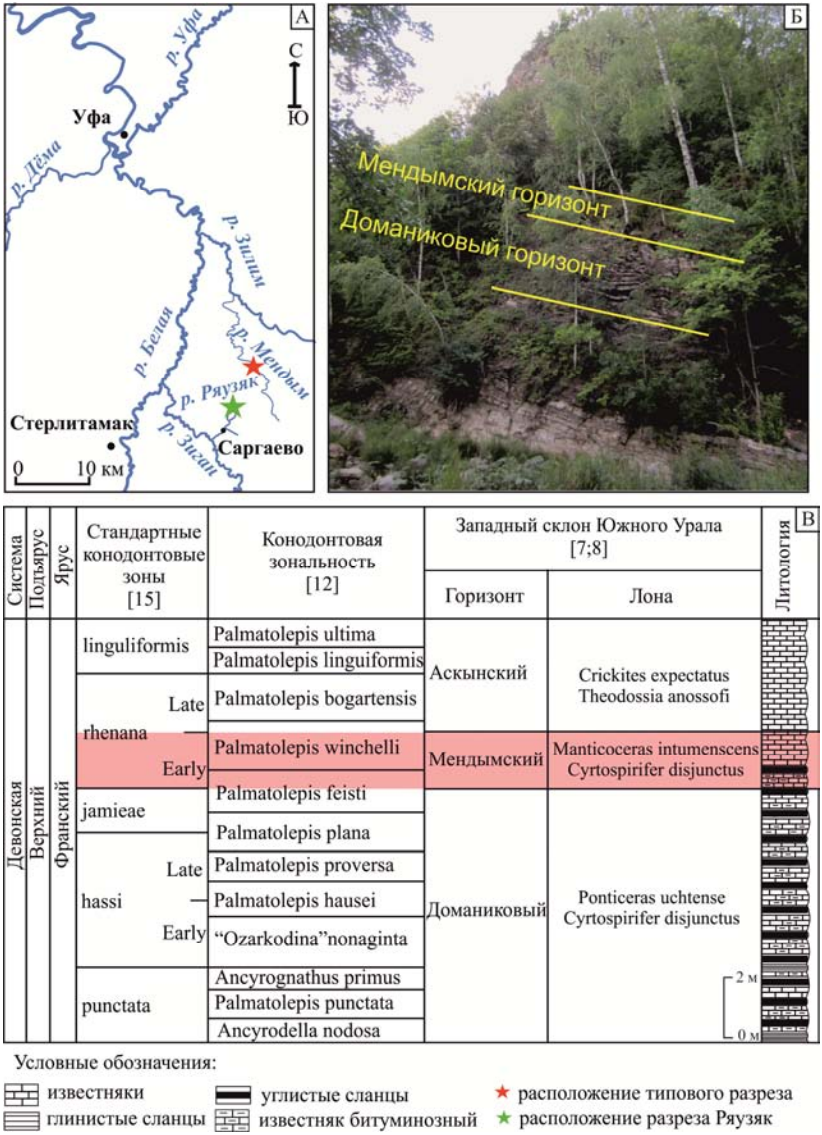


Рис. 1. А - расположение разреза Ряузяк на карте; Б – фотография разреза; В – схема стратиграфии девона западного склона Южного Урала с дополнениями [7, 8, 12, 13, 16].

В последнем выпуске Geologic Time Scale [2020] предложена новая конодонтовая зональность, в которой интервал подзоны Early *rhenana* заменен интервалом зон *Palmatolepis winchelli* и *Palmatolepis feisti* [13] (см. рис. 1В). Определить возможность применения новой конодонтовой зональности для биостратиграфического расчленения отложений мендымского горизонта западного склона Южного Урала – задача, которую необходимо решить в будущем.

В настоящее время производится обработка нового литологического и палеонтологического материала из отложений мендымского горизонта разреза Ряузяк. Полученные дополнительные данные в перспективе будут способствовать решению поставленных задач и открывают возможность для дальнейшей региональной и межрегиональной корреляции.

Литература:

1. *Абрамова А.Н.* Франский ярус западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. – 54 с.
2. *Барышев В.Н., Абрамова А.Н.* Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Ежегодник – 1995. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. – С. 26–30.
3. *Домрачев С.М.* Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала // Девон Западного Приуралья / *Под ред. Е.В. Соколова.* Ленинград: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1952. – 199 с.
4. *Марковский Б.П.* Материалы к изучению девонских отложений западного склона Южного Урала. Ленинград: ЦНИГРИ, 1936. – 45 с.
5. *Марковский Б.П.* Материалы к изучению девонских отложений западного склона Южного Урала. Л: Центральный Научно-Исследовательский Геолого-Разведочный Институт, 1937. – 67 с.
6. *Марковский Б.П.* Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Материалы Всесоюзного научно-исследовательского института. – №8. – 1948. – С.22–38.
7. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. №38. – СПб: ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.
8. Стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: 1993.

9. Стратиграфический словарь СССР: кембрий, ордовик, силур, девон / *Под ред. И.Е. Занина, Б.К. Лихарева.* – Ленинград: Недра, 1975. – 622 с.
10. *Тяжева А.П.* Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Девонские отложения Башкирии / *Под ред. Л.И. Шорохова, Е.Г. Першина.* Москва: Издательство Академии Наук СССР, 1961. – С. 5–130.
11. *Abramova A.N., Artyushkova O.V.* The Frasnian-Famennian boundary in the South Urals // Geological Quarterly. №48. Poland: Police Geological Institute, 2004. – P. 217–232.
12. *Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Tagarieva R.Ch., Mizens L.I., Mizens A.G.* Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals: Pre-Conference Field Excursion Guidebook. International Conference "Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous". – Ufa, Sterlitamak: IG USC RAS, 2011. – 92 pp.
13. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G.* Geologic Time Scale 2020. – London: Elsevir B.V. – P. 733–810.
14. Rakocinski M., Pisarzowska A., Janiszewska K., Szrek P. Depositional conditions during the Lower Kellwasser Event (Late Frasnian) in the deep-shelf Łysogory Basin of the Holy Cross Mountains Poland // An International Journal of paleontology and stratigraphy. 2016. – №49. – P. 571–590.
15. Walliser O.H. Global Event and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Göttingen: Institut fur Geologie und Palaontologie, 1996. – 334 pp.
16. Ziegler, W. & Sandberg, C.A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation: Courier Forschungsinstitut Senckenberg 121. – 1990. – 115 pp.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И АНАЛИЗ LU-HF ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ УРАЛА

© 2022 г. Г.Ю. Шардакова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург.
E-mail: shardakova@igg.uran.ru

Особенности состава циркона, который встречается практически во всех типах пород, как известно, могут являться важным индикатором его генезиса и степени преобразования, а также валидности определения возраста пород, указывать на состав субстрата для выплавления магм. Ряд диаграмм позволяют производить типизацию цирконов [8–10 и др.], но мировая база данных по этому вопросу находится в стадии накопления, и часто новые результаты противоречат имеющимся представлениям. Это касается, например, применимости величины Th/U-отношения, которое традиционно считалось индикатором «природы» цирконов (интервал 0,3–0,7 – магматические разности). Однако часто и первичные, и изменённые индивиды имеют широкий разброс Th/U-отношения [1, 4, 5, 11 и мн. др.]. Последнее замечание особенно касается цирконов из магматитов, геодинамические обстановки при внедрении и дальнейшем существовании которых неоднократно сменялись, вызывая тектоно-термальные воздействия. Какая же информация в цирконах может сохраняться?

Проследим это на примере цирконов из магматических комплексов разных частей зоны сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой. Эта протяженная область является скоплением блоков, прошедших разную геологическую историю. Цирконы извлечены из пород следующих подразделений (с востока на запад): 1) гранитов круторечeнского комплекса (Сев.Урал, Присалатимская зона, блок в крайней западной части зоны ГУР, U-Pb возраст 542±15 млн лет); 2) битимского комплекса (Ср.Урал, Уфалейский блок, Никольский массив, 520,9 ±9,1 млн лет); 3) Уржумского массива (С-В часть Башкирского мегантиклинория, 336,5±8,2 млн лет); 4) габбро-диабазов семибратского комплекса (центр той же структуры, 315,6±5,0 млн лет). Определение содержаний элементов-примесей и изотопов Lu-Hf производилось В.С. и М.В. Червяковскими, метод LA-ICP-MS, ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО

РАН, Екатеринбург. Подробное описание пород и цирконов из них приведено в работах [4–7].

Изучаемые цирконы характеризуются разной степенью преобразований, отражающихся на их облике и составе. Колебания концентраций микроэлементов (ppm) в цирконах широкие: ΣREE–360-6000 (ΣHREE–350–5500; ΣLREE–10–500), Ti–11–470, Y–410–8700, U–67–32000, Th–33–6100, Nb–0,5–400, Hf–7000–38000. Для большей части зерен (зон) Th/U>0,3, но это не означает полную сохранность и магматогенный генезис всех индивидов. Позиция составов цирконов на известной диаграмме Хоскина (рис. 1А) показывает, что в магматогенном поле (М) или близко к нему лежат единичные точки, которые характеризуются низкими величинами (Sm/La)n, максимальными – Ce/Ce*, минимальными концентрациями Ti, LREE, Nb. На диаграмме Белоусовой [8] они попадают в поле «гранитоидных» цирконов. Облик свидетельствует, что «магматическими» параметрами действительно обладают практически не измененные зёрна, возраста которых попадают в интервалы, указанные выше: то есть их датировки отражают время кристаллизации пород. Среди цирконов поля М зерна из круторечeнских гранитов (как, собственно, и сами эти породы) наиболее богаты Y, Nb, REE, что указывает на специфичность субстрата (флюида?). Самыми измененными являются цирконы из пород Уржумского массива. Им присущи резко повышенные содержания Th, U, Hf и LREE.

На диаграммах, позволяющих оценить долю мафического и салического материала в субстрате (рис. 1Б), цирконы всех проб лежат в полях, указывающих на присутствие корового компонента. Проведены измерения изотопов Lu-Hf в цирконах; таблицы опубликованы в работах [4–7]. Поскольку считается, что данная изотопная система слабо изменчива при наложенных процессах, на диаграмму (εNd)t–возраст (рис. 1В) нанесены точки всех зёрен. В пределах каждого объекта точки по величинам (εNd)t отличаются не принципиально, за исключением одной (возраст около 400 млн лет) из круторечeнского гранита, лежащей на мантийном тренде. Позиция этого зерна на рис. 1Б сдвинута в поле океанических цирконов. Мы считаем [4], что оно, вероятно, новообразовано в ходе начального этапа спрединга Уральского палеоокеана, когда имело место высокая тектоно-термальная активность.

Среди объектов изучения два имеют венд-кембрийский возраст, но расположены в разных тектонических блоках. Цирконы, представляющие тектонический фрагмент гранитов в зоне ГУР

(круторечeнский комплекс), содержат древние ядра (1192, 1221 млн лет), что, наряду с негативными величинами (εNd)t –0,3...–8,6), указывает на важную роль сиалического материала в субстрате. Этот факт косвенно может указывать на западное направление миграции блока с данными гранитами, к западному обрамлению зоны ГУР (представляющей собой набор террейнов, совмещенных в ходе конвергентных процессов). К примеру, круторечeнский фрагмент мог принадлежать к Ишеримской структуре, где присутствуют сходные по составу и возрасту граниты Вёлсовского и других массивов [2]. Для цирконов из кембрийских гранитов битимского комплекса (Уфалей) характерны позитивные (εNd)t +1.5...+12.5, указывающие на мантийно-коровый характер субстрата; ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i=0.703389 [5] говорит о важной роли мантийного компонента. Реликтовые древние ядра в данных цирконах присутствуют, но возраст их не определим.

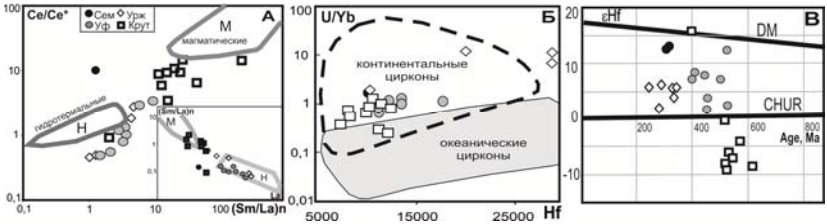


Рис. 1. Изотопно-геохимические особенности цирконов из гранитоидов и базитов западного склона Урала

А – Генетическая диаграмма Хоскина [10], обозначения на рисунке. Б – Диаграмма, позволяющая определить состав субстрата [11] по параметрам цирконов. В – Диаграмма (εNd)t – возраст для цирконов из магматических пород.

Сравнивать цирконы двух палеозойских комплексов не вполне корректно: они извлечены из пород разной основности. Отметим, однако, что семибратские габбро-диабазы ассоциируют с гранитами такого же возраста [6, 7] и могут являться ранней фазой данного комплекса, то есть источник для семибратских базитов и гранитов мог быть общим. Судя по составу цирконов из базитов и наличию реликтовых зерен (1640, 1372 млн лет) в гранитах, он содержал древнее сиалическое вещество. При этом позиция точек базитов на диаграмме Пирса (Th/Yb-/Nb/Yb) отвечает E-MORB, указывая на вероятность мантийной «добавки», тем более, что точки цирконов по (εNd)t не далеки от DM.

Измененные цирконы Уржумского массива имеют позитивные (εNd)t +2.76…+6.30, лежащие между трендами DM и CHUR, указывая на смешанный, мантийно-коровый источник расплавов. Молодая палеозойская кора (в ордовике активно шел спрединг) явно также играла роль в их субстрате: наиболее древние возраста ядер цирконов Уржумского массива составляют как раз 488–410 млн лет.

В целом составы цирконов из большинства пород указывают на мантийно-коровый субстрат. Автор с коллегами в настоящее время занимается обобщением данных, касающихся соотношений Y и Nb в породах разных структур; показано, что для анализа типа субстрата (N-, E-MORB, OIB) применима величина индекса Y/Nb, составлена сводная диаграмма [3]. Точки пород, цирконы которых описаны здесь, лежат в поле плюм-зависимых серий Урала, между E-MORB и OIB, ближе к последнему. По другим геохимическим параметрам наиболее близки к плюм-зависимым образованиям граниты битимского и уржумского комплексов, но этот вопрос требует дальнейших обоснований.

В качестве резюме заметим следующее: 1) цирконы из гранитов разных блоков имеют свои особенности геохимии и изотопного состава; 2) несмотря на длительную тектоно-термальную историю пород в аккреционной зоне Урала, часть цирконов сохранила признаки магматического генезиса, подтверждая реальность полученных датировок; 3) наиболее «коровыми» образованиями являются граниты самого восточного члена ряда (круторечeнского комплекса); остальные породы образованы при разной степени мантийно-корового взаимодействия; 4) даже для пород из зон, прошедших сложную геодинамическую эволюцию, совместное использование изотопно-геохимических параметров пород и содержащихся в них цирконов даёт наиболее полную информацию о составе источников, эволюция которых производит магматические образования.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА18-118052590029-6 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и развитие последнего осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680.

Литература:

1. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 2010. – 144 с.
2. *Петров Г.А.* Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм,

метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2020. – 176 с.
3. *Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородина Н.С.* Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена // Геодинамика и Тектонофизика. – 2021. – №12(2). – С. 225–245.
4. *Шардакова Г.Ю., Коровко А.В.* Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия // Литосфера. – 2021. – № 1. С. 32–54.
5. *Шардакова Г.Ю.* Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрий-ских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений // Литосфера. – 2022. – №1. – С. 55–74.
6. *Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т.* Гранитоиды и базиты семибратского комплекса (Ю. Урал): возраст, петрогеохимические особенности, геодинамическая позиция // Литосфера. – 2008. – № 4. – С. 48–62.
7. *Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Крупенин М.Т., Хубанов В.Б.* Новые данные о возрасте, составе и Lu-Hf изотопии цирконов из гранитоидов и базитов северной части Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): состав субстрата, геодинамические заключения // Тр. ИГГ УрО РАН, 2020. – Вып. 167. – С. 103–110.
8. *Belousova E.A., Griffin W.L.,O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – V.143. – P. 602–622.
9. *Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghoj, K., Schwartz, J.J.* Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // Geology. – 2007. – V. 35. – P. 643–646.
10. *Hoskin P.W.O., Ireland T.R.* Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // Geology. – 2000. – V. 28. – P. 627–630.
11. *Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G.* Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold minerali-zation (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco) // Chem. Geol. – 2007. – V. 245. – P.135–161.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОЙ КАРАН НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2022 г. Г.Т. Шафигуллина, А.М. Косарев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.
E-mail: shafigullina_g@mail.ru

Золото-порфировое месторождение Большой Каран расположено в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны (ГУР), в северо-западной части Учалинского рудного района и приурочено к южному флангу Вознесенского интрузивного массива роговообманковых габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов. На северном окончании массива располагается одноименное медно-порфировое месторождение. Массив залегает среди серпентинитов массивного и обломочного строения, содержащих блоки нижнедевонских известняков, базальтов, диабазов, не датированных кремнистых пород и пироксенитов [1–2].

Золото-порфировое оруденение тесно пространственно связано с дайками гранитоидов, которые по геохимическим данным [3], являются поздней «порфировой» фазой Вознесенской интрузии. Рудоносная серия даек представлена габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами, для которых характерны вкрапленники плагиоклаза, иногда кварца и полнокристаллическая основная масса, состоящая из плагиоклаза и гидротермально измененных темноцветных минералов, а также кварца. Отдельные рудоносные дайки сложены среднезернистыми плагиофировыми диоритами, состоящими из плагиоклаза, клинопироксена, кварца и роговой обманки [1–2].

Рудные тела представляют собой линейные сульфидно-карбонат-кварцевые штокверки, концентрирующиеся в дайках. В небольшом количестве внутри штокверков развиты брекчиевые сульфидно-карбонат-кварцевые руды. Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит. Кроме того в рудах присутствуют сфалерит, галенит, антимонит, халькопирит и самородное золото. Околорудные метасоматиты имеют серицит-хлорит-кварцевый состав с примесью карбоната, иногда биотита, калиевого полевого шпата и эпидота.

Околорудные изменения представлены метасоматитами филлизитового типа (парагенезис: серицит + кварц с примесью

карбоната и хлорита). В дайках локально сохранились фрагменты более ранних биотит-калишпатовых метасоматитов, которые характерны для внутренней зоны околорудного ореола порфировых месторождений [12]. Прожилковые и брекчиевые руды локализованы в серицит-кварцевых метасоматитах. На удалении от рудных зон в породах Вознесенского массива проявлены пропилитовые изменения эпидот-актинолитовой фации [2].

В данной работе приводятся данные по составу породообразующих минералов рудоносных даек, а также золото-порфировой минерализации и околорудных метасоматитов месторождения Большой Каран. На основе химического изучения минералов предпринята попытка увязать их генезис с разными стадиями формирования золото-порфирового оруденения.

Для исследований А.М.Косаревым были отобраны образцы из метасоматически измененных даек гранодиоритов. Изучение морфологии и химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик С.Ю. Чаженгина). Параметры сканирования: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов осуществлялась с помощью программы «MINAL» (автор Д. В. Доливо-Добровольский).

На месторождении выделены три генетических группы минералов: 1) первично магматические, 2) гидротермально-метасоматические, 3) рудные.

Первая группа включает породообразующие минералы: пироксен, плагиоклаз, роговая обманка, кварц, ортоклаз. В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, титанит и ильменит. Первично магматические минералы образуются непосредственно в процессе кристаллизации магмы диоритового состава.

Кристаллизация плагиоклаза из магмы происходила вслед за клинопироксеном, а альбитизация и серицитизация плагиоклаза связаны с гидротермально-метасоматическим процессом и фазой рудообразования.

Образование ортоклаза могло происходить в конце процесса кристаллизации интрузивных пород или на гидротермальной стадии в период становления метасоматической зоны, содержащей ортоклаз и биотит в рамках Au-Cu-порфировой рудно-магматической системы [6].

Роговая обманка замещается хлоритом, местами в ассоциации с гидробиотитом на позднемагматической стадии. Гидратация биотита, по всей вероятности, происходила в период образования Au-Cu-порфировой минерализации и сопряженных гидротермально-метасоматического и динамометаморфического процессов.

По результатам изучения акцессорных цирконов из пород Au-порфирового месторождения Большой Каран установлено что, данный минерал подвержен воздействию кислых Mg-Na водно-хлоридных флюидов [2], что характеризуется присутствием неформульных для циркона элементов (Ca, Al и Fe). Из измененных участков циркона происходит вынос Zr и Si во флюид [4, 12]. Образование новых цирконовых фаз без примесей происходит при более низких температурах [12]. Детальное изучение зерен циркона показало, что микровключения в них представлены только торитом.

По сравнению с диоритами Вознесенского Cu-порфирового месторождения [7], апатиты из диоритов Большого Карана обнаруживают повышенные концентрации F и Cl, что определяет особенности флюидов и металлогенетическую специализацию Большекаранских диоритов на Au.

Ко второй группе относятся минералы околорудного метасоматического ореола, представленные эпидотом, пренитом, хлоритом, мусковит-алюмоселадонитом, кальцитом, кварцем. Минералы гидротермально-метасоматической стадии развиваются неравномерно, фиксируя ореолы рудной сульфидной минерализации.

Эпидот развивается по плагиоклазу и пироксену, возможно, принадлежит внешней пропилитовой зоне.

С целью выяснения температурных условий рудообразования на Au-порфировом месторождении Большой Каран изучен химический состав хлоритов из околорудного метасоматического ореола [9]. Околорудные метасоматиты месторождения имеют серицит-хлорит-кварцевый состав с примесью карбоната, иногда биотита, калиевого полевого шпата и эпидота.

Хлорит является одним из самых распространенных вторичных минералов, присутствующих в диоритах. Хлорит развивается по роговой обманке и пироксену.

Установлены три разновидности хлорита: пикнохлорит, рипидолит и диабандит, которые отличаются между собой содержанием Si^{IV}, показателями коэффициента железистости X(Fe) и магнезиальности X(Mg). По содержаниям R^{VI} (6,0 к.ф.) и $[R^{3+}]^{VI}$ (1.16–1.57 к.ф.) хлорит во всех изученных образцах относится к триоктаэдрической группе. Данные по содержанию Al в кварце и РЗЭ

в кальците руд также указывают на кислый состав рудообразующего флюида [2].

Для оценки условий образования околорудных метасоматитов месторождения Большой Каран были рассчитаны хлоритовые геотермометры по [10, 14]. Температура их образования, рассчитанная с помощью этих термометров показала неплохую сходимость. Результаты расчета температур дают незначительные расхождения – в 25–50°С. С температурами гомогенезации флюидных включений в кварце и карбонате руд, которые составляют 369–200°С [14], в наибольшей степени сопоставимы значение температуры образования хлорита, рассчитанные по формулам M.Cathelineau [10] и E.C. Jowett [14]. По всей вероятности, они близки к истинным температурам минералообразования.

Выявлена прямая зависимость содержания Al^{IV} от температуры образования хлорита. Наиболее высокотемпературные хлориты, обогащенные Al^{IV} менее железистые X(Fe)=0,40–0,45 по сравнению с низкотемпературными.

Таким образом, в составе околорудных метасоматитов месторождения Большой Каран присутствуют три разновидности хлорита: рипидолит, пикнохлорит, диабантит, образовавшиеся в мезотермальных условиях в интервале температур 346–185°С.

Измененные метасоматическими процессами диориты Большого Карана (пробы 24-16/1 и 24-16/2) характеризуется обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых РЗЭ и присутствием слабой негативной аномалии Ce.

При изучении минерального состава пород месторождения Большой Каран по данным микрозондового анализа был определен редкоземельный минерал, который относится к цериевой разновидности. Химический состав минерала характеризуется следующими значениями (мас. %): Ce_2O_3 – 50,85–63,78, La_2O_3 – 28,66–37,86, F – 7,56–11,29. Содержание кальция в единичных случаях составляет менее 1 мас. %. Из примесей установлен P_2O_5 (1,03 мас. %) (табл.). Химический состав минерала хорошо рассчитывается на кристаллохимическую формулу бастнезита: $(Ce_{0.57}\ La_{0.43})CO_3F_{1.09}$.

Бастнезит встречается в виде небольших зерен неправильной и округлой формы от 2 до 10 мкм. Он локализуется в зонах интенсивных вторичных изменений и развивается в кавернозных полостях в ассоциации с альбитом, эпидотом, ортоклазом и кальцитом.

Редкоземельная минерализация представлена фторкарбонатом РЗЭ, образованным при гидротермальных низкотемпературных изменениях гранитоидов [8].

Таблица

Химический состав и кристаллохимические коэффициенты бастнезита (мас.%)

Элементы/анализы	13-1	2-36-1	2-43-1	24-16/2
Ce_2O_3	50,85	54,94	56,27	63,78
La_2O3	37,86	32,93	31,80	28,66
CaO	–	0,78	–	–
P_2O_5	–	1,03	–	–
F	11,29	10,32	10,98	7,56
Сумма	100	98,97	99,05	100
	Коэффициенты в формуле			
Ce	0,57	0,60	0,63	0,69
La	0,43	0,36	0,36	0,31
Ca	–	0,02	–	–
P	–	0,02	–	–
F	1,09	0,96	1,07	0,70

Примечание. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на сумму катионов, равную 1.

Гидротермально-метасоматическая преобразования формируются в две стадии: 1) ранняя биотит-калишпатовая; 2) пропилитовая.

Пропилитизация формировалась на предрудной, рудной и послерудной стадиях рудогенеза. Вторичные минералы, такие как алюмоселадонит и фторкарбонат РЗЭ, скорее всего, образовались на стадии завершения гидротермального процесса по условиям близких к диагенезу. Об этом говорит присутствие хлорита с температурой образования около 185°С. На этой стадии (температура образования кальцита <250°С), которая выделена С.Е.Знаменским [2], вероятно, происходило образование фторкарбоната РЗЭ и алюмоселадонита. Последний весьма характерен для процессов диагенеза.

Третья группа представлена сульфидами рудного этапа (пирит, галенит и халькопирит). Пирит руд содержит многочисленные включения галенита, сфалерита, халькопирита, тетрадимита, касситерита, колорадоита и самородного серебра. Наличие в Большекаранских пиритовых рудах большого количества включений халькопирита, сфалерита, галенита, тетрадимита, касситерита,

колорадоита и самородного серебра, указывает на полиметаллический уклон рудной минерализации.

Петрографическое изучение шлифов и данные микрозондового анализа диоритов Большекаранского рудного поля показало возможность выделения нескольких ассоциаций минералов, представляющих собой три генетические группы, соответствующие разным стадиям формирования золото-порфирового оруденения и гидротермально-метасоматических изменений [5, 9].

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2022-0011).

Литература:

1. *Знаменский С.Е.* Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение // Литосфера, 2021. – Т. 21. – №3. – С. 365–385.
2. *Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А.* Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Литосфера. – 2020. – Т. 20. – №3. – С. 397–410.
3. *Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т.* Структурный контроль и геохимия рудоносных даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2017. – № 24. – С. 39–46.
4. *Каулина Т.В.* Образование и перобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 2010. – 144 с.
5. *Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Светов С.А., Чаженгина С.Ю.* Рудоносные интрузивные диориты золото-порфирового месторождения Большой Каран: петрография, геохимия, минералогия // Геологический вестник, 2021. – № 3. – С. 19–27.
6. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983. – 255 с.
7. *Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалов Е.В., Шагалов Е.С.* Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия, 2016. – №1. – С. 54–65.

8. *Хомяков А.П., Семенов Е.И.* Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. – М:. Наука, 1971. – 136 с.
9. *Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии // Геологический вестник. – 2020. – № 2. – С. 45–53.
10. *Cathelineau M.* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Miner. – 1988. – Vol. 23. – P. 471–485.
11. *Hey M.H.* A new review of the chlorites // Miner. Mag. – 1954. – Vol. 30. – P. 277–292.
12. *Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F.* Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements, 2007. – No 3. – P. 43–50.
13. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems. Econ. Geol., 2010. – V. 105. – P. 3–41.
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. – A 62 p.

ОСВОЕНИЕ РЕСУРСОВ ТЯЖЁЛЫХ СВЕРХВЯЗКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАТАРСТАНА

© 2022 г. Д.Г. Яраханова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань.
E-mail: dilyara.yar@mail.ru

В настоящее время запасы тяжёлых сверхвязких углеводородов и природных битумов являются важнейшей составляющей нефтедобывающей промышленности нашей страны.

Надо отметить, что углеводородное сырьё пермских отложений Татарстана, по рекомендованной в 1987 году (и часто признаваемой многими по настоящее время) на XII Нефтяном мировом конгрессе в городе Хьюстоне общей схеме классификации нефтей и природных битумов, относится, в основном к тяжёлым (плотность 920,0–1000 кг/м^3), реже к средним (плотность 870,3–920,0 кг/м^3), и сверхтяжёлым (плотность более 1000 кг/м^3 при вязкости менее 10000 мПа·с) нефтям. В соответствии с решениями других международных конференций, состоявшихся в более позднее время, большую часть углеводородов в пермских отложениях Татарстана следует относить к тяжёлой нефти [1].

Залежи пермских углеводородов в Татарстане сохранили особенности строения и залегания скоплений нефти – приуроченность к ловушкам и зависимость строения залежей от типа природного резервуара (рис.) [2]. Большинство залежей многопластовые сводовые или массивные. В них отмечается поверхность раздела между преимущественно нефтебитумонасыщенной и преимущественно водоносной частями резервуара – водонефтебитумный контакт. Над ним углеводородами занято 50–98% объёма пор, под ним 30–20%. При классификации залежей тяжёлых углеводородов в пермских отложениях Татарстана выделялись газонефтебитумные и нефтебитумные группы залежей [3].

Подчеркнём, что термин «природный битум» до сих пор используется так как является исторически сложившимся в литературе и практике, подчёркивает преемственность результатов геологоразведочных работ и научных взглядов многих нефтяников и учёных на затрагиваемую проблему.

В пермских отложениях Республики Татарстан установлены значительные ресурсы и запасы тяжёлого углеводородного сырья,

оцениваемые, при содержании их во вмещающих породах более 4% масс., около 1,4 млрд.т. Это более 55% запасов и ресурсов пермских углеводородов всей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, составляющих по данным ТГРУ (2006 г.), чуть более 2,5 млрд. т. при содержании углеводородов более 4–5% масс.

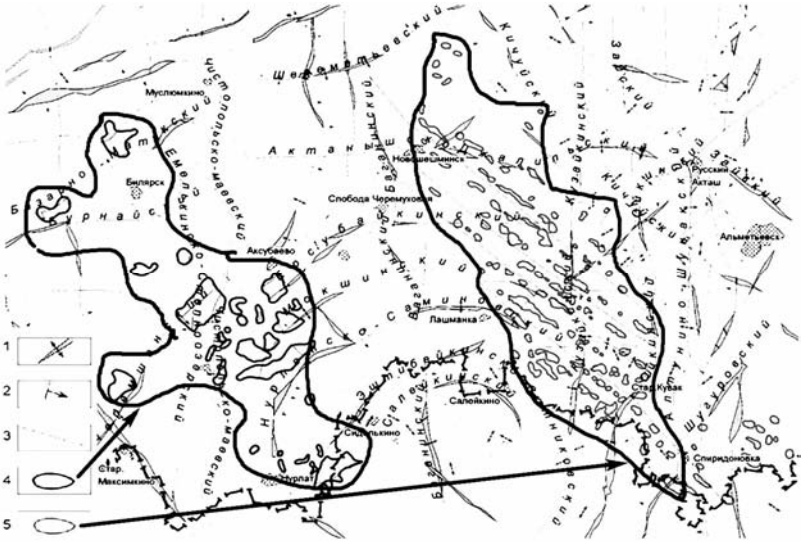


Рис. Локализация месторождений сверхвязкой нефти (4-казанского и 5-уфимского ярусов)

В Татарстане изучены в той или иной степени 61 месторождение и 95 предварительно оценённых и выявленных залежей пермской системы с общими геологическими запасами углеводородов более 354 млн.т. Два месторождения – Ашальчинское и Мордово-Кармальское, находятся в опытно-промышленной разработке [4].

Нефти пермской системы отнесены к классу сверхвязких нефтей (СВН). Плотность СВН изменяется в пределах от 0,91 до 0,98 г/см^3. Вязкость варьируется в широких пределах – от 350,0 до 636726,0 мПа·с.

Коллекторы характеризуются увеличенными эффективными нефтенасыщенными толщинами, которые достигают 14,4 м. По пористости коллекторы пермской системы сопоставимы с коллекторами терригенного нижнего карбона (в среднем 0,234–0,292

д.ед.). Проницаемость коллекторов пермской системы в целом ниже проницаемости коллекторов терригенного нижнего карбона и составляет от 0,646 до 0,714 мкм^2.

Сверхвязкие разновидности нефти включают в себя асфальтитовые и битуминозные пески, горючие сланцы, сверхвязкие и сверхвысоковязкие нефти [4].

По состоянию на 01.04.2007 г. извлечено 217 тыс. т битумной нефти. Подготовлено к освоению 17 детально разведанных месторождений с общими извлекаемыми запасами более 33 млн т.

В частности компания Татнефть также ведёт добычу сверхвязкой нефти на Ашальчинском месторождении Республики Татарстан. В 2020 году добыча сверхвязкой нефти составила 3375 тыс. тонн. К концу года суточная добыча нефти достигла 9998 тонн. В целом с начала разработки общий объём добычи сверхвязкой нефти составил 11,465 млн тонн.

Ресурсы сверхвязкой нефти в Татарстане, по разным оценкам, составляют от 1 до 7 млрд тонн. Из добываемых ежегодно 30 млн тонн нефти в год свыше 10% приходится на сверхвязкую нефть [5].

Таким образом, к основным факторам, благоприятствующим освоению ресурсов углеводородного сырья в пермских отложениях Татарстана, относятся:

– высокая степень изученности отложений пермской системы, позволяющая достаточно достоверно оценить их битумоносный потенциал;

– подготовленность части ресурсов битумов к разработке;

– подавляющее большинство выявленных и разведанных месторождений битума Татарстана сопровождаются развитой нефтепромысловой инфраструктурой;

– относительно небольшая глубина залегания скоплений битумов от 50 до 350 м;

– существует накопленный опыт разработки месторождений сверхвязких нефтей.

Литература:

1. Нефтебитумоносность пермских отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины / *под ред. проф., д.г.-м.н. Хисамова Р.С.* – Казань: Изд-во «Фэн». – 431 с.
2. Карта месторождений Татарстана. URL: https://regnum.ru/uploads/pictures/news/2018/11/19/regnum_picture_15426243881277640_normal.jpg (дата обращения 04.04.2022).

3. *Садреев А.М. Сайфуллин З.Г., Павлов П.Ф.* О составе и свойствах пермских битумов Татарской АССР // Нефтепромысловое дело. 1980. – № 2. С. 13–15.
4. *Хисамов и др.* Группирование залежей нефти по геолого-физическим параметрам и визуализация данных с использованием геоинформационных систем // Нефтяное хозяйство. – 2013. – № 2.
5. Тяжелая задача: Татарстан нарастит объемы добычи сверхвязкой нефти. URL: https://rt.rbc.ru/tatarstan/26/08/2020/5f4642b69a79475acc168d42 (дата обращения 07.04.2022).

9 785002 042425

Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 14-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 23—26 мая 2022 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 17.05.2022.
Объем 19,8 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 414.