

Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр
Уральского отделения Российской академии наук»
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 28-й научной конференции
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

26—28 ноября 2019 г.

Сыктывкар



2019

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 28-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. 222 с.

В сборнике представлены материалы 28-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы четвертичной геологии, изотопной геохронологии, инженерной геологии, литологии и седиментологии, петрографии, стратиграфии, геологии нефти и газа, геохимии, геофизики, палеонтологии, минералогии и региональной геологии.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов
с незначительной правкой*

*Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
и правительства Республики Коми.
(проект № 19-45-111002\19 р_г)*

*Информационную поддержку при проведении конференции
оказывает Российское минералогическое общество.*

Программный комитет:

*Асхабов Асхаб Магомедович — академик РАН;
Бурцев Игорь Николаевич — к. г.-м. н., врио директора
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН;
Козырева Ирина Владимировна — к. г.-м. н., ученый секретарь
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

Организационный комитет:

*Плотицын Артем Николаевич — к. г.-м. н., председатель;
Вихоть Анна Николаевна — к. г.-м. н., заместитель председателя;
Шмакова Александра Михайловна — секретарь;
Н. Н. Воробьев, Д. А. Груздев, И. И. Даньщикова,
А. А. Деревесникова, Ю. Е. Езимова, Г. В. Игнатьев, Г. Н. Каблис,
Ю. А. Кокишарова, к. г.-м. н. И. С. Котик, к. г.-м. н. О. С. Котик,
к. г.-м. н. И. В. Кряжева, Е. В. Кушманова, Н. И. Максименко,
А. Ш. Магомедова, к. г.-м. н. В. А. Матвеев,
к. г.-м. н. Н. А. Матвеева, А. Ю. Перетягин, И. А. Перовский,
к. г.-м. н. М. А. Соболева, В. В. Уляшев, А. Н. Шадрин,
к. г.-м. н. Р. И. Шайбеков, А. С. Шуйский, Р. А. Шуктомов*

СВОЙСТВА, ГЕНЕЗИС И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ ПРИРЕЧНЫХ СКАЛЬНЫХ ВЫХОДОВ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КОЖЫМ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

И. А. Боков¹, Е. В. Жангуров²

¹СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

²ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ivan-bokov1997@yandex.ru

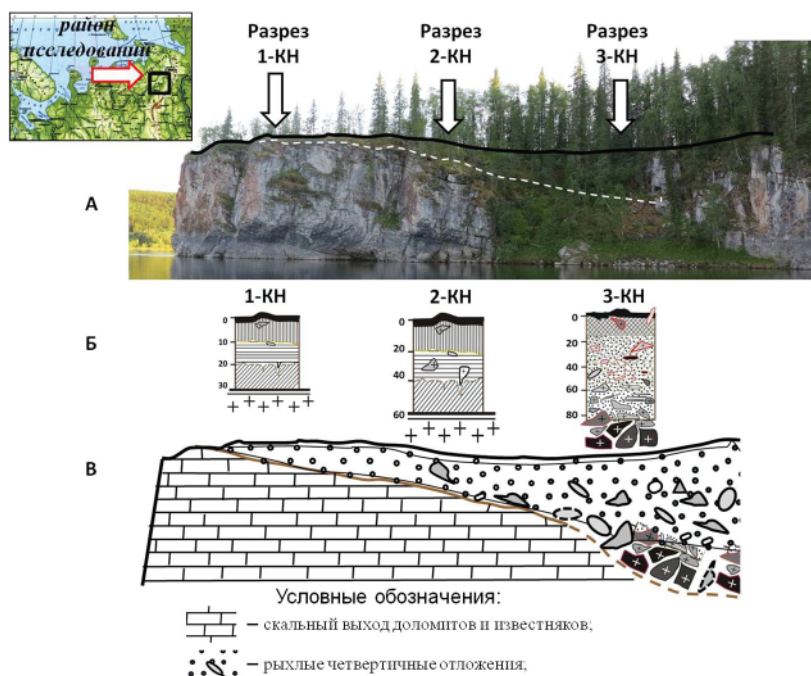
На севере Европейской части России в качестве почвообразующих пород широко распространены четвертичные отложения ледникового и водно-ледникового генезиса. К настоящему времени компоненты почвенного покрова таких территорий, различающиеся по генезису, характеру рельефа и почвообразующих пород достаточно подробно исследованы для равнинных ландшафтов [1]. Почвы, формирующиеся в условиях пластово-денудационных (структурно-денудационных) возвышенных равнин на рыхлых четвертичных осадках и с близким подстиланием горных пород исследованы сравнительно меньше (особенно в труднодоступных районах) [3]. Одним из слабоизученных в этом отношении объектов являются предгорные ландшафты Приполярного Урала (бассейн среднего течения р. Кожым), где широко распространены геологические памятники природы (ГПП). Учитывая уникальность ГПП и чрезвычайно контрастное сочетание литологических и генетических типов слагающих пород [2], а также возрастание рекреационных нагрузок, исследование почв и почвенно-растительного покрова таких ландшафтов представляет собой значительный интерес и актуальную задачу по выявлению редких почв.

Цель работы — на основании сравнительного исследования морфологических и физико-химических свойств, характера почвообразующих пород установить генетические особенности почв, формирующихся в окрестностях ГПП Приполярного Урала.

Объектами исследований были выбраны 3 опорных разреза, заложенных на скальном уступе (в окрестностях) ГПП «Каюк Нырдь» (65° 39' 33.5" с. ш.; 59° 54' 48.6" в. д.), который представляет собой живописный скальный выход (от 10 до 30 м в высоту и протяженностью 900 м), большей частью круто обрывающийся в воду (см. ри-

сунок). В рамках сравнительно-географического метода, использован профилльно-генетический подход, позволяющий детально изучить специфику строения диагностических горизонтов и признаков в связи с их генезисом. Номенклатура и классификация почв дана согласно «Полевому определителю почв России» [5].

Выявлено, что морфологическая дифференциация исследуемых профилей почв во многом обусловлена литолого-геоморфологическими условиями, определяющими их развитие: 1) на перетолженных (делювиальных) маломощных легко-среднесуглинистых отложениях с резким подстиланием известняков и доломитов верхнеордовикского возраста (разрезы 1-КН и 2-КН); 2) на супесчано-легкосуглинистых отложениях с большим количеством окатанных валунов и карбонатных пород. Таким образом, мощность рыхлого плаща четвертичных отложений сильно варьирует и на вышоложенных скальных уступах составляет 20–30 см, увеличиваясь



Расположение объектов исследований. А — общий вид скальных выходов «Каюк Нырл»; Б — схематическое строение почвенных разрезов; В — характер залегания рыхлых четвертичных отложений (генерализованная схема)

Физико-химические свойства почв ГПП «Каюк Нырды»

Гори- зонт	Глубина, см	pH		Обменные основания		C, общ.	N, общ.	C:N	Валовое содержание, %				
				Ca ²⁺	Mg ²⁺								
		вод.	сол.	смоль (экв)/кг		% от массы почвы			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
Почва: торфяно-подбур оподзоленный пирогенный (разрез 1-КН)													
Очес	0–5	5.2	2.9	—	—	82*	—	—	—	—	—	—	—
T	5–15	4.2	3.1	31.2	3.8	48.9±1.7	1.32±0.14	44	—	—	—	—	—
T _{pir}	15–17	4.5	3.0	8.6	0.7	13.4±1.3	0.61±0.07	26	—	—	—	—	—
eBF	17–19	4.4	3.0	3.5	0.5	1.4±0.3	0.05±0.01	28	79.29	3.27	11.62	1.17	1.16
BF	19–22	5.2	4.2	5.1	0.4	3.7±0.6	0.16±0.03	27	63.85	10.57	18.74	1.49	2.10
BC	22–30	7.0	—	—	—	14.8±1.5	0.70±0.08	25	48.28	9.83	19.86	14.52	2.62
Почва: торфяно-подзол иллювиально-железистый пирогенный (разрез 2-КН)													
O(L)	0–10	4.8	3.9	16.4	6.6	49.3±1.7	1,51±0.17	38	—	—	—	—	—
O(F)	10–20	4.0	3.0	16.4	6.6	47.1±1.6	1,32±0.14	42	—	—	—	—	—
O(H) pir	20–25	4.0	2.9	13.7	4.9	21.9±2.2	0,90±0.10	28	—	—	—	—	—
E _{hi}	25–30	4.1	2.9	1.6	0.4	2.8±0.4	0,01±0.01	40	82.84	1.92	10.13	1.14	0.79
BF	30–45	4.9	3.8	2.2	0.4	1.4±0.3	0,07±0.01	23	71.43	8.48	13.85	1.31	1.91
BF	30–45	5.3	4.1	1.3	0.2	2.9±0.4	0,16±0.02	29	69.26	7.90	16.68	1.35	1.79
BC	45–50	6.8	5.8	12.5	0.4	3.4±0.5	0,19±0.04	21	64.87	7.45	17.33	3.39	2.56
Почва: подзол иллювиально-железистый пирогенный (разрез 3-КН)													
O(L)	0–1	5.4	5.0	30.7	15.3	46.4±1.6	1,19±0.13	45	—	—	—	—	—
O(F) pir	1–5	4.2	3.1	10.7	4.0	46.4±1.6	1,73±0.19	31	—	—	—	—	—
E	5–15	4.1	2.8	0.5	0.1	0.70±0.16	0,03±0.01	27	84.05	1.69	9.44	1.23	0.72
BF	15–35	5.1	4.0	0.8	0.3	1.21±0.28	0.05±0.01	29	74.41	7.11	12.51	1.11	1.73
BC	35–65	5.3	4.3	0.5	0.2	0.49±0.11	0.03±0.01	17	74.62	5.58	13.61	1.05	2.05
C	65–90	5.4	4.1	0.6	0.2	0.31±0.07	0.03±0.01	12	78.73	4.21	11.56	0.87	1.99

Примечание: * потери при прокаливании, %

вглубь водораздела до 80–90 см (см. рисунок). В этих условиях влияние подстилающих карбонатных пород и его роль в определении направлений почвообразования в максимальной степени выражены на скальных уступах (разрезы 1-КН и 2-КН). Очевидно, что генезис малоомощной мелкоземистой толщи определяется наличием кислого аллохтонного материала морены (в том числе в результате локальной седиментационной неоднородности) за счет размыва, переотложения и смешивания местного и дальнеприносного материала в процессе ледниковой транспортировки, сформированные в результате взаимодействия ледника и ложа.

Физико-химические анализы сравниваемых разрезов свидетельствуют о кислой и сильнокислой реакции среды верхних и средних горизонтов; нейтральную для нижних горизонтов почв на скальных уступах. Анализ содержания валовых форм соединений Fe_2O_3 , Al_2O_3 и SiO_2 отражает резкую элювиально-иллювиальную дифференциацию, что хорошо согласуется с морфологической, гранулометрической и химической дифференциацией исследованных почвенных разрезов.

Специфической особенностью исследуемых подзолов и подбуров является сочетание альфегумусового горизонта с карбонатной почвообразующей породой, что не находит отражения в отделе альфегумусовых почв «Классификации и диагностики почв России» [4], образуя сложную подтиповую диагностику.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ «Редкие и уникальные почвы Приполярного Урала на южной границе криолитозоны: свойства, почвообразовательные процессы, классификация», № 18-35-00455 мол_а.

Литература

1. Атлас почв Республики Коми / под ред. Г. В. Добровольского, А. И. Таскаева, И. В. Забоевой. Сыктывкар: ООО «Коми республиканская типография». 2010. 356 с.
2. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / Составитель П.П. Юхтанов. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.
3. Горячкин С. В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. Полевой определитель почв России. М, 2008. 182 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ U–Pb-ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ (ТИМАНСКОЙ ГРЯДЫ)

Е. А. Брусницына¹, В. Б. Ершова²,
А. К. Худолей^{1, 2}, Т. Андерсен³

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

²СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³Университет Осло, Норвегия

brusnicyna@yandex.ru

Целью нашего исследования является — реконструкция источников сноса терригенных отложений Среднего Тимана (Четласский Камень) по данным датирования обломочных цирконов.

Тиманский кряж протягивается в общем северо-западном направлении на расстоянии около 900 км от места примыкания его к Северному Уралу в Колво-Вишерском крае до берегов Чешской губы Баренцова моря и выделяется в рельефе в виде системы сильно эродированных возвышенностей [2]. В пределах наиболее значительных из них, известных на Тимане под названием «камней», выступают на поверхности метаморфизованные докембрийские комплексы, пронизанные разнообразными интрузиями [2]. С юго-востока на северо-запад вдоль Тимана выделяются несколько выступов фундамента: включая Четласский Камень который и является предметом нашего исследования.

Породы четласской серии представляют собой переслаивающиеся кварциты, кварцитопесчаники, алевролиты, кварц-слюдяные и хлорит-слюдистые сланцы. К породам четласской серии отнесены: светлинская, новобобровская и визингская свиты. Песчаники светлинской, новобобровской и визингской свит занимают области аркозов, субаркозов, сублитаренитов и литаренитов, что указывает на поднятия фундамента и орогенные комплексы в качестве основных источников сноса (рис. 1).

Из рифейских пород, выбраны четыре пробы терригенных пород для выделения обломочных цирконов. Предварительная пробоподготовка и дальнейшее U-Pb датирование были проведены по стандартным методикам в ИГГД и Университете Осло.

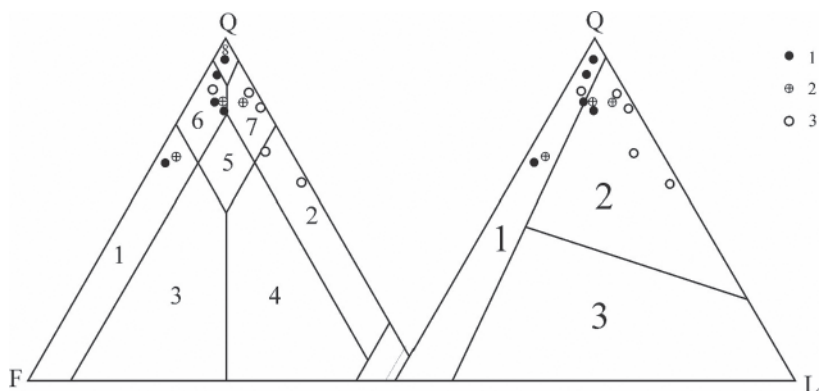


Рис. 1. Q-F-L диаграмма (кварц-полевые шпаты — обломки пород) для осадочных пород четлаской серии; (а) — классификационная диаграмма (1 — аркозы, 2 — литарениты; 3 — лититовые аркозы; 4 — полевошпатовые литарениты; 5 — лититовые субаркозы; 6 — субаркозы; 7 — сублитарениты; 8 — кварцевые арениты) (по [9]); (б) — диаграмма тектонических обстановок (по [8]); (1 — платформенные области; 2 — орогенные комплексы; 3 — островные дуги). Свиты: 1 — визингская; 2 — новобобровская; 3 — светлинская

Датирование обломочных цирконов показало, сходное распределение возрастов цирконов пород четлаской серии, что, вероятно, указывает на единый источник кластического материала.

Для песчаника светлинской свиты 93 зерна показали конкордантный возраст (рис 2). Доминирующие пики имеют возраст примерно — 1225, 1333, 1475 и 1821 млн лет. Самый интенсивный пик отвечает возрасту — 1786 млн лет, а самый молодой циркон имеет возраст 1125 млн лет. (средний рифей), что согласуется с возрастом этой свиты.

В новобобровской свите в 97 зернах цирконов установлен конкордантный возраст (рис. 2), наиболее значимые возраста для песчаника новобобровской свиты — 1209, 1344, 1518, 1756 и 1865, самый интенсивный пик имеет возраст 1782 млн лет. Самое молодой циркон имеет возраст 1140 млн лет.

Для визингской свиты 106 зерен циркона показали конкордантный возраст (рис 2), наиболее значимые возраста — 1385, 1442, 1729, 1820, 1973 млн лет. Самый интенсивный пик имеет возраст 1518 млн лет, а самое молодое зерно 1096 млн лет, что подтверждает среднерифейский возраст визингской свиты.

Датированные зерна обломочных цирконов из средне-и верхнерифейских отложений можно подразделить на три группы: ар-

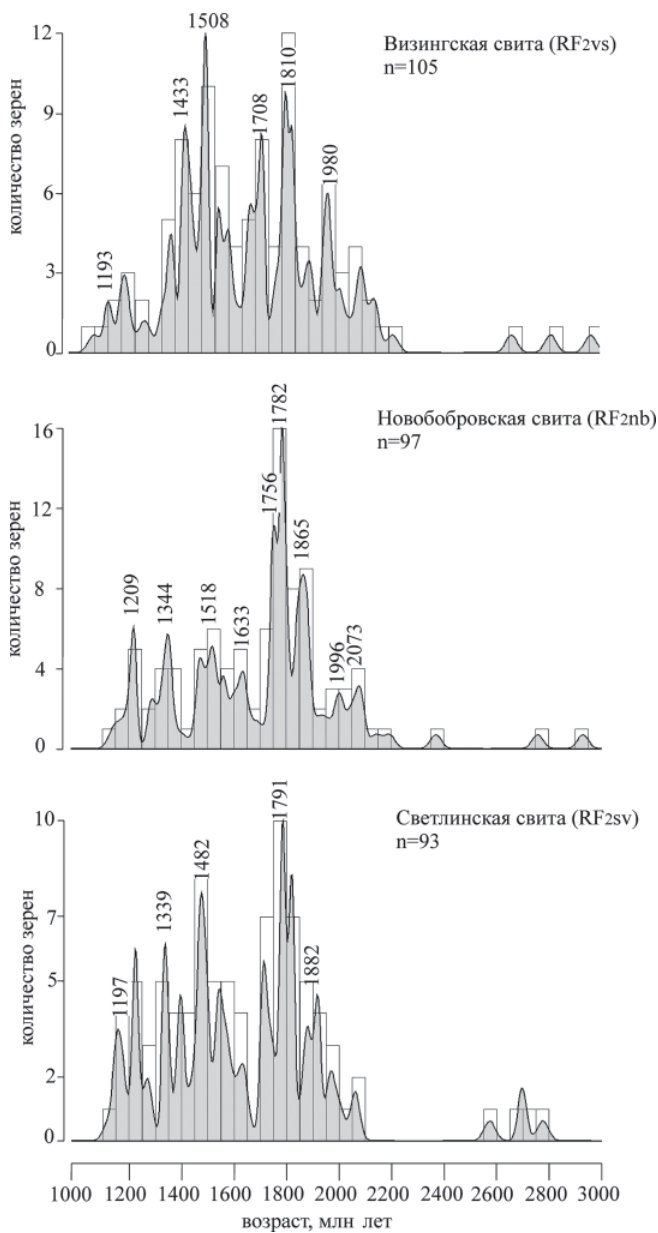


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения изотопных U-Pb возрастов обломочных цирконов из пород среднего рифея Четласского камня

хей-раннепротерозойские, раннерифейские и среднерифейские. К первой (самой древней) группе возрастных пиков относятся около 45 % всех датировок. Большинство возрастных пиков первой группы относятся к раннепротерозойскому возрасту, архейские пики единичны. Вторая группа с интервалом возрастов от границы раннего и позднего протерозоя до нижней границы среднего рифея, включает 34 % всех пиков. Среднерифейская группа цирконов составляет 21 % от всех датировок зерен.

Предшествующие работы [1, 3] посвященные U-Pb датированию цирконов из верхнедокембрийских отложений северного Тимана показали, что основным источником сноса выступал Балтийский щит. Все отмеченные пики в распределение обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений нашего исследования коррелируются с известными возрастами магматических или метаморфических пород, обнажающихся в пределах фундамента палеоконтинета Балтики [7]. Цирконы с возрастами кристаллизации 1.82–2.12 млрд лет, возможно, произошли из пород, сформированных в течение аккреционных событий (Готская фаза) на западе Балтики, Верхнепротерозойский комплексы, являющиеся реликтами аккреционных орогенов, широко распространены в северной части Балтики [6].

Магматизм с возрастом 1.0–1.35 млрд лет найти в пределах Восточно-Европейской платформы довольно трудно, с подобным возрастом известны магматические породы только в пределах свеконорвежского пояса [4].

При формировании средне-верхнерифейских пород Среднего Тимана, обломочный материал поступал из нескольких провинций. Основным источником сноса выступали поднятия фундамента ВЕП и свеконорвежский ороген. Наши данные подтверждают модель, предложенную Лоренцом Х. [5] с соавторами о вероятном продолжении орогена в северо-восточном направлении (в современных координатах).

Данное исследование поддержано грантами РФФИ 17-05-00858 и 18-35-00407.

Литература

1. Андреев В. Л., Соболева А. А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.
2. Оловянишников В. Г. «Верхний Докембрий Тимана и полуострова Канин». Екатеринбург: УрО РАН, 1988. 155 с.

3. Удортина О. В., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. «Возраст метапесчанников верхнедокебрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов» // Бюл. Моск. о-ва Испытателей природы. Отд. Геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

4. Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G. A four-phase model for the sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norsk Geologisk Tidsskrift. 2008. V. 88. № 1. P. 43–72.

5. Lorenz H., Gee D. G., Larionov A. N., Majka J. The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic // Geol. Mag. 2012. V. 149. № 5. P. 875–891.

6. Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: A collage of microcontinents and island arcs // Geological Society, London, Memoir. 2006. № 32. P. 561–578

7. Kuznetsov N. B., Natapov L. M., Belousova E. A., O'Reily S. Y., Griffin W. L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601

8. Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. V. 94. P. 222–235.

9. Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks (Third Edition). New York: Harper and Row Publishers, 1975. 628 pp.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОЦЕССА СПОСОБОМ ОЦЕНКИ ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ЗНАЧЕНИЙ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ В ЗОНЕ ОСЛАБЛЕНИЯ НА ОПОЛЗНЕВЫЙ СДВИГ

А. Н. Вихоть, Ю. В. Денисова, В. А. Лютоев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vikhot.anna@mail.ru

Оползневые процессы относятся к категории опасных экзогенных геолого-геоморфологических процессов. На равнинных территориях особую опасность представляет их высокая активность на склонах речных долин, поскольку к ним приурочены территории городов. Для определения устойчивости склона широко применяются методы предельного равновесия Филлениуса, Янбу, Шахунянца, Терцаги, Бишопа, Morgenштерна, Спенсера и др. Мы предлагаем применить метод оценки математического ожидания для прогнозирования оползневого процесса в зоне четвертичных отложений на примере г. Сыктывкара.

Большая часть г. Сыктывкара расположена в пределах долины р. Сысолы. Здесь участком, требующим повышенного внимания, является оползневый склон в пределах парка им. С. М. Кирова [3]. Необходимость оценки оползневой устойчивости данного склона возникла в последние пол века в связи с разрастанием города, активным строительством и увеличением автотранспортного потока.

Данные удельного электрического сопротивления ($УЭС$), полученные методом вертикального электрического зондирования ($ВЭЗ$), зоны ослабления на сдвиг по пяти профилям подробно приведены в [1, 2]. Эти зоны представлены контактом аномально низкоомных водоупорных горизонтов пластичных глин и суглинков ($УЭС = 3-7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и вышележащих средне- и высокоомных аллювиальных и озерно-аллювиальных песков и супесей. Большой интерес представляет верхняя часть склона, где соблюдается основное из необходимых условий оползнеобразования – угол уклона $\geq 13^\circ$, а именно область 1–13 пикета (ПК): $\angle = 13-30^\circ$, таблица. Нижняя часть склона в области подошвы оползневого тела – пологая и является участком деляпсия. Выбор использовать спо-

Удельные электрические сопротивления горизонта
пластичных глин, Ом · м

ПК	Профиль ВЭЗ				
	I	II	III	IV	V
1	10.1	14.8	6.6	5.7	3.5
2	8.5	14.4	3.3	7.2	4.0
3	12.5	2.5	7.4	8.1	9.3
4	6.9	7.1	5.9	11.3	8.2
5	4.7	7.3	2.8	6.9	6.9
6	5.8	6.6	3.4	6.8	4.1
7	10.2	5.3	3.7	4.7	3.8
8	7.2	6.8	3.2	11.0	4.2
9	10.0	7.9	4.6	12.8	2.6
10	10.8	9.6	8.1	12.4	6.1
11	11.3	5.0	7.2		15.1
12		6.8	8.7		
13		8.6	5.5		

соб оценки доверительного интервала значений УЭС заключался в том, что он дает возможность избавиться от неопределенности в прогнозе оползневого смещения и сделать наиболее полезный статистический вывод.

Оценки математического ожидания находят по формуле:

$$M(X) = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

В нашем случае пять случайных величин по каждому профилю: 8.91; 7.90; 5.42; 8.69; 6.16.

Далее необходимо рассчитать дисперсии для оценки средне-квадратических отклонений по формуле:

$$D(X) = M[(X - M(X))^2].$$

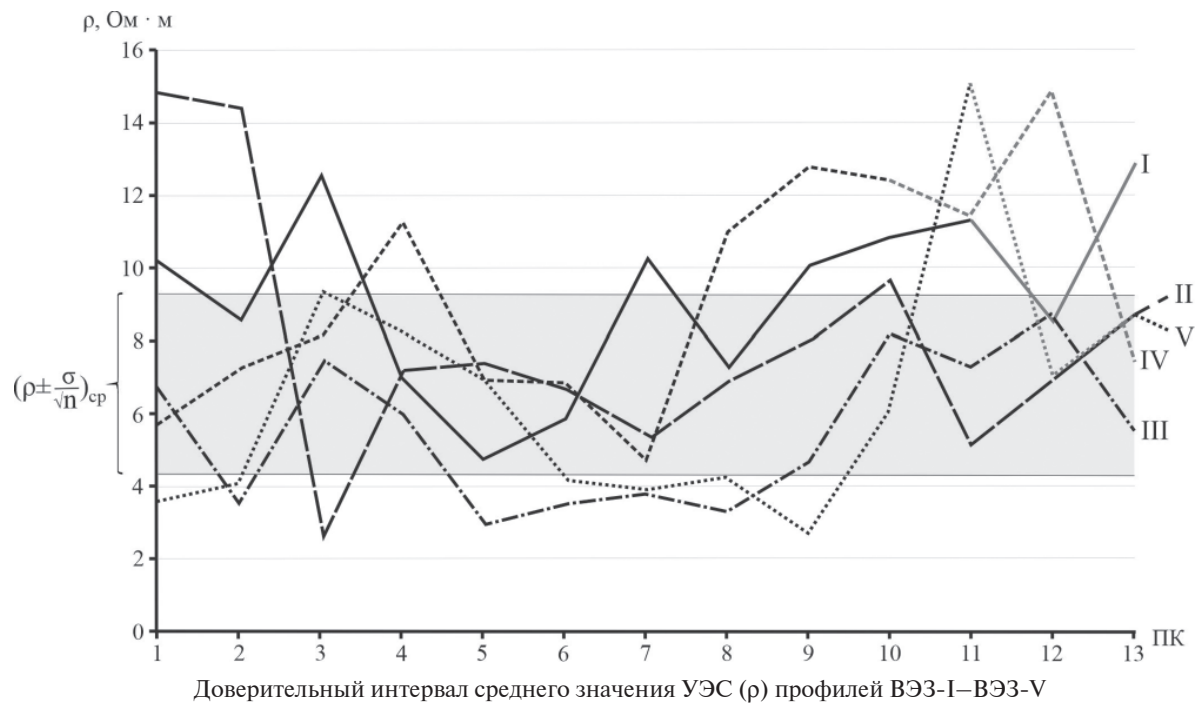
Оценки дисперсий с первого по пятый профиль ВЭЗ соответственно составили 60.97; 142.68; 50.66; 77.01; 132.57.

Оценки среднеквадратических отклонений 7.81; 11.95; 7.18; 8.78; 11.51 были вычислены по формуле:

$$\sigma(X) = \sqrt{D(X)}.$$

На заключительном этапе рассчитаем границы доверительного интервала значений УЭС для каждого профиля ВЭЗ. Примем уровень доверия 95%, значит, уровень значимости $\alpha = 1 - 0.95 = 0.05$ и применим формулу:

$$M(X) - X\alpha/2 \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \leq \mu \leq M(X) + X\alpha/2 \frac{\sigma}{\sqrt{n}}.$$



Получили: $4.30 \leq 8.91 \leq 13.52$;
 $1.41 \leq 7.9 \leq 14.39$;
 $1.55 \leq 5.42 \leq 9.29$;
 $3.25 \leq 8.69 \leq 14.13$;
 $-0.64 \leq 6.16 \leq 12.96$ ($0.00 \leq 6.16 \leq 12.96$).

В результате наложения пяти доверительных интервалов получили общую область перекрытия 4.3–9.3 Ом · м (рисунок). Если подсчитать на каждом профиле ВЭЗ количество ПК в доверительном интервале 4.3–9.3 Ом · м и найти его отношение к общему количеству данных, то можно оценить долю вероятности нахождения профиля в условиях обводненности по всему склону и оценить вероятность оползневого смещения.

Получили: ВЭЗ-I – $6/11 = 0.55$; ВЭЗ-II – $10/13 = 0.77$; ВЭЗ-III – $8/13 = 0.62$; ВЭЗ-IV – $7/10 = 0.7$; ВЭЗ-V – $7/11 = 0.64$. Из этих расчетов и рисунка видно, что большей частью в доверительном интервале находятся графики ВЭЗ-II–V. Это свидетельствует о том, что в условиях обводненности оползневый склон является наиболее неустойчивым в районе второго-пятого профиля, в большей степени — второго и четвертого, т.е. почти по всей площади оползневого тела. В целом, получаем, что в интервале значений УЭС 4.3–9.3 Ом · м при соблюдении условия «угол уклона склона $\geq 13^\circ$ » на данном склоне наиболее вероятно дальнейшее протекание оползневых процессов. Таким образом, представленный способ оценки доверительного интервала значений УЭС в зоне ослабления на оползневый сдвиг можно рекомендовать как способ, позволяющий анализировать и прогнозировать оползневую активность.

Литература

1. Вихоть А. Н. Влияние гравитационных процессов и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду г. Сыктывкара: дис. канд-та геол.-минерал. Наук. Сыктывкар, 2017. 194 с.
2. Лютоев В. А., Шушкова (Вихоть) А. Н., Лютоева Н. В. Геофизические методы определения оползней г. Сыктывкара // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2014. Т. 2. С. 79–81.
3. Лютоев В. А., Шушкова (Вихоть) А. Н., Лютоева Н. В. Изучение оползней геофизическими методами // Вест. Института геологии. 2013. № 10. С. 21–23.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Т. А. Вовчина, Н. Ю. Никулова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ta_kaneva@mail.ru, Nikulova@geo.komisc.ru

В геологическом строении северо-западной части Пай-Хоя значительную роль играют образования позднерифейско-вендско-островодужного комплекса. Известные разрезы позднерифейско-вендских вулканогенно-терригенных толщ достаточно однообразны, что с учетом сложности тектонического строения района, быстрой фациальной изменчивости отложений из-за выклинивания слоев/пачек вулканогенных образований и отсутствия слоев-маркеров значительно затрудняет их корреляцию. Литохимические исследования входящих в состав вулканогенно-терригенных комплексов псаммитов позволяют провести реконструкцию эволюции доуралид региона и на основе анализ особенностей состава обломочных толщ установить литохимические критерии диагностики генетической принадлежности, способы поступления и источники обломочного материала, уточнить палеогеографическую и палеотектоническую позицию вулканитов.

Средне- и разномерные верхнепротерозойские песчаники и туфопесчаники характеризуются бластопсаммитовой структурой с лепидогранобластовой структурой порового, базально-порового, редко — базального цемента. Количество псаммитовых обломков изменяется от 60 до 95 %, а обычно составляет — 70–85 %. Выделяются по содержанию обломочных зерен кварца и полевых шпатов различаются мономиктовые и олигомиктовые кварцевые, мезомиктовые кварцевые и полевошпат-кварцевые разновидности. Обломки пород представлены силицитами, тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми и микрозернистыми кварц-гематитовыми породами.

По химическому составу изученная совокупность песчаников весьма неоднородна. Нормативный минеральный пересчет показал, что для пород сокольнинской и морозовской свит основными породообразующими минералами являются кислые (№ 1–17) плагиоклазы (от 38.2 до 60.3 об. %) и кварц (12.3–42.0 об. %).

На диаграмме K_2O-Na_2O , разделяющей песчаники по соотношению плагиоклазов, отражающему состав источников обломочного материала — гранитного для аркозов и основного для граувакк, все фигуративные точки позднерифейско-вендских песчаников располагаются в поле граувакк.

В поле граувакк попали вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, в составе которых значительное место занимают продукты разрушения вулканитов с натриевым типом щелочности. В них отмечаются максимальные (до 60.3 об. %) содержания кислых плагиоклазов, обычно присутствующих в виде слабо окатанных зерен. Низкая окатанность обломков породообразующих минералов, часто встречающаяся оскольчатая форма кварцевых зерен, хорошая сохранность плагиоклазов также свидетельствуют в пользу их вулканомиктовой природы и незначительной дальности переноса.

Для реконструкции состава исходных пород была использована диаграмма F3–F4, на которой большинство фигуративных точек расположено в области изверженных пород среднего состава. Также несколько точек попали в поле изверженных пород основного состава и две точки песчаников сокольнинской свиты — в поле изверженных пород кислого состава.

Для наиболее полной характеристики химического состава песчаников и выявления геохимических параметров, характеризующих особенности их происхождения и преобразования, применены различные модульные диаграммы [3].

Все песчаники средней подсвиты морозовской свиты и верхней подсвиты сокольнинской свиты, попавшие в области нормосиаллитов (нормально-гидролизатных пород) и гипосиаллитов (понижено-гидролизатных пород), содержат от 3.03 до 5.28 мас. % MgO и являются псевдосиаллитами. По данным Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис, породы с содержанием $MgO > 3.0$ мас. %, в большинстве случаев являются «базитовыми туффоидами или их прямыми дериватами» [3]. На диаграмме F3–F4 эти точки расположены в поле песчаников, образовавшихся за счет размыва изверженных пород основного, среднего и кислого составов.

Диаграммы зависимости фемического (ФМ) и гидролизатного (ГМ) модулей с титановым ($TM=TiO_2/Al_2O_3$) модулем, позволяют судить о составе источников обломочного материала, отражают динамические условия осадконакопления и характер эпигенетических процессов. По значению титанового модуля большинство песчаников, согласно классификации [3] относятся к нормотита-

нистому хемотипу. Высокие значения гидролизатного модуля (ГМ) для псевдосиаллитов указывают на отсутствие динамической сортировки и обусловлены преимущественно «субстратным» фактором — присутствием туфогенного материала. Таким образом, использованные модульные диаграммы позволяют подтвердить туфогенную природу песчаников морозовской и сокольнинской свит.

Поскольку состав песчаников зависит от источника сноса, который определяется породными ассоциациями в области эрозии, мы воспользовались диаграммами, с помощью которых были установлены геодинамические обстановки [4, 5] областей питания и седиментации.

На петрохимических диаграммах [4] большая часть песчаников верхней подсвиты морозовской свиты попала в поля пород, образовавшихся в бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами, или расположены рядом с этой областью. Такая картина распределения точек обусловлена тем, что при формировании этих толщ разрушались комплексы, содержащие большое количество вулканогенных пород, образовавшихся на островодужной стадии формирования байкалит [1, 2], а основным источником материала была островодужная вулканокластита.

На диаграммах $F1-F2$ и SiO_2-K_2O/Na_2O отражающих геодинамические обстановки бассейнов седиментации, фигуративные точки песчаников морозовской (средней и верхней подсвит) и сокольнинской (нижней подсвиты) свит также соответствуют океанической островной дуге. Распределение точек обусловлено тем, что для песчаников морозовской и сокольнинской свит характерно преобладание натрия над калием.

Таким образом, областью образования песчаников морозовской и сокольнинской свит были океанические островные дуги, а основным источником обломочного материала — островодужная вулканокластита. Область образования песчаников сокольнинской свиты смещена относительно области образования песчаников морозовской свиты в сторону континентальной окраины, что сопровождалось изменением состава источников питания и интенсивности вулканических процессов, увеличением поступления продуктов размыва сиалических (континентальных) пород. Песчаники морозовской и сокольнинской свит характеризуются низкой степенью химической зрелости и сортированности. Накопление обломочных толщ сопровождалось поступлениями рыхлого вулканокластического материала, переносившегося воздушным путем не-

посредственно в бассейн седиментации и смывавшегося со склонов. Количества такого материала в некоторые интервалы времени были настолько значительны, что химический состав песчаников оказался фактически идентичен составу распространенных в районе вулканитов.

Литература

1. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
2. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В., Андреичев В. Л., Дорохов Н. С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
4. Bhatia M. R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
5. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ПОЛЯРНОЙ (ОСТАШКОВСКОЙ) МОРЕНЫ НА СЕВЕРЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

**Н. Н. Воробьев, В. А. Исаков, М. Н. Буравская,
Т. И. Марченко-Вагапова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nikitavor999@mail.ru

На распространение ледниковых покровов в валдайское время среди исследователей существуют разные точки зрения. Согласно мнению А. А. Величко с коллегами и Я. Мангеруда с соавторами [3, 4], верхний горизонт валунных суглинков был сформирован лайским (подпорожским) ледниковым покровом в ранневалдайское время. Иную точку зрения имеют сотрудники Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Проведенное ими комплексное изучение отложений квартера свидетельствует о накоплении верхней моренной толщи в полярное (осташковское) время [1]. Полярный ледниковый покров перекрывал лишь северную часть Печорской низменности и, скорее всего, имел две области сноса.

Минералогический анализ является одним из значимых методов в реконструкции источников сноса материала ледниковых отложений (морен, валунных суглинков) и установлении местоположения питающих ледниковых провинций. Автором был изучен минеральный состав полярной морены в береговых обнажениях р. Куи на северо-западе Большеземельской тундры и р. Падымейтивис, которая находится в ее северо-восточной части. Для более широкого территориального сравнительного обобщения минералогических данных по составу тяжелой фракции были использованы опубликованные материалы Л. Н. Андреичевой по рекам Шапкина, Адзьва, а также нижнем течении Печоры в обнажениях Хонгурей, Вастьянский Конь [1] (рис.1).

Большое значение имеет выявление связей между минеральным составом четвертичных отложений и подстилающими коренными породами. При активной экзарационной деятельности ледника, подстилающие породы оказывают на формирование состава валунных суглинков определяющее воздействие. По материалам

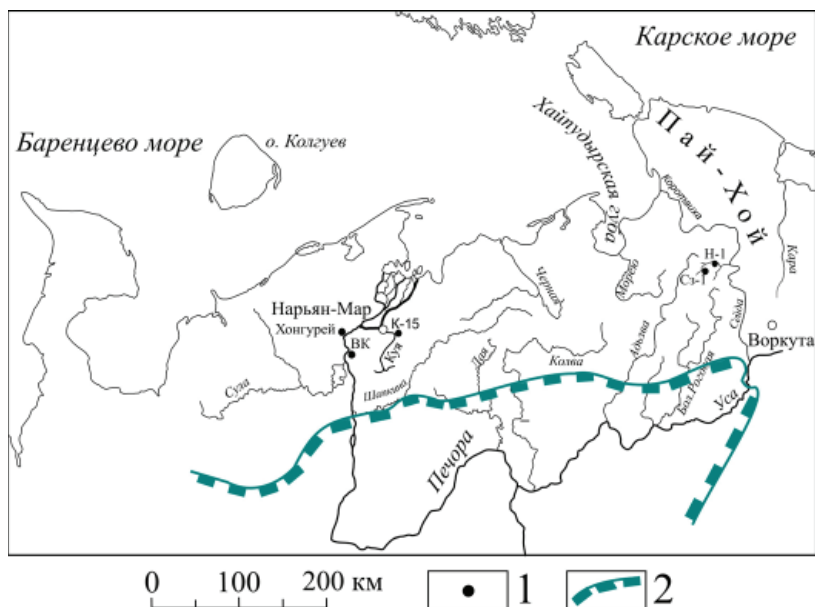


Рис. 1. Схема расположения береговых обнажений на крайнем севере Большеземельской тундры (по [1] с изменениями). 1 – береговые обнажения. 2 – граница максимального распространения полярного покровного ледника

Л. Н. Андреичевой [1], полярный ледник заходил двумя языками и его формирование связано с Северо-Западной (Фенноскандинавской) и Северо-Восточной (Пайхой-Уральско-Новоземельской) терригенно-минералогическими питающими провинциями. Породы Северо-Восточной провинции характеризуются повышенными содержаниями в тяжелой фракции эпидота и ильменита, а северо-западной — амфиболов и гранатов [2].

В северо-западной части Большеземельской тундры тяжелая фракция изучена в долине р. Куи (обн. К-15) и представлена сидерит (13.1 %)-амфибол (13.6 %)-гранат (18 %)-эпидотовой (20.8 %) минеральной ассоциацией. Отмечается довольно высокое содержание пирита (7.7 %) и в небольших количествах содержится ильменит (4.2 %). Поступление пирита и сидерита в валунный суглинок может быть связано подстилающими породами перми и триаса. А высокое содержание амфиболов и гранатов — на связь полярного ледника с породами Фенноскандинавии.

Результаты изучения минерального состава полярной морены приведены в публикации Л. Н. Андреичевой и др. по сопредельной территории [1]. В обн. Вастьянский Конь тяжелая фракция полярной морены характеризуется амфибол (12.1 %)-гранат (20.4 %)-эпидотовой (26.9 %) минеральной ассоциацией. Отмечаются довольно высокие содержания пирита и сидерита (5.1 и 9.6 % соответственно). Сходный состав тяжелых минералов полярного горизонта представлен и в обн. Хонгурей. Максимальные значения имеют эпидот (21.7 %), гранаты (17.7 %) и амфиболы (15.6 %). Почти в равных соотношениях присутствуют пирит и сидерит (6.3 и 6.5 %). В бассейне р. Шапкиной тяжелая фракция представлена амфибол (11.5 %)-сидерит (14.8 %)-гранат (16.1 %)-эпидотовой (23.2 %) минеральной ассоциацией с довольно высоким содержанием пирита (7.6 %).

Во всех обнажениях отмечаются довольно высокие содержания амфиболов и гранатов, а также высокие концентрации пирита и сидерита (рис. 2).

В составе тяжелой фракции верхнего (полярного) горизонта бассейна р. Падымейтывис максимальные концентрации имеют пирит (22.1 %) и эпидот (20.7 %), высокие содержания гранатов (10.6 %), сидерита (11.7 %) и ильменита (14.7 %). В небольшом количестве содержатся лейкоксен (3.2 %) и амфиболы (5.5 %).

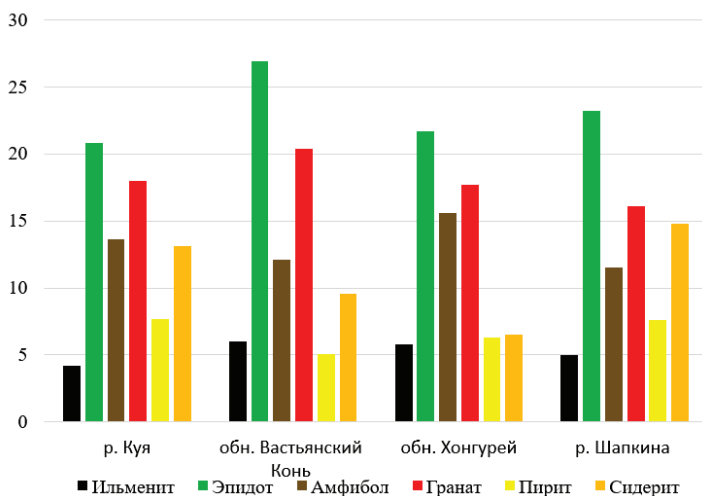


Рис. 2. Минеральный состав тяжелой фракции на северо-западе Большеземельской тундры

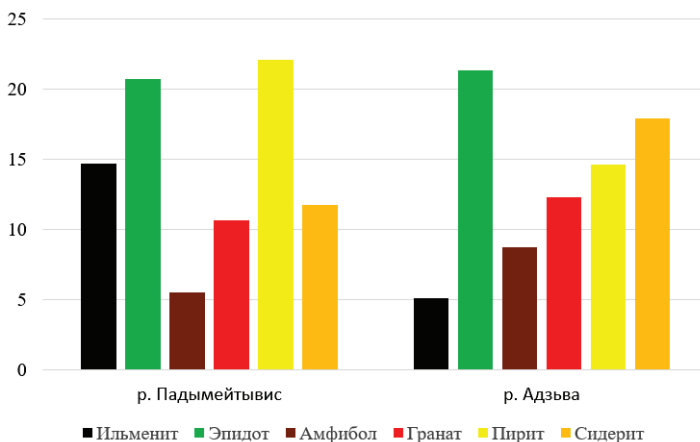


Рис. 3. Минеральный состав тяжелой фракции на северо-востоке Больше-земельской тундры

Высокие содержания пирита могут указывать на близкий источник питания полярной морены этим минералом, и, как и сидерит, указывает на связь ледника с триасовыми и пермскими подстилающими породами. Ильменит, скорее всего, поступал из пород Урала.

Данные, полученные Л. Н. Андреичевой при исследовании четвертичных отложений в бассейне р. Адзъвы [1], также указывают на высокие концентрации в минеральном составе пирита (14.6 %) и сидерита (17.9 %), а также минералов группы титановых (11.4 %) из-за высокого содержания лейкоксена (7.9 %).

В северо-восточной части Печорской низменности количество амфиболов и гранатов уменьшается, но все также высоки содержания пирита и сидерита, что связано с поступлением материала из подстилающих здесь четвертичные отложения пород перми и триаса.

Количество амфиболов в валунных суглинках снижается с запада на восток и составляет первые проценты. Во всех обнажениях присутствует высокое содержания эпидота. Высокие суммарные содержания пирита и сидерита на северо-востоке Печорской низменности свойственные местной мезозойской питающей провинции, а ильменит может быть связан с породами Урала.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7 и частично поддержана из средств Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 18-5-5-50.

Литература

1. *Андреичева Л. Н., Марченко-Ваганова Т. И., Буравская М. Н., Голубева И. В.* Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

2. *Батурин В. П.* Петрографический анализ прошлого по терригенным компонентам. М.; Л., 1947. 335с.

3. *Величко А. А., Кононов Ю. Ф., Фаустова М. А.* Геохронология, пространство и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т.8. №1. С. 3—6

4. *Mangerud J., Svendsen J. I., Astahov V. I.* Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*. 1999. V. 28. № 1. P 46—80

РАЗРЕЗ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ КРЫЛЕ ЫДЖИДСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (ЮГ ПЕЧОРО-КОЖВИНСКОГО МЕГАВАЛА)

А. И. Герасимова¹, А. В. Ерофеевский², А. В. Журавлев²

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

jiiin-94@mail.ru

В южной части Печоро-Кожвинского мегавала на р. Каменка располагается опорный разрез пограничного девонско-каменно-угольного интервала и турнейского яруса в мелководных фациях [1]. Этот разрез приурочен к восточному крылу Ыджидской антиклинали (рис. 1).

В 2019 г был изучен разрез турнейского яруса в юго-западном крыле Ыджидской антиклинали (обн. 4 по Г. А. Чернову [2]). Данный разрез расположен в 5.5 км южнее опорного разреза (рис. 1). Он состоит из последовательности расчисток и обнажений на правом берегу р. Каменка, вскрывающих интервал от пограничных девонско-каменноугольных отложений до среднего турне (рис. 2). Отложения формируют небольшую пологую асимметричную антиклиналь. Выше по реке через тектонический контакт обнажается нижний серпухов (рис. 1).

Разрез турнейского яруса (ыджидская свита) представлен в различной степени глинистыми органогенно-детритовыми известняками светло-серого цвета с темно-серыми глинистыми призмами, намечающими пологоволнистую слойчатость. В известняках встречаются кремнисто-карбонатные стяжения темно-серого цвета. Тектурно-структурные особенности отложений позволяют отнести их к образованиям активноводного мелководья. Заключительная фаза Хангенбергского события, также как и в опорном разрезе (обн. 121, рис. 1), маркируется фациями полуизолированной лагуны (слой 1 обн. 111А).

По редким находкам конодонтов в разрезе распознаются границы девонской и каменноугольной систем, а также нижнего и среднего турне (рис. 2). Подошва турнейского яруса маркируется первой находкой конодонтов *Siphonodella sulcata* (Huddle) в средней

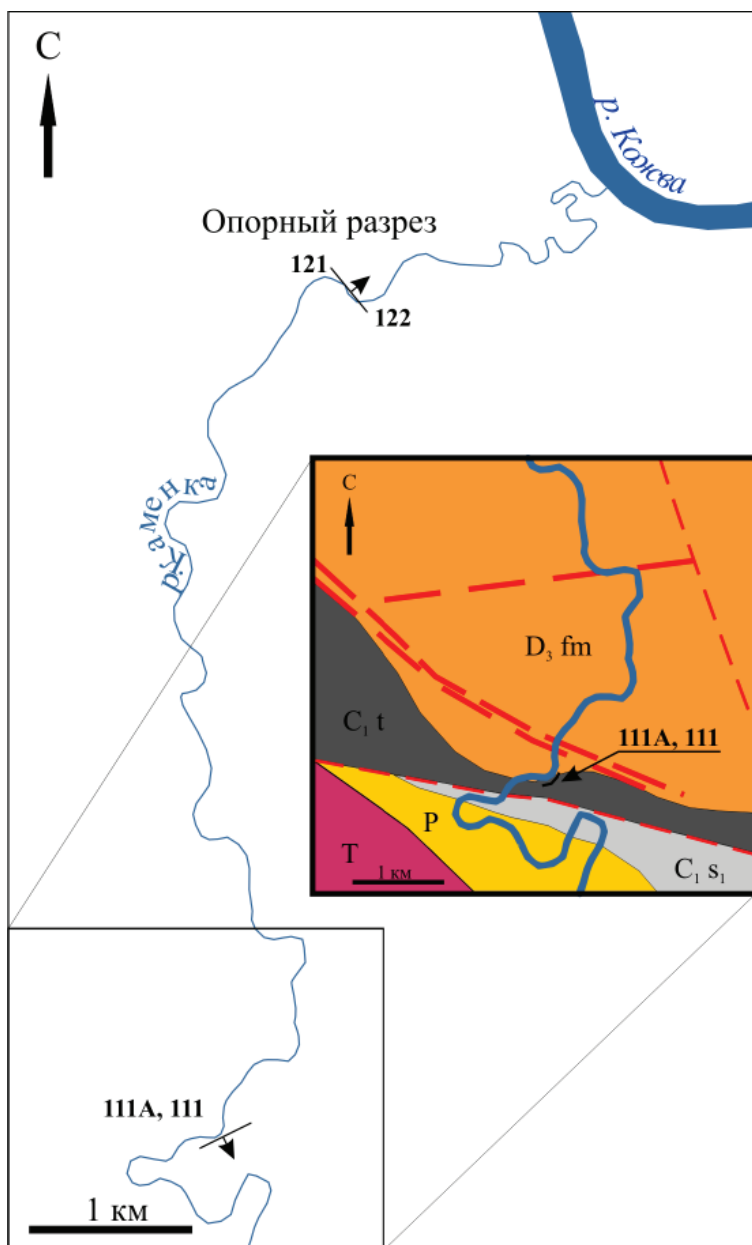


Рис. 1. Схема расположения разреза

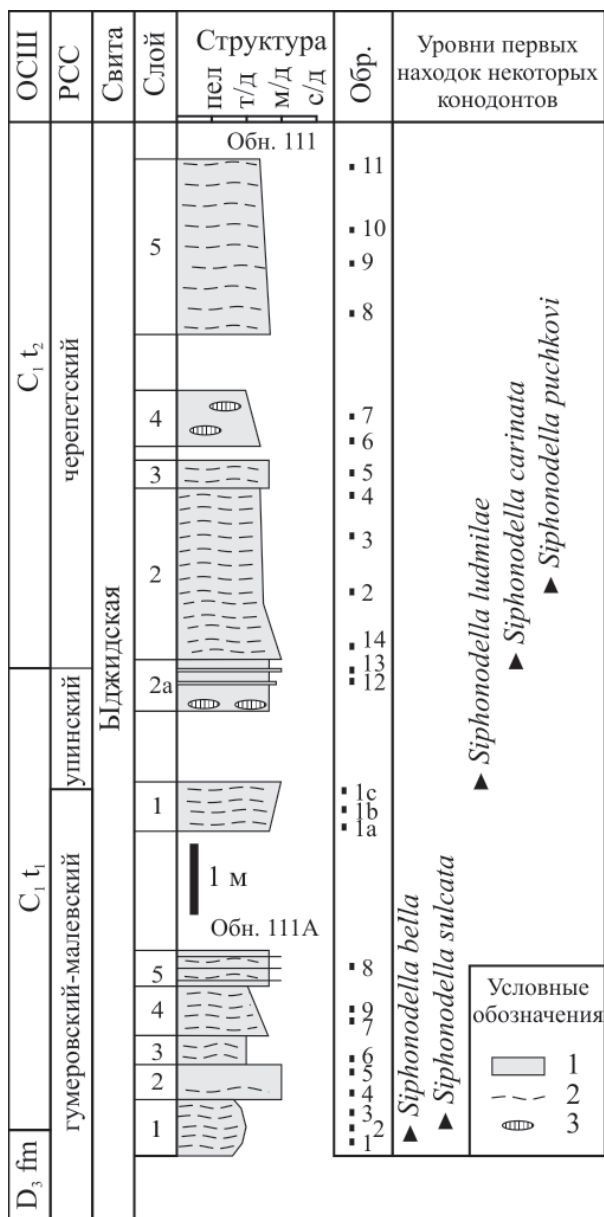


Рис. 2. Стратиграфическая колонка разреза турнейского яруса на р. Каме-
нка. Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — глинистые примазки; 3 —
кремнисто-карбонатные стяжения

части слоя 1 обнажения 111А. В средней части слоя 2а обнажения 111 по находке конодонтов *Siphonodella carinata* Zhuravlev проводится подошва среднетурнейского подъяруса (черепетского горизонта). В целом, разрез охватывает интервал от терминального фазмена до верхней части среднего турне (гумеровский-черепетский горизонты).

Предварительные биостратиграфические данные позволяют сопоставить изученный разрез с опорным разрезом, а также с подразделениями региональной стратиграфической схемы и Общей стратиграфической шкалы. Данный разрез перспективен для выявления устойчивых критериев проведения границы девонской и каменноугольной систем в мелководных фациях, а также для реконструкции посткризисных экосистем толщи воды.

Литература

1. Вевель Я. А., Журавлев А. В., Попов В. В. Пограничные отложения девонской и каменноугольной систем в разрезе на р. Каменка (Печоро-Кожвинский мегавал, Тимано-Печорская провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2/6_2012.pdf
2. Чернов Г. А. Нижний карбон Печорской гряды // Сборник трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960. С. 56–93.

ЛЫМБАДЪЯХИНСКАЯ СВИТА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРА ПАЙ-ХОЯ

Д. А. Груздев¹, А. Н. Плотичын¹, А. В. Журавлев¹,
Е. В. Антропова¹, А. В. Ерофеевский¹, Е. В. Сокиран²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

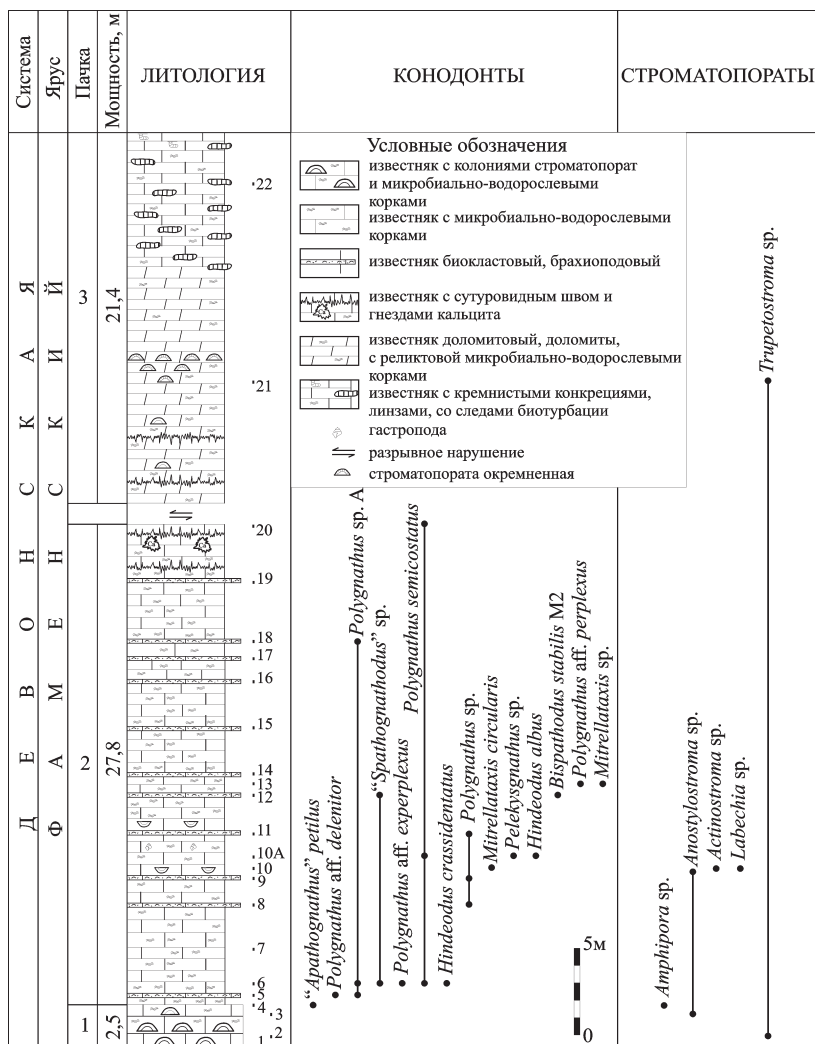
²ВНИГРИ, Санкт-Петербург

dag79@mail.ru, anplotitzyn@rambler.ru

Одной из крупных, относительно хорошо изученных на севере Пай-Хоя тектонических структур является Пай-Хойский карбонатный паравтохтон [5]. Для северной части паравтохтона фаменско-турнейский интервал разреза представлен мелководно-отмельными известняками и доломитами лымбадъяхинской свиты [3]. Ареальный (составной) стратотип свиты реконструирован из фрагментов разреза (обн. 2709, 2708, 2710, 2028, 2720, 2730, 2715, 2726, 2724, 2737) и представлен стратиграфическим объемом равным фаменскому ярусу и нижней части турнейского яруса [3]. Свита сложена серыми известняками и доломитами с кремнистыми и кальцитовыми стяжениями в верхней части. Для свиты, исключая верхнюю часть, характерны маломощные водорослево-строматопоровые органогенные постройки [3], присутствуют отдельные скопления мелких брахиопод, одиночные и колониальные кораллы, редкие остатки известковых водорослей, фораминифер, криноидей и остракод.

Мощность свиты около 150 м. Нижняя часть свиты датирована по конодонтам и остракодам ранним фаменом, а верхняя сопоставляется со средним турне [3]. Для прикровельной части свиты характерно интенсивное окремнение. Свита согласно залегает на *пырковской толще* (D_{2-3gr}), и с размывом перекрывается *болванской свитой* (C_{1bl}) [3].

В настоящей работе приводится характеристика средней части лымбадъяхинской свиты (обн. 2720). Обнажение 2720 (координаты обн. N 69°32'59.5"; E 60°13'04.4") расположено на южном берегу мыса Пырков, приблизительно, в 400 м вдоль по побережью Печорского моря в СЗ направлении. Вскрывающиеся здесь отложения представлены следующей последовательностью пачек (рисунок):



Лито-стратиграфическая колонка средней части лимбадьяхинской свиты (обн. 2720), вскрывающейся в районе устья руч. Пырков

1. Известняки серые мелкобиокластовые с микритовой основной массой с многочисленными строматопорами. Вверх по пачке количество колоний строматопор уменьшается. Отмечены единичные фораминиферы. В верхней части слоя — отдельные раковины брахиопод, частично замещенные белым кальцитом. Контакт с перекрывающими отложениями бугристых. Видимая мощность — 2.5 м.

2. Чередование детритовых известняков (брахиоподовые ракушняки) с известняками с микробиальными (микробиально-водорослевыми?). Микробиальные корки формируют так называемую «узорчатую» текстуру. В середине слоя отмечаются небольшие колонии строматопорат (от 2-х до 8–10 см) в перевернутом залегании. Слои ракушняка относительно выдержаны по простиранию, характеризуются резкими волнистыми границами и имеют мощность 2–10 см. Створки брахиопод ориентированы по напластованию выпуклой стороной вверх. Реже встречаются остатки иглокожих, целые раковины гастропод и остракод. В прикровельной части слоя гнездовидные скопления кальцита (3–4 см), вероятно по остаткам фауны. Видимая мощность — 27.8 м.

Задрнованный участок ~ 1.7 м (разрывное нарушение (?)).

3. Известняки серые доломитизированные в различной степени, вплоть до мелкокристаллического вторичного доломита, с редкими колониями строматопор. Ближе к середине слоя количество строматопор увеличивается, формируются отдельные горизонты с окремненными колониями. В прикровельной части появляются единичные коричневатые-серые кремнистые конкреции, переходящие выше в линзовидные стяжения, часть из которых сформирована по органическим остаткам. Форма стяжений червеобразная, с реликтовой волнисто-линзовиднослойчатой текстурой (микробиально-водорослевая (?)), а также следами биотурбации. Видимая мощность — 21.4 м.

Широко проявлена доломитизация. Присутствуют сутуры, vyplненные глинисто-карбонатным материалом с рассеянным органическим веществом. Отмечается локальное развитие окремнения. Неравномерное распределение доломита в породе вероятно обусловлено развитием по более пористому заполнителю (например, ходы роющих организмов). Часто эти участки доломитизации окаймляются сутуровидными прожилками.

Основной объем палеонтологического материала получен из прослоев с брахиоподовым детритом. Конодонты представлены преимущественно обломками, среди которых в подчиненном количестве отмечаются находки диагностируемых элементов. Ранее из пелит-тонкодетритовых известняков отмечались крайне немногочисленные *Polygnathus delenitor* Drygant, *Pol. flaccidus* Helms (верхняя часть пачки 1, в 0.1 м от кровли), *Pol. sp.*, *Mehlnia lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev et Eremenko (S-элемент), *Jablonnodus erectus* Dzik (5 м от подошвы пачки 2), совместное распространение которых характерно для зон верхняя crepida-rhomboidea [3]. После более детальных палеонтологических исследований таксономиче-

ский список конодонтов расширен и характеризуется присутствием таких видов, как «*Apathognathus*» *petilus* Varker (S и M элементы), *Polygnathus* aff. *delenitor* Drygant, *Pol. semicostatus* Branson et Mehl, *Pol. aff. experplexus* Sandberg et Ziegler, *Pol. aff. perplexus* Thomas, *Mitrellataxis circularis* (Wang et Wang), *Hindeodus albus* (Deulin) и *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2. Отмечено присутствие S элементов с эхелоном, которые на этом стратиграфическом уровне могут входить в состав аппарата *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev et Eremenko или *Polygnathus diversus* Helms. Следует указать, что в комплексе конодонтов присутствуют довольно специфические и редкие экземпляры, таксономическая диагностика которых затруднена. Достоверно диагностируемые конодонты имеют довольно широкое стратиграфическое распространение от зоны marginifera до зоны нижняя ехпанса, охватывая стратиграфический интервал средней и верхней частей фаменского яруса. При этом диагностированные авторами в качестве *Pol. aff. perplexus* Thomas экземпляры имеют так же морфологическое сходство с группой *Polygnathus iconcinnus* Kuzmin et Melnikova — *Polygnathus vetus* Vorontzova (см. Воронцова, 1993), которые распространены в пределах зон верхняя triangularis-нижняя trachytera. Подобные экземпляры описаны в работах И. А. Бардашева в качестве *Polygnathus inconcinnus* Kuzmin et Melnikova (см. фиг. 15, табл. 21 в [1] из отложений датированных фазой поздняя postera и Т. В. Стрельченко и С. А. Кручек (2013) в качестве *Polygnathus* aff. *vetus* Vorontzova из отложений петриковского горизонта Припятского прогиба, который сопоставляется с зоной верхняя rhomboidea. При наибольшем морфологическом сходстве с *Polygnathus vetus* Vorontzova, изученные нами экземпляры несколько отклоняются от типовой серии [2], впрочем, как и от голотипа *Polygnathus perplexus* Thomas [6]. Таким образом, при относительно неплохой представительности палеонтологического материала, стратиграфическая датировка исследуемого комплекса отложений неоднозначна. Формирование известняков обн. 2720 происходило вероятно в интервале фаз marginifera-ранняя ехпанса в среднем-позднем фамене.

Комплекс строматопороидей представлен пятью видами пяти родов — *Labechia*, *Actinostroma*, *Anostylostroma*, *Trupetostroma*, *Amphipora*. Определенный здесь комплекс на родовом уровне подтверждает отнесение вмещающих отложений к фамену. Находки строматопороидей в фаменских отложениях являются уникальными для Пайхойско-Североуральского региона. В целом, в фаменских отложениях строматопороидеи встречаются крайне редко.

Литологическая характеристика отложений и состав органических остатков позволяют реконструировать условия формирования рассматриваемой части лымбадяхинской свиты. Они характеризуются морскими обстановками с переменной динамикой среды, позволявшим накапливаться пелитоморфным и детритовым карбонатам в фотической зоне благоприятной для развития раковинного бентоса и колоний строматопорат. В палеогеографическом плане Пайхойский карбонатный паравтохтон в фаменском веке представлял собой изолированную карбонатную платформу. Рассматриваемые отложения накапливались, скорее всего, в ее внутренней части. Для нее были характерны относительно спокойноводные условия, периодически нарушавшиеся, вероятно, воздействием штормов. Подобные обстановки мелководья с вялой гидродинамикой возможны в условиях полуизолированных лагун, при наличии барьера, ограничивающего волновое воздействие.

Таким образом, рассмотренный фрагмент разреза лымбадяхинской свиты сопоставляется со средним (средне–верхним?) фаменом и характеризуется весьма специфичными комплексами органических остатков (конодонт и строматопороидей). Специфика, вероятно, обусловлена палеогеографическим положением данного местонахождения на изолированной карбонатной платформе.

Работа проводилась при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-50.

Литература

1. Бардашев И. А. Стратиграфия и конодонты девона Таджикистана. Душанбе: «Дониш», 2018. 316 с.
2. Воронцова Т. Н. Род *Polygnathus sensu lato* (конодонты): филогения и систематика // Палеонтологический журнал. 1993. № 3. С. 66–78.
3. Журавлев А. В., Герасимова А. И., Вевель Я. А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пайхойского карбонатного паравтохтона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 4. С. 8–13.
4. Стрельченко Т. В., Кручек С. А. Стратиграфия нижнефаменских отложений Припятского прогиба (Белоруссия) по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 22–42.
5. Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 227 с.
6. Thomas L. A. Devonian-Mississippian formations of Southeast Iowa // Bulletin of the geological society of America. 1949. V. 60. P. 403–438.

ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО СИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА И ВОСТОЧНОГО БОРТА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

И. И. Даньщикова, Т. В. Майдль

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iidanshikova@geo.komisc.ru

Перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойского (O_3-D_1) карбонатного комплекса районов гряды Чернышева и Хорейверской впадины Тимано-Печорской провинции, не смотря на более чем полувековую историю исследования, остаются до сих пор не выясненными и предметом дискуссии [1, 2]. Проблема связана не только со сложным геологическим строением территории, но и с не простым построением пустотного пространства пород-коллекторов комплекса. Входящие в состав нефтегазоносного комплекса карбонатные породы-коллекторы в основном относятся к сложным типам коллекторов с невысокой, а часто и низкой (менее 5 %) матричной пористостью и проницаемостью (менее 0.05 мкм^2) [3]. Фильтрация углеводородов в такого рода коллекторах осуществляется в основном трещинами [4]. В связи с этим актуальным является рассмотрение и обоснование неоднородности пустотного пространства и оценка коллекторских свойств пород.

Рассмотренный керновый материал свидетельствуют о значительном структурном и вещественном разнообразии пород, составляющих силурийский разрез исследуемой территории. Нижнесилурийские отложения сложены разнообразными мелководными известняками и вторичными доломитами биокластовыми, ламинарными. Среди них выделяются небольшие кораллово-строматопоровые биостромы мощностью до 4–5 см. Наибольшее разнообразие бентосной фауны (остатки брахиопод, гастропод, иглокожих, мшанок, остракод и др.) характерно для кораллово-строматопоровых построек. Нередко в цементе содержится глинистая примесь, представленная примесью кварца, хлорита, слюды, реже полевого шпата. В верхней части нижнего силура широко развиты водорослевые образования.

Верхнесилурийские отложения сложены цикличным чередованием разнообразных известняков и доломитов, мергелей и ар-

гиллитов. В них преобладают органогенные известняки и вторичные доломиты. Нижняя часть толщи представлена узловато-слоистыми (комковатыми) глинистыми известняками с полиморфным и биокластическим материалом. В аналогичных известняках и вторичных доломитах верхней части верхнесилурийской толщи в породах присутствуют кораллы, строматопороидеи и мшанки. На границе с нижним девоном отложения сильно доломитизированы и выщелочены. В Хорейверской впадине верхнесилурийские отложения отсутствуют в связи с глубоким размывом их в позднесилурийское-раннедевонское время. Как показывают проведенные исследования, среди отложений преимущественно распространены карбонатные породы, часто подверженные вторичным изменениям как регионального фоновое, так и наложенного типа [5]. Рассматриваемые разрезы характеризуют в основном переходные обстановки от отмелей карбонатных платформ к склонам впадин, которые располагаются в пограничной зоне жесткого Большеземельского и пластичного Косью-Роговского блоков фундамента [6].

Формирование емкостного пространства в породах-коллекторах обусловлено условиями седиментации и последующими их постседиментационными изменениями, а также тектонической активностью региона. В зависимости от времени образования пустотное пространство может быть первичным, образовавшимся вместе с породой, так и вторичным, преобразованным в ходе последующих эпигенетических процессов.

Первичная пористость в карбонатных породах силура сохранилась лишь в существенно иловых, водорослевых и биокластовых известняках и доломитах. Поры имеют обычно округло-изометричную форму и размер не превышающий первые миллиметры. В этих карбонатных породах обычно формируются коллекторы порового-трещинного и трещинного типов. Эффективная пористость таких коллекторов в целом невелика ($K_p \leq 1.5 \%$) и может принимать участие в формировании пустотного пространства карбонатных коллекторов лишь при развитии трещиноватости.

Седиментационная пористость значительно снижается вследствие постдиагенетических преобразований. Изменения наложенного характера происходили на стадии диагенеза и инфильтрационного эпигенеза, под действием пресных вод и растворов их смешения [7]. В результате их воздействия в породах наблюдаются пустоты выщелачивания и межзерновая пористость. К ухудшению

фильтрационно-емкостных свойств в карбонатных породах силура привела сульфатная минерализация. В породах часто отмечается ангидрит (реже гипс), который запечатывает пустоты и снижает пористость. Осаждение вторичных сульфатных минералов, являющихся продуктами процессов рассольного катагенеза, обусловлен проникновением в пласт рассолов из смежных галогенных толщ ордовика и/или нижнего девона [7]. Также отмечаются метасоматические выделения SiO_2 , замещающие отдельные участки карбонатной массы и ухудшающие фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород. Аморфный кремнезем, реже кристаллы кварца, заполняют отдельные поры, пустоты выщелачивания и микротрещины.

Эпигенетическая доломитизация, приводящая к образованию доломитов замещения, в большинстве случаев также приводит к снижению коллекторских свойств пород. Повышенная пористость отмечается лишь в зонах, где доломитизация сопровождалась одновременно процессами выщелачивания и перекристаллизации. В изучаемых породах пустоты имеют самые разнообразные размеры — от мелких пор до каверн. Их форма неправильная, изометричная, удлинённая, щелевидная. Распределение пустот выщелачивания неравномерное, пятнистое, рассеянное. Часто развиваются вдоль стилолитовых швов или по открытым трещинам. Эти породы представляют собой коллекторы каверново-порового и каверново-порово-трещинного типов. Сообщаемость пористых участков матрицы и процессы фильтрации осуществляются трещинами, улучшающими фильтрационно-емкостные свойства пород.

Немаловажную роль на генезис пустотного пространства сыграли тектонические трещины. Преобладают трещины, ориентированные субпараллельно наложению, а соединяющие их наклонные и субвертикальные трещины обычно менее выражены либо выполнены эпигенетической минерализацией. Лишь изредка по субвертикальным трещинам отрыва отчетливо фиксируются пустоты выщелачивания, существенно увеличивающие коллекторские свойства и проницаемость породы.

Наличие углеводородов в породах отмечается в виде пленок по трещинам отдельности и скола, примазок на стенках каверн, также связанных с трещинами, и в виде насыщения межзерновых пор в отдельных прослоях с признаками тектонического катаклаза. Вероятно, низкое качество коллекторов сопряжено с влиянием тектонических процессов, приводящих к существенному уплотне-

нию пород в обстановках сжатия, а также к разуплотнению осадочных толщ в тектонической обстановке растяжения [8].

Таким образом, карбонатные породы-коллекторы силурийских отложений гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины относятся к сложным часто низкоемким и низкопроницаемым типам. Их пустотно-поровое пространство образовалось благодаря сложному взаимодействию процессов седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и наложенного эпигенеза. Многообразие процессов преобразований в карбонатных породах привело к формированию коллекторов каверново-порового, трещинно-каверново-порового и трещинного типов. В формировании полезной емкости пород-коллекторов немаловажную роль сыграли тектонические нарушения, способствовавшие образованию путей для миграции флюидов.

Литература

1. Данилов В. Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.

2. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы. Ухта: Изд-во Ухт. ГГУ, 1999. 1062 с.

3. Даныщикова И. И., Майдль Т. В., Журавлев А. В., Стеценко Е. О., Филиппов В. Н. Микроморфология пустотного пространства в карбонатных коллекторах на севере Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 1 http://www.ngtp.ru/rub/2/5_2017.pdf

4. Белоновская Л. Г. Трещиноватость горных пород и разработанные во ВНИГРИ основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2006. Т. 1. <http://www.ngtp.ru>

5. Даныщикова И. И. Характеристика постседиментационных процессов в силурийских карбонатных отложениях северной части гряды Чернышева (Тальбейский блок) // Материалы XVI Геологического съезда РК «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. Т. II. С. 241–242.

6. Даныщикова И. И., Майдль Т. В. Условия формирования пород-коллекторов силурийских отложений центральной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2019/20_2019.html

7. Даныщикова И. И., Майдль Т. В., Митюшова Т. П. Литологическая и гидрогеологическая характеристика силурийских карбонатных пород сочленения Хорейверской впадины и гряды Чернышева // Материалы 26-й

научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента», Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 60–64.

8. *Майдль Т. В., Даныщикова И. И.* Роль тектогенеза в формировании коллекторов нижнепалеозойских карбонатных отложений в центральной части поднятия Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2015. № 10. С. 3–10.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АРОМАТИЧЕСКИХ ГОПАНОВ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ

А. А. Деревесникова, О. В. Валяева,
Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
aaderevesnikova@geo.komisc.ru

На территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПНП) находится ряд месторождений природных битумов (Войское месторождение, обнажение на р. Кожва), подвергшихся бактериальному разложению (биodeградации) [1, 2]. Исследование углеводородного (УВ) состава таких объектов затруднено в силу отсутствия как *n*- и *изо*-алканов, так и ряда других соединений-биомаркеров. Сообщается, что эффект биodeградации не оказывает значительного влияния на ряд биомаркеров, имеющих углеродный скелет гопана [3], к ним относятся: моноароматические (МА) 8.14-секо-гопаны, бензогопаны, а так же ряд 25-норметилгопанов (структура лишается одного метильного заместителя у C10). Целью данной работы являлся анализ ароматических и вторично-образованных гопаноидов в биodeградированных образцах природных битумов.

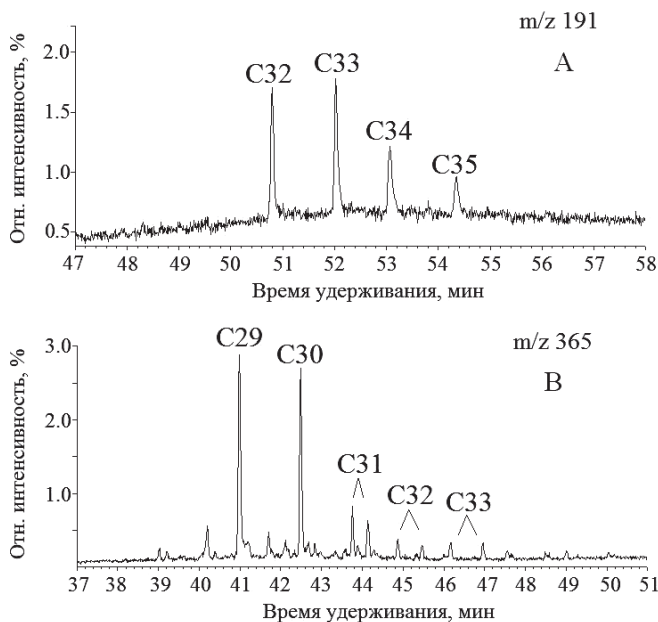
Для исследования использовался образец твёрдого битума, отобранного из обнажений в русле р. Кожва (Республика Коми) ТПНП. Описание исследуемого разреза фаменских отложений приведено в работе Н. Н. Рябинкиной с соавторами [4]. В результате микробиального окисления значительная часть УВ состава была уничтожена. Изучение состава алифатических и ароматических фракций проводилось методом хромато-масс-спектрометрии. В алифатической фракции было зафиксировано частичное отсутствие гомологического ряда гопана (m/z 191), в частности C₃₁–C₃₅, максимальной концентрацией обладают трициклические структуры и адиантан (C₂₉). В своей работе В. А. Каширцев [5] упоминал о селективном направлении бактериальной атаки, начинающейся преимущественно с гопанов, обладающих большей молекулярной массой. Стоит отметить, что регулярные стераны (m/z 217) сильно пострадали при окислении и не поддавались идентификации.

Присутствие 25-норметилгопанов считается одним из основных факторов, подтверждающих наличие бактериального окисле-

ния. Предположительно их образование происходит за счёт окисления регулярных гопанов [6]. В алифатической фракции были найдены 25-норметилгопаны (m/z 177), основной сигнал принадлежал 25-норметилгопану, состава C_{28} . Моноароматические гопаны — бензогопаны и 8,14-МА секогопаны более устойчивы к действию биodeградации в сравнении с другими ароматическими УВ. Гомологический ряд бензогопанов, определяемый по основному фрагментному иону m/z 191, был идентифицирован в ароматической фракции битума (рисунок, А), максимальная интенсивность приходится на C_{33} . МА секогопаны были идентифицированы по иону m/z 365 и представлены гомологической серией состава C_{29} – C_{33} (рисунок, В), среди которых наибольшей интенсивностью обладает C_{29} . Схожий вид распределения секогопанов наблюдался в сильно биodeградированных образцах природных битумов Войского месторождения [7].

Коэффициент МАГ равный отношению 8,14-секогопаны/ (8.14-секогопаны + бензогопаны) [8] для исследуемого битума ука-

р. Б. Кожва обр.15/2



Масс-хроматограммы ароматической фракции битума: А — бензогопаны (m/z 191); В — моноароматические 8.14-секогопаны (m/z 365)

зывает на высокую степень зрелости ($МАГ = 0.79$) согласно градации, приведённой Вей Хи [3].

Основываясь на полученных данных, можно сказать, что соединения с углеродным скелетом гопана достаточно устойчивы к действию бактериального окисления, особую устойчивость проявляют ароматические гопаноиды, на основе которых был рассчитан параметр МАГ. С ростом интенсивности бактериальной деградации уменьшается количество регулярных гопанов и возрастает количество 25-норметилгопанов [5]. В отличие от Войских битумов микробиальное воздействие оказало не столь глубокое влияние. Гомологический ряд гопанов только начал подвергаться изменению.

Литература

1. Бушнев Д. А., Черевко Н. К., Бурцев И. Н. Твердые битумы Войского месторождения // Химия твердого топлива. 2000. № 4. С. 64–70.
2. Валяева О. В., Рябинкина Н. Н., Рябинкин С. В. Войское месторождение твердых битумов [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электрон. науч. журнал. 2018. Т. 13. №3. 14 с. http://www.ngtp.ru/upload/iblock/1c4/27_2018.pdf
3. Wei H., Songnian L. A new maturity parameter based on monoaromatic hopanoids // Org. Geochem. 1990. V. 16. P. 1007–1013.
4. Рябинкина Н. Н., Валяева О. В., Плотицын А. Н., Журавлев А. В. Литология и геохимия органического вещества фаменских отложений в обнажении на р. Кожва // Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) «Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей». Казань: КФГУ, 2019. С. 394–395.
5. Каширцев В. А., Конторович А. Э., Филл Р. П., Чалая О. Н., Зуева И. Н., Иванова И. К., Меметова Н. П. Биodeградация насыщенных циклических хемофоссилий // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1792–1800.
6. Volkman J. K., Alexander R., Kagi R. I., Woodhouse G. W. Demethylated hopanes in crude oils and their applications in petroleum geochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. V. 47. P. 785–794.
7. Деревесникова А. А., Валяева О. В., Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А. Ароматические гопаноиды в природных битумах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Войское месторождение) // Материалы Всероссийской научной конференции «Геохимия нефти и газа, нефтематеринских пород, угля и горючих сланцев». Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 37–38.
8. Peters K. E., Walters C. C., Moldowan J. M. The Biomarker Guide, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 1155 p.

ПЕТРОЛОГИЯ УГЛЕЙ МУГУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н. Р. Джумаян

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону

narinedzhumayan@mail.ru

Мацеральный (микрокомпонентный) состав углей, а также степень их изменения на сегодняшний день являются наиболее важными факторами, которые определяют многообразие их марок. Кроме того, петрологический анализ позволяет решать ряд проблем теоретического и практического характера. Среди них, согласно [1], выяснение генезиса данного типа угля, выяснение (путем подсчетов) мацерального состава и определение степени углефикации, выявление направления применения углей.

Цель исследования заключалась в определении петрографических особенностей бурых углей, выявлении основных групп мацералов. Методика исследования состояла в микроскопическом изучении состава углей, которое осуществлялась как в проходящем, так и в отраженном свете. Были проанализированы угли пласта I, 1 и 2 пакки пласта II (в совокупности 65 проб).

Мугунское буруюгольное месторождение относится к Иркутскому угольному бассейну, характеризуется простым геологическим строением. В геологическом строении принимают участие отложения нижнего палеозоя с почти горизонтальным или слабоволнистым залеганием, прорванные интрузиями типа линзовидных пластовых залежей. В структурном отношении описываемый район может быть подразделен на две зоны: собственно платформенную и зону предгорного прогиба [6].

Платформенная зона характеризуется незначительной мощностью угленосных юрских отложений, которые сохранились от размыва во впадинах сравнительно устойчивого ложа палеозойских пород. Платформенная зона постепенно переходит к юго-западу в зону предгорного прогиба, которая с юга окаймляется складчатой областью Восточного Саяна. Непосредственная близость складчатой зоны способствовала мобильности доюрского ложа в стадию осадконакопления юрских отложений. В связи с чем наблюдается петрографическая неоднородность углей, приуроченных к платформенной части месторождения и углей, образованных в зоне передового прогиба.

Структура углей линзовидно-полосчатая, линзовидно-штриховатая, штриховатая, неясноштриховатая, редко однородная. Излом неправильно угловатый, ступенчатый, реже полураковистый. Угли твердые, трещиноватые и разной плотности. Технические характеристики, определенные в соответствии с [2–5] и элементный состав приведены в таблице 1.

Угли сложены преимущественного мацералами группы витринита, или гуминита применительно для бурых углей (гелифицированными компонентами). Цементируется эти компоненты «основной массой» однородного состава, что указывает на сравнительно высокую степень ослизнения исходного растительного материала мугунских углей. Содержание коровых и пробковых тканей достигает 70 %. На рис. 1 представлено чередование структурных и бесструктурных компонентов.

Фюзенизированные ткани редки, представлены в виде единичных мелких обрывков и линзочек среди основной гелифицированной массы, сохранены реликты клеточного строения.

Таблица 1. Технические характеристики и элементный состав углей Мугунского месторождения

Параметр	W^a	A^d	V^{daf}	C^{daf}	H^{daf}	$(O+N+S)^{daf}$ по разности
Среднее содержание	10.8	15.9	49.0	73.6	5.45	5.05

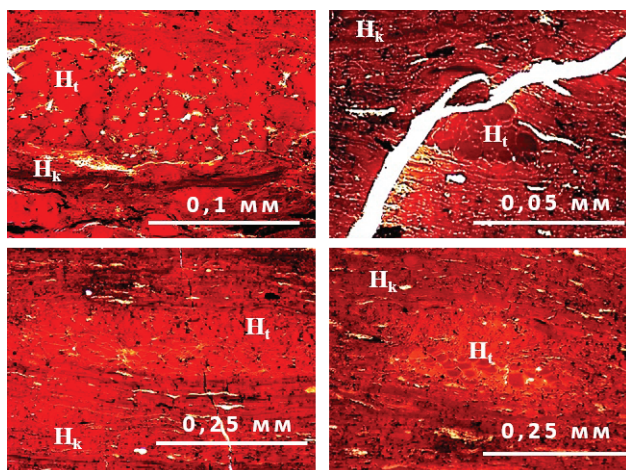


Рис. 1. Микрокомпоненты группы витринита (гуминита). Ht — телинит; Hk — коллинит (проходящий свет)

Группа липтинита (рис. 2) представлена споринитом (имеет небольшое распространение), кутинитом и резинитом. Наиболее распространенной является группа кутинита. Часто наблюдается липтодетринит.

Кроме указанных микрокомпонентов, в гумусовых углях наблюдается микстинит, то есть тонкая смесь коллинита с минеральным веществом, главным образом, глинистыми минералами. В среднем количество микстинита в массе угля не превышает 10 %.

Минеральные включения встречаются во всех пачках угля, особенно в полуматовых и матовых разностях, матовость мугунских углей обусловлена количеством минеральных примесей. Наиболее распространенные минералы — глинистые (преимущественно каолинит), сульфиды железа, зерна кварца (рис. 3).

Сравнительная характеристика петрографического состава углей с платформенных участков месторождения и с участков предгорного прогиба показывает, что они разнятся между собой по количеству минеральных примесей. Угли, приуроченные к платформенным участкам, более чем на 80 % сложены витринитом, харак-

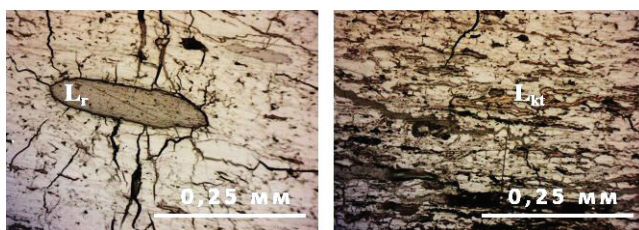


Рис. 2. Мацералы группы липтинита. Lr — резинит; Lkt — кутинит (отраженный свет)

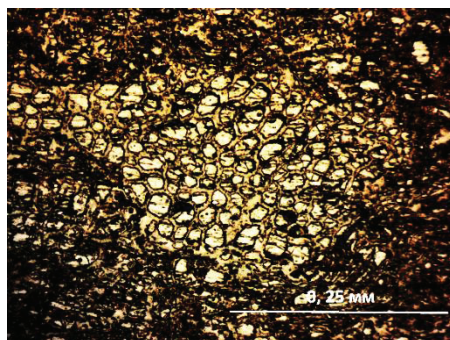


Рис. 3. Органическое вещество в глинистой массе (отраженный свет)

Таблица 2. Петрографический состав углей
Мугунского месторождения

№ п/п	Vt (%)				It (%)					Lt (%)					Мин. компоненты, (%)
	g	t	sv	итого	f	sf	mi	id	итого	r	kt	sp	ld	итого	
Средние значения															
Пласт II, пачка 1	50	35		86	1			1	2	3	2	1	2	8	4
Пласт II пачка 1	54	6	1	60	4	1	1	2	6	4	5	2	5	12	22
Пласт I	61	15	2	77	1	1	0	1	3	2	9	2	3	14	6

теризуются хорошей сохранностью растительных тканей, фюзинизированные микрокомпоненты редки или отсутствуют. Угли, образованные в условиях предгорного прогиба, отличаются присутствием детритовых мацералов, большей распространенностью мацералов группы инертинита и липтинита.

Литература

1. Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.
2. Межгосударственный стандарт ГОСТ 11022-95 (ИСО 1171-97). Топливо твердое минеральное. Методы определения зольности. М.: Стандартинформ, 2006. 6 с.
3. Межгосударственный стандарт ГОСТ 27314-91 (ИСО 589-81). Топливо твердое минеральное. Методы определения влаги. М.: Стандартинформ, 2007. 10 с.
4. Межгосударственный стандарт ГОСТ 53355-2009 (ИСО 17247-2005). Топливо твердое минеральное. Элементный анализ. М.: Стандартинформ, 2009. 8 с.

5. Межгосударственный стандарт ГОСТ 55660-2013 (ИСО 562-2010). Топливо твердое минеральное. Определение выхода летучих веществ. М.: Стандартиформ, 2013. 14 с.

6. Угольная база России. Том III. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Красноярский край, Канско-Ачинский бассейн; Республика Хакасия, Минусинский бассейн; Республика Тыва, Улугхемский бассейн и др. месторождения; Иркутская область, Иркутский бассейн и угольные месторождения Предбайкалья). М.: ООО «Геоинформ-центр», 2002. 488 с.

КОНЦЕНТРАЦИЯ РАДОНА-222 В ПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ В ПРЕДЕЛАХ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
yeezimova@geo.komisc.ru, udoratin@geo.komisc.ru

С 2012 г. на территории Республики Коми выполняется мониторинг объемной активности радона на различных тектонических структурах: Кировско-Кажимском авлакогене, Вычегодском прогибе, Среднем и Южном Тимане, Печоро-Кожвинского мегавала Печоро-Колвинского авлакогена [5–7]. В ходе таких исследований выяснилось, что разломные зоны в пределах различных тектонических структур характеризуются повышенными показателями объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе. В 2019 г. подобные исследования проводились и на территории Колвинского мегавала.

Колвинский мегавал входит в состав Печоро-Колвинского авлакогена (300×30–40 км) и состоит из кулисообразно расположенных Поморского, Ярейюского, Харьягинского, Возейского и Усинского валов. Все, кроме Поморского и Ярейюского валов своей морфологией, историей развития и положением в современном структурном плане связаны с Колвинской системой разломов. Севернее, в пределах Печороморского шельфа структуры мегавала простираются на 100–120 км, постепенно выполаживаясь. На севере Колвинский мегавал граничит с Северо-Печорской моноклиной, на юге со структурами Предуральского краевого прогиба, на западе с Денисовской впадиной, на востоке граница с Хорейверской впадиной проходит по Восточно-Колвинскому глубинному разлому [1, 4, 8].

Геологический разрез Колвинского мегавала представлен палеозойскими и мезозойскими осадочными толщами, залегающими на байкальском складчатом фундаменте. Глубина залегания фундамента достигает 7–8 км, увеличиваясь в юго–юго-восточном направлении до 10–14 км в пределах Предуральского краевого прогиба [3, 8].

Главные отличия Колвинского мегавала от вышеперечисленных структур заключаются в его северном географическом распо-

ложении, чем обусловлено наличие островного распространения вечной мерзлоты [2] в районе исследований и большими мощностями осадочного чехла. В связи с этим цель настоящей работы сводится к выявлению особенностей проявления разломных зон Колвинского мегавала в поле радона.

Район работ находится в пределах Возейского и Усинского валов, где в настоящее время активно разрабатываются месторождения углеводородов, что мешает свободному проезду к намеченным участкам исследований. Кроме этого усложняет проведение радоновых исследований повсеместное развитие болот.

Измерения объемной активности радона на территории Колвинского мегавала выполнялись в пределах Западно- и Восточно-Колвинского разломов или вблизи них по пяти профилям. Западно-Колвинский разлом разделяется на два в районе населенного пункта Приполярный (рис. 1). Все разломы по фундаменту и нижним горизонтам палеозоя представляют собой сбросы, по верхним горизонтам палеозоя трансформируются во взбросы, проникающие до отложений перми включительно. Пермские отложения перекрываются толщами триаса и юры.

Первый профиль (пр-1 на рис. 1) отрабатывался по автомобильной дороге Усинск–Харьягинский и пересекает Восточно-Колвинский дизъюнктив, затухающий в толще нижней перми и отделяющий Возейский вал от Сандивейского поднятия Хорейверской впадины. По профилю отработано девять пунктов наблюдения. Для детального сопоставления получившийся график был совмещен с сейсмогеологическим разрезом (рис. 2, а). Среднее значение ОАР по профилю составляет 293 Бк/м³. Зона разлома в поле радона отображается пиком ОАР со значением 804 Бк/м³. До разлома показатели ОАР не превышают 300 Бк/м³ (рис. 2, б). Ширина радоновой аномалии над разломной зоной составляет 3 км.

Профили 2 и 3 (пр-2, пр-3 на рис. 2) располагаются вблизи Восточно-Колвинского разлома, но не пересекают его. По профилю пр-2 максимальное значение ОАР достигает 1497 Бк/м³, по профилю 3 значения варьируют в диапазоне 186–728 Бк/м³. Профиль 4 состоит из двух частей и проходит по дороге Усть-Уса-Усинск. В юго-западной части профиля выделяется область шириной 3 км, которая соответствует Западно-Колвинскому разлому. В пределах этой области значения ОАР находятся в диапазоне 236–337 Бк/м³. В северо-восточной части профиля отмечается сильный разброс концентрации почвенного радона от 52 до 272 Бк/м³. Пик ОАР (272 Бк/м³)



Рис. 1. Схема района проведения радоновых исследований в пределах Колвинского мегавала: 1 — разломы: ЗК — Западно-Колвинский, ВК — Восточно-Колвинский; 2 — профили радоновой съемки; 3 — максимальное значение объемной активности радона по профилю, Бк/м³; 4 — сейсмические профили

попадает в разломную зону (см. рис. 1). Профиль 5 (пр-5 на рис. 1) состоящий из шести пунктов наблюдения, пересекает южный отрезок Восточно-Колвинского разлома и отличается от других участков минимальными показателями ОАР. Максимальное значение ОАР, зафиксированное вблизи разлома составляет 186 Бк/м³.

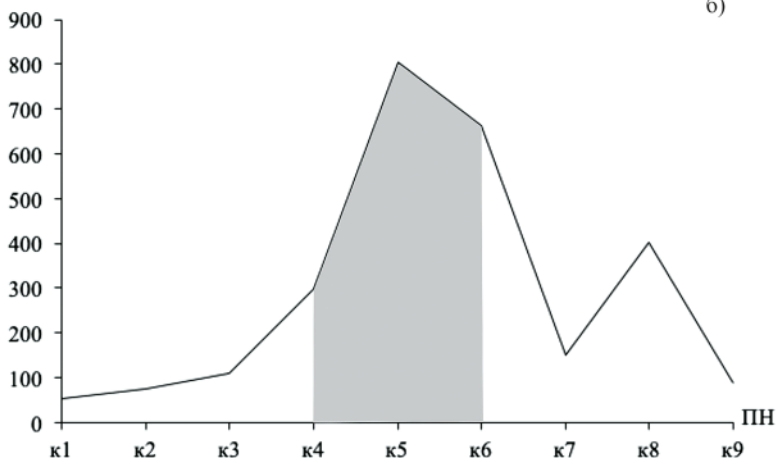
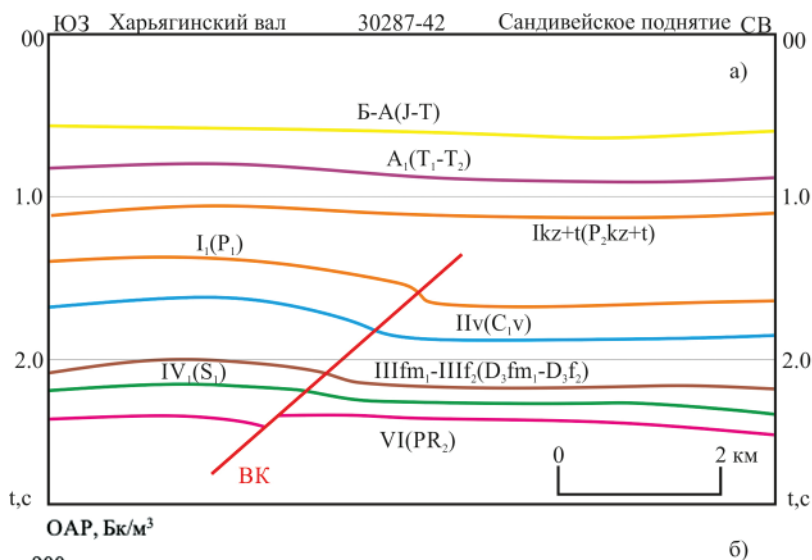


Рис. 2. Схематический сейсмогеологический разрез через Восточно-Колвинский разлом (а), график изменения объемной активности радона-222 по профилю пр-1 (б); местоположение профилей см. рис. 1

Анализируя полученные на территории Колвинского мегавала данные концентрации радона-222 в почвенном воздухе, можно сделать следующие выводы:

Повышенные значения ОАР регистрируются как в разломных зонах, так и вблизи них и достигают 800–1500 Бк/м³.

Максимальные показатели ОАР в районе исследований зарегистрированы в центральном сегменте Восточно-Колвинского разлома в пределах Возейского вала, где по сейсмическим данным наблюдаются наибольшие амплитуды вертикальных смещений.

В южном окончании мегавала (Усинский вал) концентрация радона-222 не превышает 337 Бк/м³ в пределах Западно-Колвинского и 186 Бк/м³ — Восточно-Колвинского разломов.

В итоге, не смотря на наличие многолетнемерзлых пород и мощного осадочного чехла, вблизи и в пределах разломных зон Колвинского мегавала регистрируются повышенные показатели ОАР. При этом значения ОАР на территории Колвинского мегавала ниже, чем в пределах других структур Тимано-Печорской плиты, где ранее проводились исследования.

Литература

1. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / О. М. Прищепа, В. И. Богацкий, В. Н. Макаревич, О. В. Чумакова, Н. И. Никонов, А. В. Куранов, М. М. Богданов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. № 4. С. 32 http://ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf
2. *Осадчая Г. Г., Хохлова Е. С.* Оптимизация природопользования при освоении территориальных ресурсов южной криолитозоны Большеземельской тундры // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 35–43.
3. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к «Атласу геологических карт», 2000) / З. В. Ларионова, В. И. Богацкий, Е. Г. Довжиков [и др.]. Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. 122 с.
4. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое: дис. ... д. г.-м. н. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
5. *Удортин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш.* Объемная активность радона в пределах разломных зон Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов // Литосфера, 2017. Т. 17. № 6. С. 17.
6. *Удортин В. В., Магомедова А. Ш., Езимова Ю. Е.* Комплексные геофизические исследования разломных зон Вычегодского прогиба // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2018. № 12. С. 3–11.
7. *Удортин В. В., Магомедова А. Ш., Езимова Ю. Е.* Локальная радоновая аномалия в зоне Вычегодско-Локчимского разлома // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2019. №1(37). С. 76–82. DOI 10.19110/1994-5655-2019-1-76-82
8. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов и [др.]. Киров: Кировская областная типография, 2008. 228 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРОБОПОДГОТОВКИ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКО-ЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ИСП-МС

Г. В. Игнатьев, Д. В. Кузьмин, Н. В. Туленкова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Ignatiev.grigoriy@gmail.com

Одна из ведущих ролей в определении низких содержаний редких и редкоземельных элементов в горных породах и минералах, принадлежит методу масс-спектрометрии с индуктивной связанной плазмой (ИСП-МС). Данный метод быстр и высокочувствителен. Он позволяет количественно определить большинство элементов из таблицы Менделеева в большом диапазоне концентраций. Как правило, для анализа на ИСП-МС необходимы образцы в жидком виде, но при использовании специальных систем ввода образца, возможно анализировать твердые и газообразные пробы.

Важнейшей стадией данного анализа является пробоподготовка пробы, в нашем случае, включающая переведение пробы в раствор. Именно она и определяет качество и трудоемкость анализа. Опубликовано множество работ и методик по пробоподготовке, которые содержат противоречивые сведения при их использовании. Это делает актуальным сочетание некоторых из них. Мы используем метод кислотного разложения (вскрытия) проб в микроволновой печи, который обеспечивает гораздо более низкие пределы обнаружения, однако он не обеспечивает полного разложения некоторых минералов. Также в процессе пробоподготовки идет выпаривание растворов до сухих солей, что ведет к потере некоторых легколетучих элементов. [1]

Помимо пробоподготовки важен еще и пробоотбор. Как правило, наибольшая погрешность анализа относится именно к этой процедуре и определяется пространственным распределением элементов. Поэтому анализируемый образец должен соответствовать размеру пудры, это обеспечит максимальную гомогенизацию и будет способствовать более качественному разложению [2, 3].

При пробоподготовке особая роль уделяется используемой посуде и реактивам. Поскольку в них может присутствовать избыточное содержание микропримесей некоторых измеряемых элемен-

тов. Для разложения проб в микроволновой системе мы используем фторопластовую посуду, перед использованием которой мы проводим тщательную подготовку, включающую обработку азотной кислотой и вымачиванию в дионизированной воде, в течение длительного времени. Это позволяет свести к минимуму их загрязнение от предыдущих проб. Остальная используемая посуда одноразовая, что так же минимизирует степень загрязнения. Избавится от загрязнения реактивов, можно путем их дистилляции, в нашем случае это дистилляция воды и кислот, либо приобретение дорогих, импортных, высокочистых кислот.

Для анализа достаточно использовать навеску массой не более 100 мкг. Навеску помещаем в фторопластовый сосуд и в зависимости от основного состава пробы, добавляем смесь концентрированной плавиковой, азотной, соляной и хлорной (если присутствует органика) кислот. Далее сосуды размещаем в микроволновой системе, устанавливаем интенсивности микроволнового излучения и его продолжительность, в зависимости от минералогического состава и количества проб. Эффективность разложения оцениваем визуально, если образец не разложился, то процедуру повторяем. Для избавления плавиковой кислоты, которая разрушает кварцевые элементы прибора, полученные растворы переводим в хлориды, путем трехкратного выпаривания соляной кислотой. Полученный сухой остаток переводим в 5 % раствор азотной кислоты с последующим многократным разбавлением, для уменьшения влияния матричных элементов. Перед измерением в пробу добавляем внутренний стандарт (In) для контроля возможного дрейфа аналитического сигнала в процессе измерения.

Апробация метода проводилась на двух образцах Basalt VM, Granit GM. Разложение проб проводили на микроволновой системе Sineo MDS-10. Все разбавления велись весовым методом, для уменьшения ошибки в измерениях. Измерения проводили на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700х. В таблице представлены результаты измерений только тех элементов, для которых известны их аттестованные значения. Из таблицы видно, что полученные значения хорошо согласуются с аттестованными содержаниями. Таким образом, представленный метод кислотного вскрытия в микроволновой системе обеспечивает качественный уровень подготовки твердых проб к высокочувствительному определению микрокомпонентов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

Содержание элементов примесей в стандартных образцах

Элемент	Полученное содержание, г/т		Аттестованное содержание, г/т [5]	
	Basalt BM	Granit GM	Basalt BM	Granit GM
Li	79	48	72	50
Be	0.83	4.0	0.9	(4.4)
Sc	37	5.4	34	4.8
V	200	10.0	190	11
Cr	120	9.0	121	11
Co	34	3.3	36	3.7
Ni	54	6.8	57	6.8
Cu	41	12	43	13
Zn	120	32	120	34
Ga	17	16	16	15
As	14	5.2	13	4.1
Rb	7.5	250	10	260
Sr	220	130	220	133
Y	23	27	27	26
Zr	92	140	100	149
Nb	2.8	20	—	18
Mo	0.24	0.86	—	1.1
Sn	1.5	4.2	2	4.4
Sb	1.9	0.46	2.3	—
Cs	2.0	7.6	2	8.1
Ba	240	320	250	340
La	7.6	43	9	41
Ce	28	63	27	65
Nd	13	25	15	30
Sm	3.4	4.2	3.6	4.9
Eu	1.2	0.71	1.12	0.6
Tb	0.77	0.63	0.9	0.7
Yb	2.7	2.9	3	3.1
Lu	0.44	0.36	0.41	0.4
Hf	2.7	4.5	3	5.1
Ta	0.28	1.5	—	1.7
W	0.83	1.82	0.9	1.6
Pb	12	31	13	30
Th	2.2	33	3	36
U	0.72	7.1	—	6.4

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь при проведении аналитических работ.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-00460 А).

Литература

1. Бычкова Я. В., Синицын М. Ю., Петренко Д. Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
2. Бычкова Я. В., Николаева И. Ю., Еремина О. С., Цховребова А. Р., Шубин И. И., Стенников А. В. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2018. № 5. С. 53–59.
3. Пупышев А. А., Суриков В. Т. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Образование ионов. Екатеринбург. УрО РАН. 2006. 273 с.
4. Карпов Ю. А., Орлова В. А. Современные методы автоклавной пробоподготовки в химическом анализе веществ и материалов // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. №1. С. 4–11.
5. Ареаутов Н. В. Стандартные образцы химического состава природных минеральных веществ. Издание второе, переработанное и дополненное: Методические рекомендации. Новосибирск: АН СССР, Сиб. отделение, Институт геологии и геофизики, 1990. 220 с.

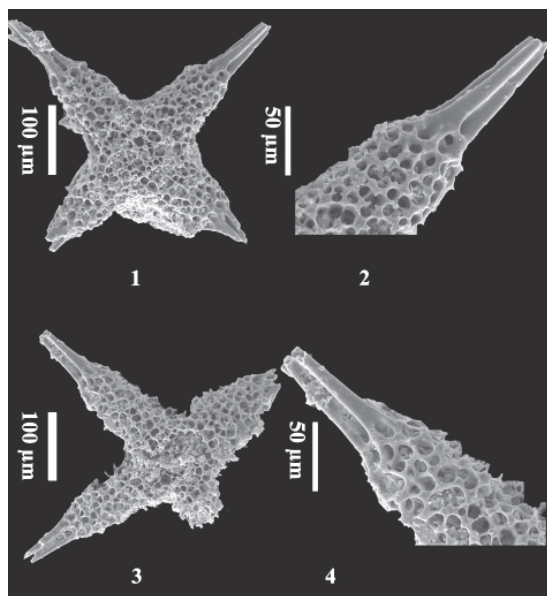
СТРУКТУРА РАДИОЛЯРИЕВОГО КОМПЛЕКСА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ВОЛЖСКИЙ ЯРУС-БЕРРИАС) В СКВАЖИНЕ ГУБКИНСКАЯ-651 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В. А. Козлова, Ю. А. Гатовский

МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

veronikakozly@gmail.com

Радиолярии это одноклеточные планктонные морские организмы с внутренним минеральным скелетом [1]. Для изучения группы использовался материал из скважины Губкинская-651 (Западная Сибирь). Среди высокобитуминозных пород баженовской свиты на гл. 2888.2–2944.11 м из известняковых конкреций

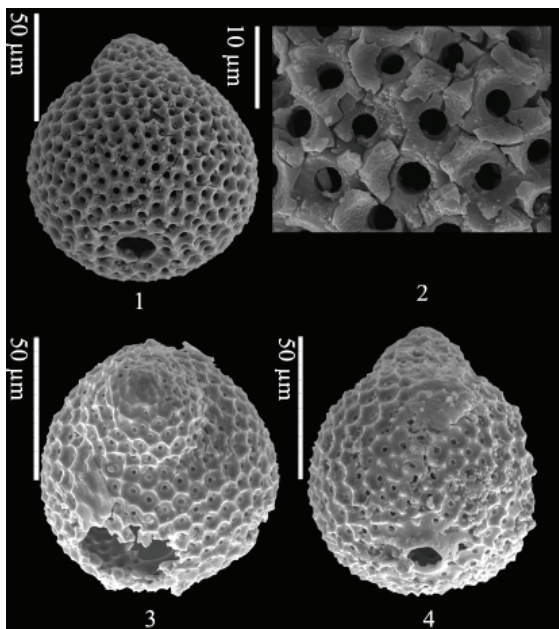


Спумеллярии из скв. Губкинская 651 баженовской свиты (Западная Сибирь). Все экземпляры происходят из обр. 5, гл. 2906.02 м.

Фиг. 1–4. *Pseudocyclotella* cf. *magna* Blome, 1984

Экз. № 1/1; 1 — общий вид раковины, 2 — фрагмент отростка с трехгранной иглой.

Экз. № 1/2; 3 — общий вид раковины; 4 — фрагмент отростка с трехгранной иглой



Насселлярии из скв. Губкинская 651 баженовской свиты (Западная Сибирь). Все экземпляры происходят из обр. 5, гл. 2906, 02 м.

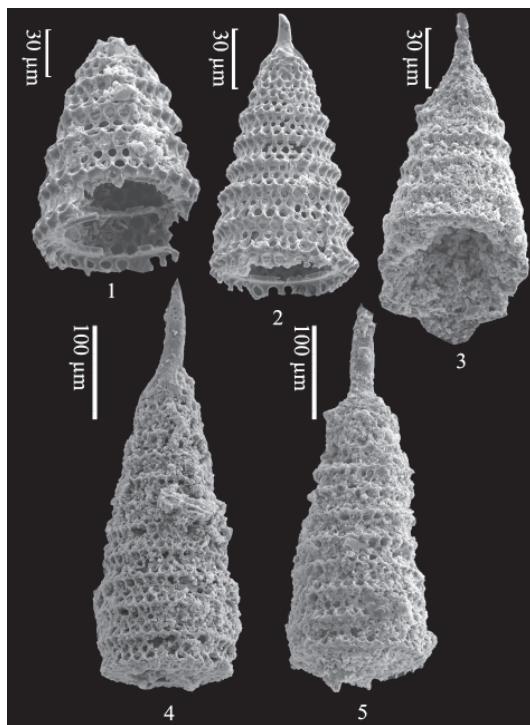
Фиг. 1–4. *Williridellum salymicum* Kozlova, 1983

Экз. № 1/3; 1 — общий вид раковины со стороны устья; 2 — фрагмент пористой стенки;

Экз. № 1/4; 3 — общий вид раковины со стороны цефалиса;

Экз. № 1/5; 4 — общий вид раковины со стороны устья

отобраны 9 образцов, которые в последующем были растворены в уксусной кислоте. Радиоларии обнаружены в 7 образцах, общее количество составило 441 экз. Комплекс представлен морфологически разнообразными формами отрядов *Nassellaria* и *Spumellaria*. На основе анализа видно, что в отложениях доминируют раковины насселлярий, которые характеризуются двумя морфологическими группами: циртоидной (290 раковин, 65% от общего числа) (семейства *Echinocampidae* и *Parvicingulidae*) и сфероидной (47 раковин, 11%) (семейство *Williridellidae*). Остальные радиоларии принадлежат спумелляриям, среди которых также можно выделить две группы: сферическую (30 раковин, 7%) (семейство *Præconopaeomnidae*) и дискоидную (74 раковины, 17%) (семейства *Orbiculiformidae* и *Hagiastriidae*).



Насселлярии из скв. Губкинская 651 баженовской свиты (Западная Сибирь). Все экземпляры происходят из скв. Губкинская 651 баженовской свиты (Западная Сибирь); экз. 1 из обр. 3, гл. 2935.35 м; экз. 2, 3 из обр. 5, гл. 2906.02 м; обр. 4, 5, гл. 2942.05 м.

Фиг. 1. *Parvicingula* sp.

Фиг. 2, 3. *Parvicingula khabakovi* Zhamoida, 1963

Фиг. 4. *Parvicingula excels* Pessagno et Blome, 1984

Фиг. 5. *Parvicingula* cf. *khabakovi* Zhamoida, 1963

Экз. № 1/6; 1 — общий вид пористой раковины;

Экз. № 1/7; 2 — общий вид пористой раковины;

Экз. № 1/8; 3 — общий вид раковины;

Экз. № 1/9; 4 — общий вид пористой раковины

Экз. № 1/10; 5 — общий вид раковины.

Морфологической особенностью Echinocampidae является наличие в апикальной части внешних рогов [2]. Башенковидные формы *Parvicingulidae* обладают четко разделенными камерами с апикальными иглами. В верхней части разреза появляются сферические представители Williriedellidae. Дiskoидные формы

Orbiculiformidae имеют характерную губчатую ткань и экваториальные шипы. Сферические раковины Praeconopagomnidae имеют бугристую поверхность и крупные радиальные иглы [1].

Присутствие в образцах вида *Parvicingula excelsa* указывает на титонский (верхняя юра) возраст отложений. Появление видов *Willriedellum salymicum* и *Arctocapsula perforata* говорит о берриас-валанжине (нижний мел). На основе этих данных уточнен возраст верхней части свиты в изученной скважине. Анализ морфологической структуры комплекса радиолярий показывает на преобладание форм из северных районов [3].

Литература

1. Брагин Н. Ю., Вишневская В. С., Жамойда А. И., Казинцева Л. И. Практическое руководство по микрофауне. Т. 6. Радиолярии мезозоя. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 272 с.
2. Брагин Н. Ю. Новое семейство позднеюрско-раннемеловых радиолярий Арктической Сибири // Палеонтологический журнал. 2009. № 4. С. 6–17.
3. Брагин Н. Ю. Радиолярии волжского и берриасского ярусов севера Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 55–69.

ОЦЕНКА САНИТАРНОГО СОСТОЯНИЯ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОГО КОМПЛЕКСА КОЙГОРОДСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Ю. А. Кокшарова, Т. П. Митюшева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yakoksharova@geo.komisc.ru

Работа посвящена оценке санитарного состояния водохозяйственного комплекса Койгородского района Республики Коми (РК). В основу статьи положены фондовые материалы (паспортные данные скважин) и результаты натурных обследований водозаборов в период экспедиционных работ в июле 2019 г.

Койгородский район расположен в южной части республики, в пределах Русской равнины и примыкает к Северным Увалам. Исследуемая территория имеет большую площадь около 10 тыс. м², однако характеризуется малой (7538 чел.) численностью населения (табл. 1). На территории района расположены 8 сельских поселений, административным центром района является село Койгородок. Основной отраслью экономики района является лесозаготовительная, лесопильная промышленность. Кроме того, существует сельскохозяйственное производство, специализирующееся на молочно-мясном скотоводстве, производстве овощей и картофеля.

Таблица 1. Муниципально-территориальное устройство
Койгородского района РК

Сельское поселение	Водозаборы		Население, чел.	Площадь, км ²
	Подземные (скважины)	Поверхностные		
Грива	—	—	320	433.46
Кажим	—	1	913	2074.51
Койгородок	4	—	2877	801.92
Койдин	—	—	1286	6.44
Кузьёль	1	—	234	2551.21
Нючпас	—	—	148	904.28
Подзь	2	—	1148	2157.75
Ужга	—	—	612	1120.59
Итого:	7	1	7538	10050.16

По гидрогеологическому районированию [4] подземные воды района исследуемой территории относятся к Камско-Вятскому артезианскому бассейну пластовых вод. На данной территории пресные подземные воды распространены в четвертичных и юрских отложениях и развиты до глубины 100 м. Выделяются только два водоносных горизонта — верхненеоплейстоценовый-голоценовый аллювиальный, лимноаллювиальный (a, laIII-H) и сысольский терригенный (J_{2ss}), использующиеся для централизованного водоснабжения населенных пунктов.

В Койгородском районе организацией, осуществляющей централизованное водоснабжение, является АО «Коми тепловая компания», на долю которой приходится большая часть реализуемой воды. Водоотбор производится из 7 скважин, а также из одного поверхностного источника — Кажимского водохранилища (табл. 2). В подавляющей же части исследуемого района централизованное водоснабжение отсутствует. Значительная часть населения района использует воду из одиночных скважин мелкого заложения, шахтных и буровых колодцев индивидуального пользования.

В населенных пунктах функционируют мелкие предприятия, использующие для хозяйственно-питьевых и технических целей подземные воды, эксплуатируемые, как правило, одиночными водозаборами. По данным министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РК [5] на балансе водопользователей состоит 13 скважин, принадлежащих 5 различным организациям (АО «Коми тепловая компания», ОАО «Межрегиональная распределительная сетевая компания Северо-Запада», ООО «Койгородок», АО «Коми дорожная компания», ООО «Коймолпром»). Общий объем водоотбора не превышает 100 тыс. м³ год.

Водозаборные скважины с. Койгородок, п. Подзь, п. Кузьель оборудованы на защищенный источник подземных вод — водоносный сысольский терригенный горизонт (J_{2ss}), имеющий площадное распространение. Водовмещающие отложения - пески мелкозернистые. Кровля эксплуатационного горизонта залегает на значительной глубине 20–55 м (табл. 2) под толщей относительно водупорных моренных суглинков. Горизонт субнапорный, эффективная мощность составляет 6–34 м. Статический уровень устанавливается на 35.5 – (+8) м от поверхности земли. Фактическая производительность скважин характеризуется дебитами 120–268 м³/сут.

На базе водоносного верхненеоплейстоценового-голоценового аллювиального, лимноаллювиального горизонта (a, laIII-H) осу-

Таблица 2. Состояние водозаборных сооружений Койгородского района РК

Населен- ный пункт	Водозабор (№ сква- жины)	Год бурения	Глубина сква- жины	Водонос- ный горизонт	Интервал залегания водоносного горизонта от—до, м	Паспортные данные		
						Статический уровень, м	Динамический уровень, м	Дебит, м³/сут
Зимовка	1884-э	1987	38.7	a.laIII-Н	20.0—26.0	9.0	20	43.0
Подзь	9А-э	1977	47.0	J ₂ ss	21.5—43.0	6.5	10.5	120.5
Кузьель	198-э	1966	71	J ₂ ss	51—69	35.5	40.0	263
Койгородок	996-э	1976	70.0	J ₂ ss	34.0—65.5	+8.0	28.0	259.0
	1220-э	1977	80.0	J ₂ ss	55.0—70.0	+0.7	7.4	259.0
	1221А-э	1977	75.0	J ₂ ss	40.0—74.0	+2.0	18.0	259.0
	272Аэ	1967	75	J ₂ ss	53.0—72.0	17.4	30.0	268
Кажим	Поверхностный водозабор Кажимского водохранилища							

ществляется централизованное водоснабжение п. Зимовка и индивидуальное водоснабжение населения Койгородского района. Водовмещающие отложения — пески разномерности, недостаточно защищены от поверхностного загрязнения. Горизонт субнапорный, статический уровень устанавливается на глубине до 9 м от поверхности земли.

Главным требованием по рациональному использованию и охране недр Законом РФ «О недрах» [3] определена необходимость подсчета запасов подземных вод и постановки их на государственный учет. На территории района в период 2009—2013 гг. проведены гидрогеологические изыскания для оценки запасов подземных вод водоносного среднеюрского терригенного горизонта на 4 месторождениях [1] подземных вод. Утвержденные запасы питьевых подземных вод составили по категории «В» 2.079 тыс. м³/сут (табл. 3). Разведанные запасы подземных вод полностью обеспечивают потребность для нужд централизованного водоснабжения. Необходимо подчеркнуть, что в связи со вступлением в силу Закона РФ № 459-ФЗ [8] с 2015 г. оценка запасов подземных вод на участках недр местного значения при объеме добычи менее 100 м³/сут не требуется, а таких водозаборов с малым водоотбором на данной территории большинство. Разведанные запасы месторождений не отражают реальную обстановку водопотребления на данной территории.

В период полевых работ 2019 г. нами были проведены натурные обследования водозаборов централизованного водоснабжения Койгородского района РК. Целью которых было получение достоверной информации об экологической обстановке прилегающей территории, санитарно-техническом состоянии скважин, условий их эксплуатации и содержания, наличии зон санитарной охраны (ЗСО) и измерительной аппаратуры.

Проведенные исследования показали:

1. Основным фактором для безопасности источников водоснабжения является создание ЗСО согласно требованиям СанПиН 2.1.4.1110-02 [6] в составе трех поясов. Установлено, что все источники централизованного водоснабжения имеют разработанные проекты ЗСО. Санитарная обстановка на водосборных площадях удовлетворительная, организованы ЗСО, территория первого пояса спланирована для отвода поверхностного стока за ее пределы, озеленена, ограждена и обеспечена охраной, дорожки к сооружениям имеют твердые покрытия, водозаборы подземных вод располагаются вне территории промышленных предприятий и жилой за-

Таблица 3. Разведанные месторождения питьевых подземных вод Койгородского района РК

Месторождение питьевых подземных вод	Эксплуатируемый водоносный горизонт	Разведанные запасы тыс. м ³ /сут	№ протокола (дата утверждения запасов)
Койгородское	J _{2ss}	2.0	ТКЗ Коминедра №84 (28.07.2009)
Койгородское 1	J _{2ss}	0.001	ТКЗ Коминедра №142 (24.11.2011)
Койгородское 2	J _{2ss}	0.018	ТКЗ Коминедра №200 (27.06.2013)
Койгородское 3	J _{2ss}	0.06	ТКЗ Коминедра №216 (23.12.2013)
Итого	—	2.079	—

стройки. Единственным неблагоприятным фактором является то, что водозаборные площадки с. Койгородок расположены в долине р. Сысолы и в период половодья подтапливаются.

2. Границы I пояса ЗСО (пояса строгого санитарного режима) установлены в зависимости от степени защищенности подземных вод. Подземные воды сысольского водоносного горизонта относятся к защищенным от поверхностного загрязнения, поэтому ограждение водозаборов устанавливается в радиусе 30 м от скважин. Защищенность верхнелепестового-голоценового аллювиального, лимноаллювиального горизонта не достаточная, поэтому ограждение водозабора устанавливается на расстоянии 50 м от скважины.

3. Водозаборные скважины пробурены в период 1966–1987 гг. Так как значительная их часть находится в эксплуатации уже более 50 лет, регулярно проводятся ремонтные и восстановительные работы, согласно требованиям [2, 7].

4. В настоящий момент оборудование скважин однотипное и практически везде соответствует техническим требованиям к эксплуатации источников подземного водоснабжения [2, 7].

5. Установлено, что недропользователями на водозаборах осуществляется мониторинг состояния недр согласно утвержденной «Программы мониторинга подземных вод по водозаборам», который включает наблюдения за эксплуатируемым водоносным горизонтом в водозаборных скважинах, техническим состоянием скважин, состоянием ЗСО водозабора, за качеством подземных вод.

Для обеспечения экологического благополучия населения недропользователи выполняют необходимый комплекс мероприятий для защиты подземных вод от загрязнения и истощения. Это обусловлено и тем, что сельскохозяйственное загрязнение на данной территории практически отсутствует, лесозаготовительные участки расположены в удалении от поселений, поэтому негативного воздействия на источники водоснабжения не оказывают.

Выражаем благодарность В. И. Катковой за помощь при проведении экспедиционных работ.

Литература

1. Государственный баланс запасов подземных вод по Северо-Западному федеральному округу. (<http://www.rosnedra.gov.ru/article/10746.htm/>).
2. Государственный стандарт ГОСТ 2761-84. Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. М.: Стандарт-информ, 2006.

3. Закон Российской Федерации от 21.02.1992 № 2395-1 (ред. от 03.08.2018) «О недрах». 1992.
4. *Огородникова Г. П.* и др. Атлас Республики Коми // Гидрогеологическая карта Республики Коми. М.: Феерия, 2010.
5. Реестр государственной регистрации лицензий на пользование недрами на территории Республики Коми по состоянию на 1 октября 2019 года (https://mpr.rkomi.ru/left/deyat/nedropolz/documents/reestr_podzem/).
6. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1110-02 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения». М.: Госсанэпиднадзор России, 2002.
7. Свод правил СП 31.13330.2012 «Водоснабжение. Наружные сети и сооружения» Актуализированная редакция СНиП 2.04.02-84. М.: Минрегион, 2012.
8. Федеральный закон от 29.12.2014 №459-ФЗ «О внесении изменений в Закон Российской Федерации «О недрах». М., 2014.

СИНТЕЗ, СТРУКТУРА И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА Ho-, Yb-ДОПИРОВАННЫХ ТИТАНАТОВ ВИСМУТА

М. С. Королева

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

marikorolevas@gmail.com

Исследование соединений со структурой пирохлора, допированных редкоземельными элементами, вызывает интерес как с точки зрения диэлектрических, так и фотолюминесцентных свойств. Титанат висмута $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ со структурой пирохлора, обладая высокой диэлектрической константой и малым тангенсом угла диэлектрических потерь ($\epsilon = 115$, $\tan\delta < 0.01$, 500 кГц), является перспективным материалом для создания конденсаторов [1]. Допирование титаната висмута позволяет термически стабилизировать структуру пирохлора и получать плотную керамику при более высоких температурах ($\sim 1100^\circ\text{C}$) [2–5]. Титанаты гольмия $\text{Ho}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ и иттербия $\text{Yb}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ термически стабильные соединения со структурой пирохлора и являются высокотемпературными кислород-ионными проводниками [3, 5].

В работе были получены Ho- и Yb-содержащие титанаты висмута $\text{Bi}_{1.5-x}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($x = 0.25; 0.50$) и $\text{Bi}_{1.3}\text{M}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($M - \text{Ho, Yb}$) методом сжигания органо-неорганических прекурсоров. Методами РФА (SHIMADZU XRD-6000) и СЭМ (TESCAN VEGA 3 SBU) показано, что образцы $\text{Bi}_{1.5}\text{M}_{0.25}\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ и $\text{Bi}_{1.3}\text{M}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($M - \text{Ho, Yb}$) однофазны и соответствуют структуре типа пирохлора ($Fd-3m$). Моделирование рентгенограмм по методу Ритвельда показало, что атомы Ho и Yb преимущественно распределяются в позициях висмута. Этот факт так же следует из величин ионных радиусов атомов ($r(\text{Bi}^{3+}) = 1.17 \text{ \AA}$, $r(\text{Ho}^{3+}) = 1.015 \text{ \AA}$, $r(\text{Yb}^{3+}) = 0.985 \text{ \AA}$ с КЧ = 8; $r(\text{Ti}^{4+}) = 0.605 \text{ \AA}$ с КЧ = 6) [6]. Электрические свойства образцов были исследованы методом импедансной-спектроскопии (анализатор иммитанса E7-28) на воздухе, в кислороде и влажной атмосфере ($25\text{--}10^7$ Гц, $25\text{--}750^\circ\text{C}$). Температурные зависимости проводимости подчиняются закону Аррениуса с E_a 0.1–0.2 эВ ($T < 350^\circ\text{C}$) и 1.3–1.5 эВ ($400 \leq T(^\circ\text{C}) \leq 750$). Таким образом, проводимость образцов обусловлена различными носителями заряда. По результатам температурно-программируемого изотопного обмена с C^{18}O_2 для

допированных титанатов висмута активация кислородного транспорта начинается с 300–350 °С [7]. Полученные образцы являются смешанными проводниками: электронная и ионная (кислородная при $T > 500$ °С, протонная при $T \leq 500$ °С для Yb-допированных титанатов висмута). Диэлектрические характеристики образцов близки между собой и варьируются в областях $90 \leq \epsilon' \leq 105$ (25–750 °С); $0.002 \leq \tan \delta \leq 0.003$ (25–200 °С); ТСС = –100–(–200) ppm/°С (25–400 °С) при 1 МГц.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-03-00642 А. Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Esquivel-Elizondo J. R., Hinojosa B. B., Nino J. C. $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$: It is not what you have read // Chem. Mater. 2011. V. 23. P. 4965–4974.
2. Sadykov V. A., Koroleva M. S., Piir I. V., Chezhina N. V., Korolev D. A., Skriabin P. I., Krasnov A. V., Sadovskaya E. M., Ereemeev N. F., Nekipelov S. V., Sivkov V. N. Structural and transport properties of doped bismuth titanates and niobates // Solid State Ionics. 2018. V. 315. P. 33–39.
3. Krasnov A. G., Piir I. V., Koroleva M. S., Sekushin N. A., Ryabkov Y. I., Piskaykina M. M., Sadykov V. A., Sadovskaya E. M., Pelipenko V. V., Ereemeev N. F. The conductivity and ionic transport of doped bismuth titanate pyrochlore $\text{Bi}_{1.6}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ (M – Mg, Sc, Cu) // Solid State Ionics. 2017. V. 302. P. 118–125.
4. Piir I. V., Koroleva M. S., Ryabkov Y. I., Korolev D. A., Chezhina N. V., Semenov V. G., Panchuk V. V. Bismuth iron titanate pyrochlores: Thermostability, structure and properties // J. Solid State Chemistry. 2013. V. 204. P. 245–250.
5. Shlyakhtina A. V., Abrantes J. C. C., Larina L. L., Shcherbakova L. G. Synthesis and conductivity of $\text{Yb}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ nanoceramics // Solid State Ionics 2005. V. 176. P. 1653–1656.
6. Shannon R. D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Cryst. 1976. V. A32. P. 751–767.
7. Krasnov A. G., Piir I. V., Koroleva M. S., Sekushin N. A., Ryabkov Y. I., Piskaykina M. M., Sadykov V. A., Sadovskaya E. M., Pelipenko V. V., Ereemeev N. F. The conductivity and ionic transport of doped bismuth titanate pyrochlore $\text{Bi}_{1.6}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ (M – Mg, Sc, Cu) // Solid State Ionics. 2017. V. 302. P. 118–125.

ИСТОРИЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОРОТАЙХИНСКОЙ ВПАДИНЫ НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ 1-КОРОТАЙХИНСКАЯ (РЕЗУЛЬТАТЫ 1D МОДЕЛИРОВАНИЯ)

И. С. Котик¹, Ю. И. Галушкин²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

iskotik@geo.komisc.ru

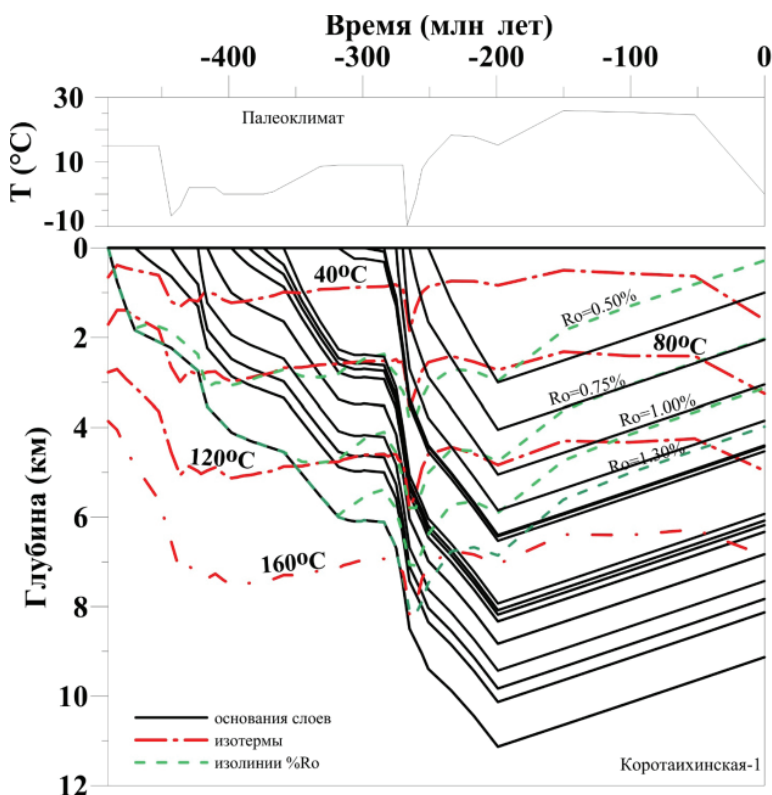
Представлены результаты моделирования истории нефтегазообразования в центральной части Коротаихинской на примере скважины 1-Коротаихинская в системе ГАЛО [1]. Скважиной фактически вскрыт разрез от верхнетриасовых до нижнепермских (артинских) отложений на глубину 4199 м. Литологический состав и мощность залегающих ниже стратиграфических горизонтов предполагаются по данным соседних скважин, естественных обнажений и результатам геофизических исследований.

История геологического развития исследуемой территории Коротаихинской впадины характеризуется различными тектоническими и седиментационными условиями. На этапе рифтогенеза в раннем ордовике накапливались терригенные отложения. В среднем ордовике область исследований представляла палеошельфовую окраину с карбонатным и терригенно-карбонатным осадконакоплением продолжающегося вплоть до раннепермского времени. С артинского времени район исследований являлся областью сноса терригенного материала перед фронтом складчатого сооружения Пай-Хоя и Урала [2]. В юрско-четвертичное время вероятно преобладали процессы эрозии накопленных отложений, прерываемые этапами небольших трансгрессий. Общая мощность размытых пород предполагается около 2 км.

Термическая история бассейна является одним из основных параметров, влияющего на уровень зрелости органического вещества и время генерации углеводородов (УВ). Остывание бассейна от изначально прогретого состояния продолжалось до конца силура. С начала девонского периода величина теплового потока составляла в среднем 50–52 мВт/м². Начиная с юрского времени отмечается постепенное увеличение теплового потока до 64 мВт/м².

Калибровка модели тепловой истории проводилась с использованием данных замеров пластовых температур и значений показателя отражения витринита (R_o , %).

Основные нефтегазоматеринские горизонты выделяются в отложениях верхнего силура, франских и фаменских верхнего девона, артинских и кунгурских нижней перми. Согласно построенной модели верхнесилурийские нефтегазоматеринские породы вступили в зону нефтяного окна в турнейское время (350–355 млн лет) (рисунок). Генерация УВ верхнедевонскими нефтегазоматеринскими породами проходила в среднем карбоне (310–315 млн лет) для франских и позднекаменноугольно-раннепермское время (295–310 млн лет) для фаменских отложений. Нижнепермские нефтега-



Модель погружения и катагенетической преобразованности органического вещества по скважине 1-Кортаихинская

зоматеринские породы достигли условий главной зоны нефтегенерации в татарское время (260 млн лет). Погружение рассматриваемых нефтегазоматеринских отложений до глубин 6–9 км, привело к достижению условий главной зоны газообразования на протяжении позднепермско-позднетриасового времени (255–200 млн лет) (см. рисунок).

Моделирование реализации УВ потенциала в процессе погружения осадочных толщ показало, что пик генерации нефтяных УВ приходится на артинско-среднетриасовое время для верхнесилурийских, позднепермско-среднетриасовое время для верхнедевонских и среднетриасово-раннеюрское время для нижнепермских нефтегазоматеринских пород. Органическое вещество верхнесилурийских и верхнедевонских отложений полностью реализовало свой генерационный потенциал. В верхнепермских отложениях степень выработанности керогена составила 70 %.

Таким образом к раннепермскому времени активно протекали процессы генерации и аккумуляции УВ. Учитывая, что время складчато-надвиговых тектонических движений в Коротаихинской впадине приходится на позднетриасово-меловое время, то сформированные к тому времени залежи УВ подвергались переформированию и перетоку во вновь образованные ловушки.

Литература

1. *Галушкин Ю. И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
2. *Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляв А. А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 226 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЖЕМСКОГО РАЙОНА (Р. АЙЮВА, ОБН. 31)

О. С. Котик, В. А. Салдин, Д. Н. Шеболкин,
Д. А. Груздев, С. В. Лыуров, Л. А. Селькова,
А. Ю. Михеева, О. В. Валяева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

procko@geo.komisc.ru

Месторождения горючих сланцев в верхнеюрских отложениях на северо-востоке Европейской России входят в состав трех сланценосных районов — Сысольского, Яренгского, и Ижемского [1, 2]. Изученность разрезов и вещественного состава пород, включая горючие сланцы, различная. Наименее исследованными остаются горючие сланцы и строение разрезов Ижемского района. Нами представлены материалы по содержанию и составу органического вещества (ОВ) горючих сланцев Айювинского месторождения этого района.

Сланценосные отложения Айювинского месторождения изучались Лихаревым Б. К., Добрыниным И. Г., Клевенским П. М., Гавриловым Н. Н., Павловым А. М. и другими [1, 2]. Этими исследователями установлен средневолжский возраст отложений, выяснены относительно мелководноморские условия их образования, выделены пласты, подсчитаны запасы, определены качественная и техническая характеристика горючих сланцев. Состав органического вещества (ОВ) изученный методами углепетрографии и газовой хроматографии будет способствовать установлению особенностей накопления горючих сланцев и их преобразования.

Каменный материал для исследований ОВ отобран из трех разрезов, включая самый представительный на р. Айюва. Строение верхнеюрских отложений Айювинского месторождения дается по наиболее последовательному разрезу в обн. 31 (нумерация по П. М. Клевенскому), который находится на левом берегу р. Айюва приблизительно в 3.5 км от д. Керки ниже по течению. Высота берега здесь достигает около 15 м. Выходы прослеживаются на расстоянии первых сотен метров. Юрские отложения нами расчленены на пять пачек снизу вверх: 1) глинистая зеленоцветная, 2) нижняя сероцветная сланцевая, 3) нижняя темноцветная сланцевая,

4) верхняя сероцветная сланцевая и 5) верхняя темноцветная сланцевая. Первая пачка (видимая мощность 1.1 м) сложена зеленовато-серой песчанисто-карбонатно-глауконитовой глиной с линзами пирита и включениями редкой гальки. По комплексу фораминифер данные отложения имеют раннекемериджский возраст [3]. Нижняя сероцветная пачка сложена переслаивающимися серыми известковыми глинами (0.07–0.50 м.) и маломощными (0.05 м.) горючими сланцами. Во всех слоях встречены остатки пелеципод, обломки ростров белемнитов и единичные включения аммонитов. Завершается пачка мощным (0.9 м.) слоем зеленовато-светло-серого глинистого известняка с остатками белемнитов (маркирующий горизонт). Нижняя темноцветная пачка мощностью 1 м сложена чередующимися маломощными слоями горючих сланцев и темно-серой глины. Верхняя сероцветная пачка мощностью 6.5 м сложена переслаивающимися голубовато-серыми глинами (1.00–1.75 м.) и горючими сланцами (0.2–0.9 м). Все слои включают многочисленные остатки пелеципод. Венчает разрез верхняя темноцветная пачка мощностью не менее 7 м, сложенная переслаивающимися горючими сланцами (до 3 м.) и глинистыми горючими сланцами (5–20 см), включающих пелециподы и белемниты. В этом интервале разреза встречен слой (2.5 м.) керогеновой глины с органическими остатками. Венчает пачку песчанисто-глинистый горючий сланец (1.6 м). По комплексам фораминифер, миоспор и диноцист отложения верхних четырех пачек отнесена к среднему подъярису волжского яруса верхней юры [3].

Органическое вещество юрских горючих сланцев формировалось за счет фитопланктона и высших водорослей ($\max HI = 596 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$) с различной (но нередко значимой) примесью аллохтонного гумусового материала ($\min HI = 40 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$). Углетепетрографическим методом были определены всевозможные форменные элементы — включения талломоальгинита, липтодетринита, споринита, небольшие линзы инертинита и витринита. Основная часть сапропелевого вещества бесструктурная, в препаратах мацерата имеет губчатое и комковатое сложение. В мацерате были определены одноклеточные водоросли (цисты динофлагеллат), споры папоротников, пыльца хвойных, углистый детрит [3].

Проведенные геохимические исследования пород показали изменение содержаний органического углерода в зависимости от литологических типов пород. Наименьшее содержание $C_{\text{орг}}$ отмечено в глинистом известняке менее 1 %, в глинах 5.8–10.4 %, глинистых

сланцах 13.6–16.9 %, максимальное в горючих сланцах 18.9–30 %. Согласно классификации [4] изученные породы Айювинского месторождения можно аттестовать как горючие сланцы ($ОВ > 20 \%$) и породы с сапропелевым $РОВ$ ($ОВ < 20 \%$). Содержание хлороформенного битумоида (ХБА) также максимально в глинистых сланцах (0.05–0.60 %) и горючих сланцах (0.06–0.50 %), причем содержание спиртобензольного битумоида (СББ) – 0.3–0.5 % превышает ХБА (ХБ/СББ – 0.6–1.9).

Согласно данным газовой хроматографии в горючих сланцах, содержащих компоненты как сапропелевого так и гумусового $ОВ$, установлены два распределения углеводов ряда n -алканов. В первом случае доминируют низкомолекулярные n -алканы состава C_{16} – C_{17} и небольшим преобладанием нечетных высокомолекулярных соединений. Соотношения коэффициентов, которые указывают на преобладание водорослевой составляющей в составе исходной биомассы [5, 6] следующие: $K_{нч} C_{17} = 1.5–2.2$, $n-C_{17}/n-C_{25} = 1.7–3.2$, $n-C_{16-22}/n-C_{23-30} = 1.3–2.1$. Во втором случае – распределение бимодальное с появлением второго небольшого максимума в высокомолекулярной области и доминированием нечетных n -алканов, которое характерно для горючих сланцев и аргиллитов с примесью гумусового материала ($K_{нч} C_{29} = 2.9–3.15$; $K_{нч} C_{25}–C_{31} = 2.3–2.9$). Молекулярно-массовое распределение изо- и n -алканов свидетельствуют о присутствии сходных биологических «меток» в битумоидах аргиллитов и горючих сланцев.

Литература

1. Горючие сланцы европейского севера СССР / Васильева Л. Ф., Дедеев В. А., Дурыгина Л. А. и др. Сыктывкар, 1989. 152 с.
2. *Лыюров С. В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 138 с.
3. *Лыюров С. В., Селькова Л. А.* Геолого-стратиграфическая характеристика Айювинского месторождения горючих сланцев // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2008. № 12, С. 3–5.
4. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
5. *Хант Д.* Геология и геохимия нефти и газа. М.: Мир. 1982. 706 с.
6. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир. 1981. 501 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРОТЕРИОФАУНЫ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЛОГ-1 НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

И. В. Кряжева, Ю. В. Голубева, Д. В. Пономарев,
Н. Н. Воробьев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Innageologi@mail.ru

В работе обсуждаются результаты изучения гранулометрического состава отложений, а также микротериофауны и палинокомплексов, полученных из рыхлых отложений местонахождения Лог-1 на Северном Урале (62°00.714' с. ш., 58°38.965' в. д.). Местонахождение находится на правом берегу р.Печоры, в 17 км выше устья р. Большой Шежим, на левом борту лога Иорданского в 55 м от его устья на высоте 30 м от уреза реки и представляет собой небольшой грот глубиной 5 м и шириной 13.5 м.

Раскопки проводились по стандартным методикам [11, 12]. Рыхлые отложения вскрывались условными горизонтами мощностью не более 10 см. Извлечение костных остатков животных производилось при помощи ручной промывки вмещающей породы на ситах с размером ячеек 0.8–1.0 мм.

Полученная смесь костей и обломков породы высушивалась, и из нее вручную отбирались остатки позвоночных. Диагностика морфологически сходных видов, таких как полевка Миддендорфа — темная полевка и сибирский лемминг — лесной лемминг, проводилась по методике Н. Г. Смирнова с соавторами [19]. Все коренные зубы определенные нами как *Microtus* sp., распределялись по видам в соответствии с распределением первых нижних коренных. Далее все встреченные виды были сгруппированы по зональной приуроченности. Предпочитаемая природная зона — наиболее всеобъемлющий параметр, который включает в себя и тип растительности, и некоторый перечень возможных кормов, и климатические характеристики.

Палинологический анализ проводился с целью осветить в общих чертах характер изменения растительности в пределах верхней Печоры в позднем плейстоцене и голоцене. Отбор проб из осадков

для спорово-пыльцевого анализа и их лабораторная обработка осуществлялись по общепринятым методикам [4]. Расчет результатов анализа проводился групповым способом.

Гранулометрический анализ проводился с целью выяснения структурных особенностей отложений: размеров слагающих частиц, степени их сортированности (таблица). Он включает в себя ситовой и пипеточный методы [5].

Согласно классификации Л. Б. Рухина [13], рыхлые отложения грота Лог-1 представлены глинистыми алевролитами и песчано-алевритовыми глинами (снизу вверх):

Слой III. Темно-коричневые глинистые отложения мощностью 0.15 м. Для осадков характерно преобладание в их составе глинистой (66.5 %), алевроитовой фракций (14.1 %) и песка (4.2 %). Отмечается достаточно высокое содержание гравия (15.3 %), а также довольно хорошая сортировка материала (S_c составляет 0.55). Микротириофауна на 76.6 % представлена тундровыми и степными видами: *Lemmus sibiricus* (22.3 %), *Dicrostonyx* sp. (28.5 %), *Lasiopodomys gregalis* (25 %), *Ochotona pusilla* (1 %), на 15.2 % лесными — *Microtus agrestis* (10.7 %), *Craseomys-Myodes* (4.5 %) и на 8 % интразональными — *Arvicola amphibius*. Наряду с костными остатками мелких млекопитающих в слое присутствуют обломки трубчатых костей северного оленя со следами погрызов, зубы пещерного медведя, верхние челюсти с зубами *Vulpes* sp. и кости зайца. Палинологические спектры из этой части разреза указывают на преобладание в растительном покрове кустарниковых зарослей из карликовой березки (*Betula* sect. *Nanae* 54–60 %). Лесная растительность имела очень ограниченное распространение. В составе пыльцы травянистых растений преобладают Poaceae (18–33 %) и разнотравье (27–67 %). Среди споровых доминирует Polypodiaceae (67–83 %). Также присутствуют споры зеленых мхов (11–17 %) и плаунов (ед. *Lycopodium complanatum* и *L. pungens*). Климатические условия были холоднее современных.

Гранулометрический состав рыхлых отложений

№ образца; глубина его отбора, м	№ слоя	Карбонат- ность, %	Содержание фракций размером (мм), %				d_{cp} , мм	S_c
			>1.0	1.0– 0.1	0.1– 0.01	<0.01		
1; 0.3–0.25	I	68.8		3.9	65.9	30.2	0.018	0.24
2; 0.8–0.65	III	53.6	15.3	4.2	14.1	66.5	0.002	0.55

По своему составу и структуре сообщество мелких млекопитающих из слоя 3 грота Лог-1 схоже с фауной из бурого суглинка А Медвежьей пещеры, которая расположена в 150 м, на противоположном борту лога Иорданского и датируется позднеледниковьем (12230 ± 100 ЛЕ-3059) [17]. Здесь 79.5 % приходится на тундровые и степные виды — *Lemmus sibiricus* (30 %), *Dicrostonyx sp.* (17 %), *Lasiopodomys gregalis* (32.5 %), 13 % на лесные — *Microtus agrestis* (10.7 %), *Craseomys-Myodes* (4.5 %) и 7.5 % на интразональные — *Alexandromys oeconomus* (6.5 %), *Arvicola amphibius* (1 %).

Местонахождение, датируемое завершающейся стадией позднеледниковья, известно так же и на западном склоне Приполярного Урала — грот Шугер-4. В слоях 2 и 3 грота на тундровые виды приходится 77.3–88.3 %, на лесные — 6.8–17.3 % и на интразональные — 3.2–5.4 % [10]. Палинологические спектры из этих слоев указывают на произрастание в районе грота тундроподобных ерниковых зарослей (содержание пыльцы *Betula nana* — 72 % от суммы пыльцы древесных растений, *Betula sect. Fruticosae* — 13 %) и травянистых сообществ из разнотравья, злаков и маревых. Климат был значительно холоднее, чем сейчас и, вероятно, напоминал современные климатические условия в пределах предгорных ерниковых тундр Полярного Урала (средние температуры июля — 8–10 °С, января — (–20) °С, года — ниже (–7) °С, сумма годовых осадков — 400–500 мм) [2].

В это время на севере Восточной Европы были широко распространены перигляциальная кустарниковая тундра (севернее 61–63° с. ш.) и перигляциальная лесотундра (59–62° с. ш.) с участками тундростепи. Здесь произрастали ассоциации с *Betula nana*, *Salix*, *Ericales*, *Hippophae rhamnoides*, *Juniperus*, *Rubus*, *Helianthemum*, *Armeria*, *Sphagnum*, *Selaginella* при участии сосново-березовых и еловых лесов [1, 3, 14, 15, 20, 21, 22]. Таким образом, учитывая состав и структуру ископаемого комплекса, палинологическую характеристику и положение в разрезе костеносного слоя, накопление рыхлых отложений в основании разреза грота Лог-1 происходило в позднеледниковое время.

Слой II. Щебень известняка без заполнителя, костных остатков не содержит. Мощность слоя 10 см.

Слой I. Коричневые суглинистые отложения мощностью 0.55 м. Отложения отличаются более грубым составом. В осадках преобладает алевритовая фракция (65.9 %), глинистая фракция составляет меньшую долю (30.2 %), есть небольшое содержание песка

(3.9 %). Сортировка материала слабая ($S_c=0.24$). Микротериофауна на 57 % представлена лесными видами: *Sciurus vulgaris* (32.8 %), *Craseomys-Myodes* (10.6 %), *Microtus agrestis* (10 %), *Myopus schisticolor* (1 %), *Sicista betulina* (менее 1 %), *Tamias sibiricus* (2.1 %), на 40 % интразональными - *Alexandromys oeconomus* (5 %), *Arvicola amphibius* (35 %) и на 3 % тундровыми и степными *Lemmus sibiricus* (1 %), *Lasiopodomys gregalis* (2 %). В группе лесных видов более 60 % остатков принадлежат белке, а в группе интразональных более 80 % приходится на водяную полевку. Костные остатки в слое изломаны, особенно дистальные концы трубчатых костей грызунов, что характерно для погадок. Палинологические спектры из этой части разреза указывают на четкую тенденцию к увеличению содержания пыльцы деревьев — *Picea* sp. (44–52 %), *Pinus sylvestris* (41–44 %), *Betula* sect. *Albae* (3–7 %). Состав пыльцы трав и спор становится разнообразнее. Отличия касаются появления в группе трав пыльцы *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Primulaceae*, а среди спор *Equisetum* sp. и *Sphagnum* sp.

Эти изменения в составе спектров позволяют сделать вывод о значительном потеплении климата, которое способствовало развитию хвойных сосново-еловых лесов с примесью кедра и пихты.

По своему составу и структуре сообщество мелких млекопитающих из слоя 1 грота Лог-1 имеет типичный лесной облик, где на долю обитателей леса приходится более половины от всех остатков (57 %), меньше приходится на интразональные виды (40 %) и на тундро-степные всего 3 %. Подобная картина наблюдается во всех голоценовых сообществах лесной зоны Урала и Тимана [6, 7, 8, 9, 10, 16].

Вывод

Экологическая характеристика видов грызунов из грота Лог-1, а так же палинологический и гранулометрический анализ позволяют реконструировать окружающую среду и ее изменения в районе лога Иорданского в верховьях Печоры.

Осадконакопление в гроте началось в позднеледниковое время, когда в районе преобладали кустарниковые заросли из карликовой березки и климат был значительно холоднее современного. Что также подтверждается составом микротериофауны, которая на 76.6 % состоит из тундровых и степных видов. Накопление костных остатков в нем связано с хищными млекопитающими, на это указывают крупные обломки трубчатых костей со следами погрызов и обломки зубов и челюстей крупных хищников. Хорошая сортировка материала ($S_c=0.55$) и довольно тонкий гранулометрический со-

став (0.002 мм), а так же высокое содержание гравийно-песчаной фракции (почти 20 %), не характерное для спелеогенных отложений, возможно, связано с участием в их формировании временных русловых потоков.

Далее накопление костных остатков и растительности было прервано сильным отслоением потолка грота, скорее всего, связанного с потеплением климата и повышением влажности, в результате чего образовался плотный стерильный слой из щебня и крошки известняка без палеонтологических и палинологических остатков.

Осадконакопление в гроте продолжилось уже в голоцене в период расцвета темнохвойных лесов в верховьях Печоры. Микротериофауна имела типичный лесной облик, характерный для всех голоценовых сообществ мелких млекопитающих лесной зоны Урала и Тимана.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Биогеологические события и стратиграфия фанерозоя субарктической зоны Баренцево-морского региона, Тимана и западного склона Урала» ГР № АААА -А17-117121140081-7 и проекта Президиума УрО РАН № 18-5-5-50.

Литература

1. Арсланов Х. А., Лавров А. С., Никифорова Л. Д. О стратиграфии геохронологии и изменении климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 45–54.
2. Голубева Ю. В., Кряжева И. В. Палеонтологические исследования спелеогенных отложений в бассейне р. Щугер. Материалы Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии», посвященной памяти профессора А.А. Величко. 2016. С. 455–458.
3. Гричук В. П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М., 1982. С. 92–109.
4. Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФИЗ, 1948. 183 с.
5. Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М: Изд-во Акад. наук СССР, 1958. 192 с.
6. Кряжева И. В. Пономарев Д. В., Ван Кольфсхотен Т., Ван дер Плихт Й. Позднеголоценовые мелкие млекопитающие из местонахождений долины реки Шарью (гряда Чернышева) Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 16–22.
7. Кряжева И. В., Пономарев Д. В. Микротериофауна западного склона Приполярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (р.Кожим) // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2014. № 5. С.3–9.

8. *Кряжева И. В., Пономарев Д. В.* Остатки мелких млекопитающих позднего плейстоцена и голоцена из местонахождений Седью 1, 2 (Южный Тиман) // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2008. № 7. С. 15–18.

9. *Кряжева И. В., Пономарев Д. В., Ван Кольфсхотен Т., Ван дер Плихт Й.* Мелкие млекопитающие голоцена из пещерных местонахождений бассейна р. Уса (гряда Чернышева, северо-восток европейской части России) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2018. С. 34–40.

10. *Кряжева И. В., Пономарев Д. В., Ван Кольфсхотен Т., Ван дер Плихт Й.* История формирования современных сообществ микромамманий Приполярного Урала // Экология. 2012. № 6. С. 434–441.

11. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М.: Гостеолтехиздат, 1955. Ч. 2. 486 с.

12. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1987. 308 с.

13. Методы изучения осадочных пород. Т. II. М.: ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1957. С. 189–194.

14. *Никифорова Л. Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982, С. 154–162.

15. *Симакова А. Н., Пузаченко А. Ю.* Растительность в период межстадиальных потеплений беллинг–аллеред (<12.4–≥10.9 тыс. л.н.) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс.л.н.). М.: Тов-во научн. изд. КМК, 2008. С. 369–395.

16. *Смирнов Н. Г., Садыкова Н. О.* Источники погрешностей при фаунистических реконструкциях в четвертичной палеозоологии // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: Изд. Урал. ин-та, 2003. С. 98–115.

17. *Смирнов Н. Г.* Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург, 1996. С. 39–83.

18. *Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Бачура О. П., Кузнецова И. А., Чепраков М. И.* Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири: Сб. науч. тр. Челябинск, 1997. С. 60–90.

19. *Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Бачура О. П., Кузнецова И. А., Чепраков М. И.* Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири: Сб. науч. тр. Челябинск. 1997. С. 60–90.

20. *Borisova O. K., Zelikson E. M.* Vegetation and climate of Eastern Europe during the Late Glacial Climate and environment changes of East Europe during Holocene and Late — Middle Pleistocene // Preprint of research materials for IGU 46 Conference «Global Changes and Geography». Moscow: Inst. of Geography RAS, 1995. P. 14–19.

21. *Velichko A. A., Andrev A. A., Klimanov V. A.* Climate and vegetation dynamics in the Tundra and Forest Zone during the Late glacial and Holocene // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 71–96.

22. *Velichko A. A., Catto N., Drenova A. N., Klimanov V. A., Kremenetski K. V., Nechaev V. P.* Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial-holocene transition // Quaternary International. V. 91. 2002. P. 75–99.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА: СОСТАВ ПРОТОЛИТА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Е. В. Кушманова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

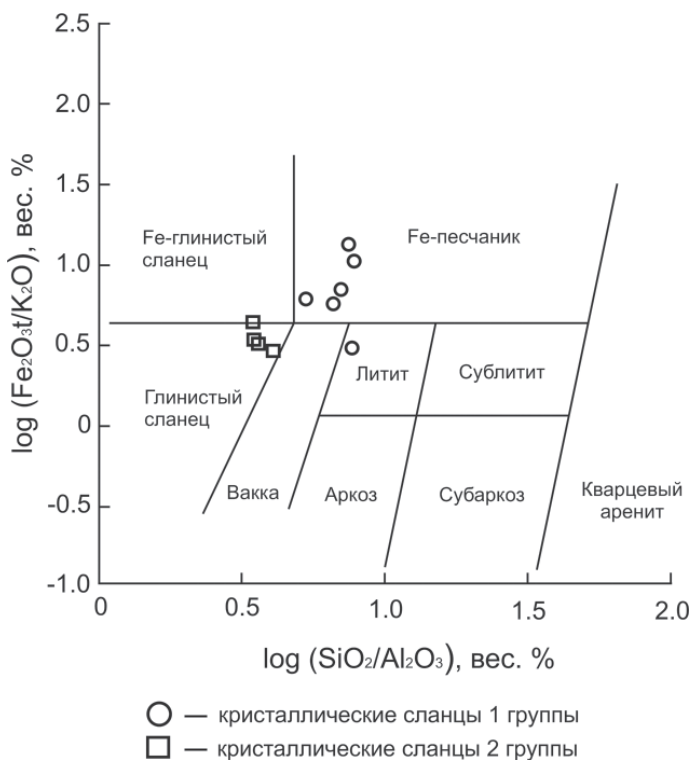
Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположенный на восточном склоне Приполярного Урала, выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в 1981 г. [3]. С востока он ограничен Главным Уральским разломом от Олыся-Мусюрского габбро-гипербазитового массива, а с запада по Эрепшорскому разлому контактирует со средне-верхнерифейскими отложениями вулканогенно-осадочного керегшорского комплекса.

В составе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы [4].

Кристаллические сланцы комплекса изучены слабо, также они не претерпели метасоматических изменений. В связи с этим химический состав основных петрогенных элементов может быть использован для определения материнских пород и геодинамических обстановок их формирования.

Согласно дискриминантному анализу [1] кристаллические сланцы являются первично осадочными породами. Дискриминантное значение кристаллических сланцев находится в пределах 0.35–1.74, что соответствует осадочным породам.

По химическому составу гранат-слюдяные кристаллические сланцы можно разделить на 2 группы. Концентрация основных элементов 1 группы варьируется в следующих интервалах (в вес. %): SiO_2 — 70.03–77.22; Al_2O_3 — 9.53–13.22; TiO_2 0.63–1.00; Fe_2O_3 — 4.29–6.66; MnO — 0.04–0.10; CaO — 0.49–2.58; MgO — 1.35–2.63; Na_2O — 1.28–2.85; K_2O — 0.31–1.60; P_2O_5 — 0.06–0.11. Химический состав 2 группы имеет следующие значения (в вес. %): SiO_2 — 59.54–66.68; Al_2O_3 — 15.93–17.64; TiO_2 — 0.70–1.07; Fe_2O_3 — 6.89–8.12; MnO — 0.04–0.34; CaO — 0.85–2.61; MgO — 2.12–3.31; Na_2O — 2.00–4.13; K_2O — 1.68–2.46; P_2O_5 — 0.07–0.48. На классификационной диаграмме Хиррона (см. рисунок) [11] точки составов 1 груп-



Положение кристаллических сланцев в классификации Хиррона

пы попадают в поле железистых песчаников (один образец — в поле литита), точки составов 2 группы — в поле глинистых сланцев. Согласно диаграмме Хиррона, породы 2 группы могли образоваться как по аргиллитам, так и по алевролитам. В связи с этим, материнскими породами 1 группы можно считать песчаники, 2 группы — тонкозернистые образования.

Судя по положению фигуративных точек на диаграммах Розера и Корша (в координатах [F1]–[F2] [16]), Каллерса (в координатах [La/Sc]–[Th/Co] [7] и в координатах [Eu/Eu*]–[Th/Sc] [8]), источником сноса для метапесчаников и метаморфизованных тонкозернистых образований являлись магматиты кислого и среднего состава и породы, частично обогащённые кварцем. Протолиты кристаллических сланцев были образованы за счет постаархейских пород, на что указывает диаграмма А. В. Маслова (в координатах [GdN/YbN*]–[Eu/Eu*] [2]).

Полученные индексы CIA (химический индекс изменчивости [14]) 42.34–68.27 (среднее 57.88), PIA (плагиоклазовый индекс изменчивости [9]) 42.28–70.91 (среднее 59.42) и CIW (химический индекс выветривания [10]) 42.51–73.98 (среднее 61.79) указывают разную степень выветривания пород питающей провинции: от низкой до умеренной степени. Также CIA является показателем климата в области размыва. Для песчаников и тонкозернистых образований палеоклимат соответствовал холодным или аридным условиям.

Различные диаграммы геодинамических обстановок (Розер и Корш — в координатах $[\text{SiO}_2]$ – $[\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}]$ [15], Бхатия — в координатах $[\text{Sc}/\text{Cr}]$ – $[\text{La}/\text{Y}]$ [5] и $[\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}]$ – $[\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2]$ [5], Мейнард и др. — в координатах $[\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}]$ – $[\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3]$ [13], Круненберг — в координатах $[\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]$ – $[\text{SiO}_2/20]$ – $[\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}]$ [11]) указывают на разные источники сноса материала: комплексы континентальной окраины (точки составов попадают как в поле активной окраины, так в поле пассивной окраины) и островодужные образования.

В ходе проделанных исследований, установлено, что протолитами кристаллических сланцев неркаюского комплекса являлись осадочные образования, а именно железистые песчаники и тонкозернистые образования. Они образовались в основном за счёт зрелой протерозойской коры. Материнскими породами служили слабо и умеренно выветрелые магматические породы кислого и среднего состава и частично обогащённые кварцем осадочные породы.

Литература

1. Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
2. Маслов А. В., Крупенин М. Т., Ронкин Ю. Л., Гареев Э.З., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Тонкозернистые алюмосилико-кластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезные ископаемые. 2004. №4. С. 414–441.
3. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы Западного Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
4. Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. №11. 2014. С. 14–19.
5. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

6. *Bhatia M. R., Crook K. A. W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
7. *Cullers R. L.* The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos.* 2000. V. 51. P. 181–203.
8. *Cullers R. L., Podkovyrov V. N.* The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia // *Precambrian Res.* 2002. V. 117. P. 157–184.
9. *Fedo CM., Nesbitt H. W., Young G. M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology.* 1995. V. 23. P. 921–924.
10. *Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sed. Geol.* 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
11. *Herron M. M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *Journal of Sedimentary Petrology.* 1988. V. 58. P. 820–829.
12. *Kroonenberg S. B.* Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // *Proceedings of the 29th International Geological Congress.* 1994. P. 69–81.
13. *Maynard J. B., Valloni R., Ho Shing Ju.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *J. Geol. Soc. Am. Spec. Publs.* 1982. N 10. P. 551–561.
14. *Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
15. *Roser B. P., Korsch R. J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. №. 5. P. 635–650.
16. *Roser B. P., Korsch R. J.* Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data // *Chem Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.

ОТРАЖЕНИЕ ЗАПАДНО-ТИМАНСКОГО РАЗЛОМА В ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЯХ

А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

asmagomedova@geo.komisc.ru, udoratin@geo.komisc.ru

Западно-Тиманский глубинный разлом представляет собой пограничное образование («краевой шов» по Гафарову [2], Журавлеву [3]) между эпикарельской Русской и эпибайкальской Тимано-Печорской плитами, протяженностью свыше 800 км. Разлом выражен надвигом, где рифейский фундамент Тимано-Печорской плиты надвинут на фундамент Русской плиты. По сейсмическим данным установлено, что сочленение происходит по складчато-надвиговой зоне, ограниченной Западно-Тиманским и Центрально-Тиманским разломами, расстояние между которыми меняется в широких пределах [1, 4, 5, 6].

Целью исследований являлось точное определение местоположение фронтальной зоны Западно-Тиманского разлома. Задача заключалась в изучение магнитных и гравиметрических полей района исследований и определение местоположения зон разрывов в первом приближении. Нами рассматривается южный и средний сегменты Западно-Тиманского разлома (рис. 1).

На исследуемой территории выделение разлома на юге проходит по зоне регионального гравитационного минимума размерами 200 на 100 км, западная часть которого отвечает юго-восточная часть Вычегодского прогиба, а восточная — южному окончанию Тиманской гряды. Далее этот минимум распадается на два близких по размерам минимума (150 на 70 км), где западному отвечает северо-западная часть Вычегодского прогиба, а восточному — часть южного Тимана. По их разделу и проходит Западно-Тиманский разлом. Далее на северо-запад трассирование разлома проводится через зону положительных значений через осевую часть следующего минимума, размерами 90 на 50 км. Ширина осевой части описанных минимумов составляет порядка 15–20 км, что говорит о весьма приблизительном выделении и трассировании разлома.

В магнитном поле Западно-Тиманский разлом на всем своем протяжении отражен градиентом значений ΔT_a , фиксирующим переход от Тиманского регионального минимума на территории

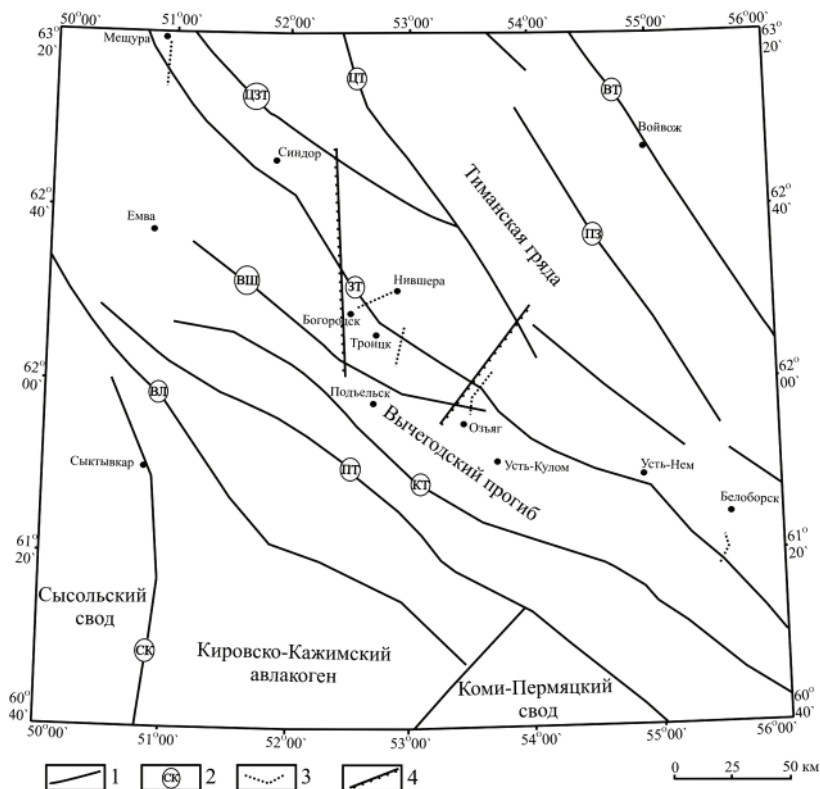


Рис. 1. Схема разломной тектоники района исследований (составил В. В. Удоратин)
 1 — разломные зоны; 2 — название разломов: СК — Сыктывкарский, ВЛ — Вычегодско-Локчимский, ПТ — Притиманский, КТ — Кельтменский, ВШ — Вишерский, ЗТ — Западно-Тиманский, ЦЗТ — Центрально-Западно-Тиманский, ЦТ — Центрально-Тиманский, ПЗ — Пузлинский, ВТ — Восточно-Тиманский; 3 — участки профилейных магниторазведочных исследований: «Белоборский», «Озьягский», «Троицкий», «Нившерский», «Мещурский» (с юга на север); 4 — границы блоков

Тиманского кряжа и Печорской синеклизы к полосе региональных максимумов Предтиманских структур — Сафоновскому грабену и Вычегодскому прогибу. Аномалии этой полосы в целом ориентированы на северо-запад, но на отдельных участках имеют субширотные простирания [7].

Однако приуроченность Западно-Тиманского разлома к градиентной зоне, описанной выше, весьма условная. Южный сег-

мент разлома практически не выражается в магнитном поле, располагаясь в области регионального минимума, охватывающего южную часть Тимана и юго-восточную часть Вычегодского прогиба. Далее Западно-Тиманский разлом трассируется по осевой части «Нившерского» максимума, размерами 75 на 30 км и только далее на северо-запад разлом можно отнести где-то к градиентной зоне, где-то к осевым частям максимумов. Такой характер физических полей говорит о сложном строении надвиговой зоны с неоднородным внутренним содержанием.

На изучаемой территории, основываясь на материалах потенциальных полей, можно выделить различные области Западно-Тиманского разлома: южную часть (Белоборский блок), центральная часть (Нившерский блок), северную часть (Синдорский блок) (рис. 1). Белоборский блок: осевая часть регионального минимума гравитационного поля, осевая часть минимума магнитного поля. Нившерский блок: пограничная область между двумя гравитационными минимумами, осевая часть максимума магнитного поля. Синдорский блок: зона перегиба положительных значений гравитационного поля, градиентная зона между положительными и отрицательными значениями магнитного поля.

В пределах изучаемой территории нами отработаны магнито-разведочные профили «Белоборский», «Озьягский», «Троицкий», «Нившерский», «Мещурский», проходящие по различным участкам Западно-Тиманского разлома.

Результаты исследований представлены на рис. 2.

По Белоборскому блоку Западно-Тиманского разлома проходят профили «Белоборский» и «Озьягский» (рис. 1). На графиках полей Западно-Тиманский разлом не находит своего отражения. На Белоборском профиле в районе ПН45–ПН58 выделяется аномалия, связанная с дайкой основных пород, располагающаяся уже в пределах надвинутой зоны Тимана (рис. 2, а, б).

В пределах Нившерского блока Западно-Тиманского разлома пройдены «Троицкий» и «Нившерский» профили (рис. 1). На «Троицком» профиле в районе ПН35 и далее наблюдаются колебания магнитного поля, которые могут быть связаны именно с зоной разлома. В конце профиля (ПН200–ПН207) прослеживается магнитная аномалия (рис. 2, в). По «Нившерскому» профилю отражение Западно-Тиманского разлома можно проследить в районе ПН100–ПН120 незначительным колебанием магнитного поля, хотя это достаточно условно (рис. 2, г).

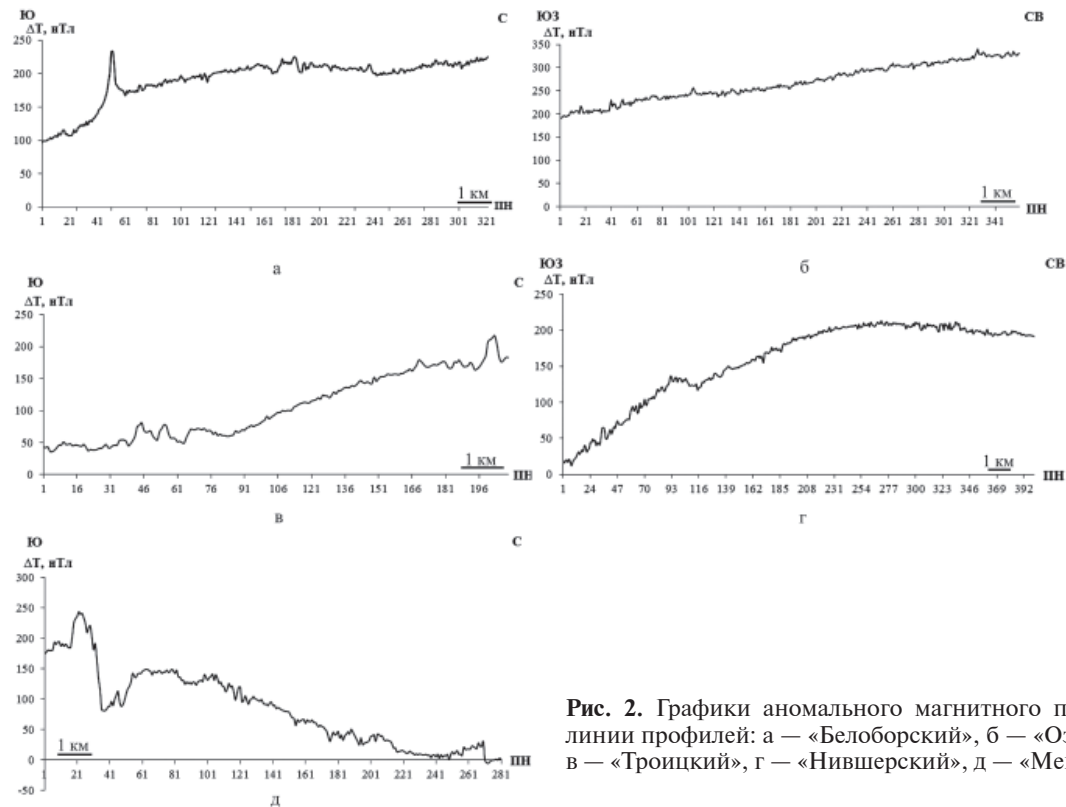


Рис. 2. Графики аномального магнитного поля вдоль линии профилей: а — «Белоборский», б — «Озьягский», в — «Троицкий», г — «Нившерский», д — «Мешурский»

Синдорский блок Западно-Тиманского разлома представлен «Мещурским» профилем (рис. 1). На данном профиле Западно-Тиманский разлом выделяется уверенно резким перепадом магнитного поля, находящимся на фоне общего градиента (рис. 2, д).

Обобщая детальные магниторазведочные работы можно сказать, что Западно-Тиманский разлом отчетливо прослеживается на градиентных участках магнитного поля, с некоторой долей условности можно его выделить в пределах регионального максимума, а в зоне регионального минимума его выделить невозможно.

Литература

1. Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1976. № 1. С. 115–123.
2. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. 1963. № 8. С. 56–67.
3. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, Тр. ГИН АН СССР, 1972. Вып. 223. 400 с.
4. Оловянишников В. Г., Бушуев А. С., Дохсаньянц Э. П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 11. С. 88–92.
5. Удоратин В. В. Глубинное строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по сейсмическим данным // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Материалы XII международной конференции. Воронеж, 2006. Т. II. С. 203–207.
6. Удоратин В. В., Попов И. В. Структура земной коры юга Печорской плиты по результатам геофизических исследований. Труды Печоро-Ильчского заповедника. Сыктывкар, 2007. Вып. 15. С. 5–12.
7. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов, Е. Г. Довжикова, В. М. Ласкин. Киров: Изд-во ОАО «Кировская областная типография», 2008. 228 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Н. И. Максименко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nadiamaximenko@mail.ru

Карская астроблема представляет собой уникальный геологический объект, интересный, прежде всего, наличием импактных апоугольных алмазов в ударно-метаморфизованных породах. На сегодняшний день обломочные импактиты Карского кратера по совокупности признаков подразделяются на три типа, сформированные, предположительно, по разному протолиту [1]. Изначально, ведущим фактором, подтолкнувшим к предположению о выделении разновидностей еще на этапе полевых работ, были очевидные различия геоморфологического облика каждого типа. На данный момент выделенные разновидности зювитов Карского кратера изучены достаточно хорошо и комплексно [2, 3], при этом геоморфологическим особенностям разновидностей зювитов не было уделено должного внимания. В связи с этим, для наиболее полной характеристики разновидностей обломочных импактитов существует необходимость детального описания геоморфологических особенностей с анализом геологической позиции выделенных типов зювитов.

Карский метеоритный кратер находится на северо-восточном крыле Пай-Хойского хребта (Югорский полуостров), в структурном плане представляет собой депрессию размером $\sim 65 \times 180$ км, расположенную в северо-восточной части Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса [4]. В строении астроблемы выделяется 2 структурных этажа: нижний — верхнепротерозойский, и верхний — палеозойский, мощностью более 5 км, подразделяющийся на 2 структурных яруса: нижний (сложенный сланцами, песчаниками, известняками и другими породами ордовика—карбона) и верхний (представленный песчаниками, алевролитами, сланцами и другими отложениями нижней перми) [5, 6].

Установлено, что выделенные разновидности зювитов выполняют борта импактной структуры и изучены, преимущественно,

в её южной части. Зювиты I типа располагаются в юго-восточной части астроблемы, на правом берегу р. Анарога (р. Нганорахаяха), в ~ 300 м выше устья руч. Лавовый. Эти породы формируют сплошные субвертикальные скальные выходы с углами склонов до ~ 80–90°, с видимой мощностью до 15–20 м и протяженностью первые сотни метров. Данная разновидность зювитов находится в тесных пространственных и генетических взаимоотношениях с тагамитами, которые характеризуются столбчатой отдельностью и вдаются рукавообразным клином в зювитовый массив. При этом зювиты в свою очередь могут образовывать относительно маломощные линзовидные тела внутри тагамитовых тел. Зювиты I типа отличаются высокой плотностью и коричневато-буровато-серым цветом за счет присутствия большого количества кластов импактных стекол. В ходе петрографических исследований данной разновидности зювитов в ее составе установлены фрагменты песчаников, алевролитов и аргиллитов, что хорошо согласуется с составом пород, развитых в области распространения зювитов I типа — нижнепермских известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов, известковистых полимиктовых песчаников и алевролитов пэтаркинской свиты и нгебетаяхинской толщи (P_{pt-ng}) [6]. Зювиты I типа и расплавные импактиты выполняют кратер в виде пластообразных отложений. В связи с этим, учитывая характер взаимоотношений зювитов с тагамитами, можно предположить, что зювиты I типа по особенностям формирования могут быть отнесены к донной фации [7].

Зювиты II типа обнаружены в южной части астроблемы, на правом борту р. Кара, в 100 м ниже устья руч. Тохорей-Яха. Эти породы располагаются в области распространения девонских, нижнекаменноугольных и нижнепермских отложений, представленных песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами и силицитами падейской ($D_{1-2}pd$), путьюской и громашорской свит ($D_{2-3}pt+gr$), фтанитами, черными сланцами, силицитами и известняками силоваяхинской свиты (D_3-C_1sl), глинисто-кремнистыми сланцами, фтанитами, силицитами, известняками карской и карасиловской свит (C_1-P_1kr+ks), известковистыми аргиллитами, известковистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами пэтаркинской свиты и нгебетаяхинской толщи (P_{pt-ng}) [6]. Зювиты II типа образуют практически вертикальный скальный выход с углами склонов до ~ 90°, мощностью до 20–30 м и протяженностью более 800 м. В верхней части массива отмечаются глубокие промоины, протягивающиеся до нижней части обнажения и формирующие крупные

зубообразные столбы с острыми вершинами и массивными основаниями. В верхней части обнажения, под задернованным слоем прослеживается относительно маломощный слой четвертичных отложений, нижняя часть выхода перекрыта осыпью. Зювиты II типа представляют собой массивные светло-серые породы с многочисленными обломками импактных стекол и пород мишени размерами от первых см до 1 и более м. Класты пород представлены различными сланцами, известняками, реже песчаниками, алевролитами и силицитами, что хорошо согласуется с преобладающим составом пород мишени в установленной области распространения данной разновидности зювитов. В центральной части обнажения зювитов II типа находится крупный (~ 40 м) блок пород подложки — известковистых алевролитов и известняков с системами многочисленных субсинхронно ориентированных конусов разрушения. На основании вышеизложенного можно предположить, что зювиты II типа формируют пластообразные отложения — покров выброшенного материала, сформированного в результате оседания газо-пылевого облака [7].

Коренные выходы зювитов III типа располагаются в юго-западной части кратера, на правом берегу р. Сопчаю, в области развития верхнеордовикских кремнистых, глинистых известняков и глинисто-кремнистых сланцев сопчинской свиты (O_3sp), нижнесилурийских и нижнедевонских сланцев и известняков оюской и ливановской свит (S_1-D_1os+lv) [6]. Выходы зювитов III типа отличаются протяженностью порядка 500 и более м при видимой мощности до 10 м, относительно пологими склонами с крутизной около 60° и выдающимися крупными глыбами светло-серых, более плотных и наименее выветрелых зювитов размером до первых метров с положительным рельефом. Верхние части обнажений в разной степени задернованы, нижние части перекрыты осыпью. Зювиты III типа представляют собой темно-серые пористые, рыхлые и трещиноватые породы с многочисленными фрагментами пород мишени, представленными, преимущественно, известняками, реже песчаниками и сланцами, что соответствует составу пород, преобладающих в районе распространения данной разновидности зювитов. На сегодняшний день контактов третьей разновидности зювитов с породами мишени не обнаружено. В целом, можно сделать предположение о том, что зювиты III типа формируют пластообразные отложения покрова выброшенного материала, образованные при оседании газо-пылевого облака [7].

Таким образом, выяснено, что исследованные разновидности зювитов располагаются в разных частях борта импактной структуры и пространственно разобщены. Контакт между тремя разновидностями зювитов на территории Карской астроблемы не установлено. Выявлено, что преобладающие составы литокластов разновидностей зювитов, в целом, закономерны и отражают преобладающий состав пород, характерных для областей распространения соответствующего типа зювитов. Разновидности зювитов представляют собой проксимальные аллохтонные пластообразные формирования, отличающиеся характером крутизны склонов, мощностью и протяженностью скальных выходов, наличием контактов с тагами, алевритами и известняками. В связи с этим, предполагается, что зювиты I типа представляют собой отложения донной фации, а зювиты II и III типов — отложения газо-пылевого облака.

Автор выражает благодарность Шумиловой Т. Г. за научные консультации.

Работа выполнена в рамках выполнения работ по теме НИР ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Ковальчук Н. С., Уляшев В. В., Макеев Б. А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 270–271.
2. Максименко Н. И. Сравнительный анализ структурно-вещественных особенностей разновидностей зювитов Карской астроблемы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 27-й научной конференции 28–30 ноября. Сыктывкар: Геопринт, 2018. С. 121–124.
3. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады Академии Наук. 2019 (в печати).
4. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екб: Наука, 1994. 283 с.
5. Мащак М. С. Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990. С. 24–37.
6. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчалова Е. В., Маркина Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб

1:1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с. + 10 вкл.

7. *Stöffler D., Hamann C., Metzler K.* Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system // *Meteoritics & Planetary Science*. 2018. № 53. P. 5–49.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В. А. Матвеев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vamatveev@geo.komisc.ru

Строматолиты (в переводе с греческого — «каменный ковер») — это столбчатые, пластовые, корковые, сферические, караваеобразные и другие образования, состоящие главным образом из карбоната кальция. Обычно они рассматриваются, как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка, которые формировались микроорганизмами, главным образом цианобактериями [23]. Известно, что строматолитовые маты формировались на дне неглубоких водоемов еще в архее (2.5—3.5 млрд лет назад). Максимум своего развития строматолиты достигли в протерозойское время, но уже к концу докембрия их количество значительно упало. Значение строматолитов для стратиграфии для фанерозоя, несмотря на длительное их изучение до сих пор носит дискуссионный характер.

В работе приводятся данные о стратиграфическом распространении строматолитовых горизонтов в разрезах верхнего ордовика, силура и нижнего девона на западном склоне Приполярного Урала, поднятиях Чернова, Чернышева и сопредельных с ними территориях.

В результате проведения обширных исследований строматолитов различного возраста в 50—80 гг. прошлого столетия был накоплен обширный материал об их морфологическом и микроструктурном разнообразии, который позволил значительно увеличить их потенциал для стратиграфии [6, 7, 18, 19]. Строматолиты, наряду с другими органическими остатками (онколитами и катаграфиями) стали одним из основных инструментов для определения возраста древнейших осадочных толщ. Так, например, на основе их изучения в рифее было выделено три крупных биостратиграфических подразделения [6].

Впервые значение строматолитов, как опорных реперов местных стратиграфических указателей, которые могут служить марки-

рующими горизонтами на пространствах в сотни километров, было показано В. П. Масловым на примере строматолитов усть-кутской свиты ордовика Сибирской платформы [12]

Позднее, И. Н. Крылов [6] отмечал что, необходимость практического применения строматолитов в геологии и их использование для расчленения и корреляции толщ, обусловлена отсутствием определяемых палеонтологических остатков. Прежде всего, это относится к стратиграфии докембрийских отложений, в которых строматолиты могут служить надежным средством корреляции одновозрастных толщ на больших расстояниях.

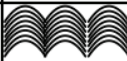
Б. И. Чувашов [21] считает, что значительная выдержанность строматолитовых горизонтов в морских и лагунно-морских образованиях девона, карбона и перми, может быть использована в качестве маркирующих уровней.

В настоящее время в изученных разрезах Тимано-Североуральского региона установлены семь маркирующих горизонтов строматолитовых известняков и доломитов [8, 9, 10, 11, 15, 16]. Строматолиты развиты в карбонатных толщах верхнего ордовика (малотавротинская свита), силура — в лландовери (филипппельский и маршрутнинский горизонты), в венлоке (войвывский горизонт), в лудлове (падимейтивисский и сизимский горизонты) и в нижнем девоне (овинпармский горизонт) (см. рисунок) [1, 13, 14, 15, 16].

Первый маркирующий горизонт строматолитов выделен в отложениях малотавротинской свиты верхнего ордовика западного склона Приполярного Урала (бассейн р. Кожым). Формирование строматолитов в малотавротинское время происходило в условиях регионального падения относительного уровня моря, которое сопровождалось широким развитием литоральных и супралиторальных обстановок с ограниченным водообменом [5]. Ордовикские строматолиты представлены в основном куполовидными и пластово-столбчатыми постройками высотой до 15 см.

Пять маркирующих горизонтов строматолитов установлено автором в разрезах силура.

Формирование строматолитообразования в силуре началось в раннефилипппельское время в лландовери. Первый маркирующий горизонт строматолитов в силуре отмечается в основании филипппельского горизонта (см. рисунок). Широкое распространение строматолитов в это время сопровождалось крупной перестройкой экосистем Тимано-Североуральского морского бассейна, что привело к исчезновению почти всех бентосных сообществ,

ОСШ (2019)			Северо-уральский регион (Безносова, 2008)		Стромато-литовые горизонты
Система, подсистема	Отдел	Ярус	Горизонты, слои		
С и л у р и й с к а я	Девонская	Нижний	Лоххов	Овинпармский	
				Карповский	
	Белушьянский				
	Верхняя	Придол		Сизимский	
				Падимейты-висский	
		Лудлов	Горсти-Лудфордский	Войвывский	
				Маршрутнинский	
		Лландовери	Теличский	Филипппельский	
				Лолашорский	
				Ярнейский	
				Ордовикская	Верхняя
	Катийский	Кыринский			
		Малатовротинский			

Стратиграфическая приуроченность строматолитовых горизонтов в палеозойских толщах Тимано-Североуральского региона. Х. — хирнантский ярус; Юнкош. слои — юнкошские слои

существование которых было связано только с органогенными постройками [1]. Строматолиты филипппельского горизонта составляют мощные — до десяти метров пласты и представлены преимущественно корковидными, пластовыми, лепешковидными и куполовидными морфологическими типами построек [9]. В региональной стратиграфической шкале уровень первого появления строматолитов в силуре является реперным для определения границы между лолашорским и филипппельским горизонтами лландовери. Этот уровень достаточно хорошо прослеживается в разрезах западного склона Приполярного Урала [9, 16].

Второй маркирующий строматолитовый горизонт в силуре установлен в толще маршрутнинской толще позднего лландовери на западном склоне Приполярном Урале в бассейне р. Кожим, где строматолиты характеризуются преимущественно куполовидными постройками [11].

Третий маркирующий горизонт строматолитов установлен в толще венлокских отложениях (войвывский горизонт) на поднятии Чернова (руч. Безымянный) [8]. Строматолиты характеризуются караваевидными, куполовидными и пластовыми постройками с бугристой поверхностью высотой до 30 см и диаметром до 1 м. Этот строматолитовый горизонт прослеживается в разрезах гряды Чернышева (р. Шарью, обн. 64, р. Изъяю, обн. 479) [2, 22].

Четвертый маркирующий строматолитовый горизонт выделен в верхнем лудлове в бассейне р. Падимейтивис (поднятие Чернова, падимейтивиский горизонт). Строматолитовые постройки, представлены небольшими биостромами и крупными дисковидными, шаровидными, караваевидными, куполовидными и столбчатыми постройками с мозговидной отдельностью до 50 см в диаметре [11].

Пятый маркирующий строматолитовый горизонт установлен в бассейне р. Падимейтивис (на поднятии Чернова) и на западном склоне Приполярного Урала в бассейне р. Кожым в обнажении 236. В этом опорном разрезе (обн. 236) в интервале мощностью более 16 м, вскрытом расчистками в 2012 году, автором установлен строматолитовый горизонт, в котором прослежено отчетливое увеличение количества и мощности слоев со строматолитами вверх по разрезу. Строматолитовый горизонт здесь представлен шестью прослоями куполовидных и пластовых строматолитов, которые составляют 1.9 м, или 3.7 % от общей мощности разреза (71.3 м). Количество прослоев с обломочными породами, переслаивающихся со строматолитами, постепенное сокращение таксономического разнообра-

зия биоты, а также прослой красноцветно-пестроцветных глин в кровле разреза лудлова, свидетельствуют о крупной экосистемной перестройке, которая завершилась исчезновением лудловских брахиопод, остракод, конодонтов и перерывом в осадконакоплении [3, 4, 10].

В нижнем девоне четкий маркирующий горизонт строматолитовых известняков хорошо выражен на западном слоне Приполярного Урала (бассейн р. Кожым, обн. 236, овинпармский горизонт), Большесынинской впадине (р. Б. Паток, обн. 1) и гряде Чернышева (руч. Дэршор, обн. 2) [15, 20]. Строматолиты в этих разрезах характеризуются в основном небольшими столбчатыми и куполовидными постройками с сильно бугристой поверхностью.

Установленные строматолитовые маркирующие горизонты прослеживаются и в разрезах скважин Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [5], а также в силуре Вайгачско-Южно-земельского региона [13, 17].

Таким образом, хронологическая последовательность образования строматолитовых построек, которые формировались на определенных этапах развития Тимано-Североуральского бассейна в палеозое, может использоваться для целей корреляции. Развитие строматолитовых построек, формирующих горизонты в разрезе, служат индикаторами кризисных рубежей в развитии морских экосистем, а также часто предшествуют перерывам в осадконакоплении.

Работа проводилась при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-50.

Литература

1. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 168–174.
2. Безносова Т. М., Соколова Л. В. Пограничные отложения лландовери и венлока в опорном разрезе силура центральной части гряды Чернышева // Вестник ИГ Коми НЦ. 2015. № 11. С. 24–30.
3. Безносова Т. М., Матвеев В. А., Соколова Л. В., Канев В. А. Региональное проявление лудфордского события (Lau Event) в разрезе западного склона Приполярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием Геодинамика, вещество рудогенез Восточно-Европейской платформы и её складчатого обрамления: Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 19–21.

4. *Безносова Т. М. Матвеев В. А.* Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в опорном разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 138–140.
5. *Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.
6. *Крылов И. Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // Тр. ГИН АН СССР, 1975. Вып. 234. 243 с.
7. *Королюк И. К.* Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР, 1960. Т. 1. С. 114–125.
8. *Матвеев В. А.* Строматолитовые постройки венлока поднятия Чернова: основные морфотипы, микроструктура // Вестник Института геологии Коми НЦ, 2011. № 11. С. 2–5.
9. *Матвеев В. А.* Основные морфотипы и микроструктура лlando-верийских строматолитовых построек Западного склона Приполярного Урала: основные морфотипы, микроструктура // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013. № 2. С. 17–20.
10. *Матвеев В. А., Канев Б. И.* Верхнесилурийские отложения в опорном разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Материалы IV Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа: ООО «Альфа-реклама», 2016. С. 72–76.
11. *Матвеев В. А.* Основные этапы строматолитообразования в силуре (Североуральский регион) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 26-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 137–132.
12. *Маслов В. П.* Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 187 с.
13. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгачско-Южноземельского региона. Л. Наука 1981. 206 с.
14. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Сост. Н. Я. Анцыгин. Екатеринбург, 1994. 152 с.
15. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала / Сост. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 136 с.
16. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.

17. Патрунов Д. К., Шурыгина М. В., Черкесова С. В. Силур и нижний девон на острове Долгом // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ ФН СССР, 1980. С. 3–26.

18. Раабен М. Е. Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52–58.

19. Семихатов М. А., Комар Вл. А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13–31.

20. Цыганко В. С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356

21. Чувашов Б. И. Строматолиты и онколиты девона, карбона и перми // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. С. 158–175.

22. Шеболкин Д. Н. Мянник П. Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион) // Литосфера. 2014. № 1. С. 33–40.

23. Walter M. R. Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 1–4.

ГРАНИЦА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА В РАЗРЕЗЕ «ВЕРХНИЕ ВОРОТА» НА Р. ЩУГЕР (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Н. А. Матвеева¹, А. Н. Сандула¹, С. Т. Ремизова²

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург

nakaneva@geo.komisc.ru, sandula@geo.komisc.ru, stremizova@yandex.ru

Граница между средним и верхним карбоном (московским и касимовским ярусами) на протяжении длительного времени является сложным и спорным объектом. Согласно Общей стратиграфической шкале (ОСШ, 2015) нижняя граница верхнего карбона проводится по первому появлению фузулинид рода *Obsoletes* и массовому распространению *Protriticites* [8]. Однако виды-индексы являются лишь в гипостратипическом разрезе (скв. 6, Фелисово) и во многих разрезах они не прослеживаются. На восточном склоне Северного Тимана, на Пай-Хое, на Урале (Приполярном, Северном и северной части Среднего) в начале позднего карбона отмечается смешанный тип сообществ фораминифер, в котором доминирующее значение имеют представители подсемейства *Pulchrellinae* (*Kanmeraia*, *Usvaella*, *Eowariengella*, *Pseudofusulinella*, *Dagmarella*) совместно с очень редкими *Protriticites* или *Obsoletes* или без них [2, 3, 5]

Согласно Международной стратиграфической шкале (2015) не утвержденная граница между ярусами проводится по появлению конодонтов вида *Idiognathodus sagittalis*, что соответствует основанию фузулиноидной зоны *Montiparus montiparus* [8]. В основании этой зоны заканчивают свое существование многие среднекаменноугольные роды фузулиноид, и этот уровень имеет высокие коррелятивные возможности [3].

Одним из представительных разрезов средне-верхнекаменноугольных отложений на западном склоне Северного Урала являются «Верхние Ворота» на р. Щугер, расположенный в его среднем течении, в 18 км выше устья р. Бол. Паток (рис. 1). Каменноугольные отложения там наблюдаются как на левом, так и на правом берегу реки. Нами была изучена правобережная часть разреза (обн.39), выступающая выше ущелья с водопадом, где вскрываются биогермные отложения и вмещающие их толщи мощностью 89 м.

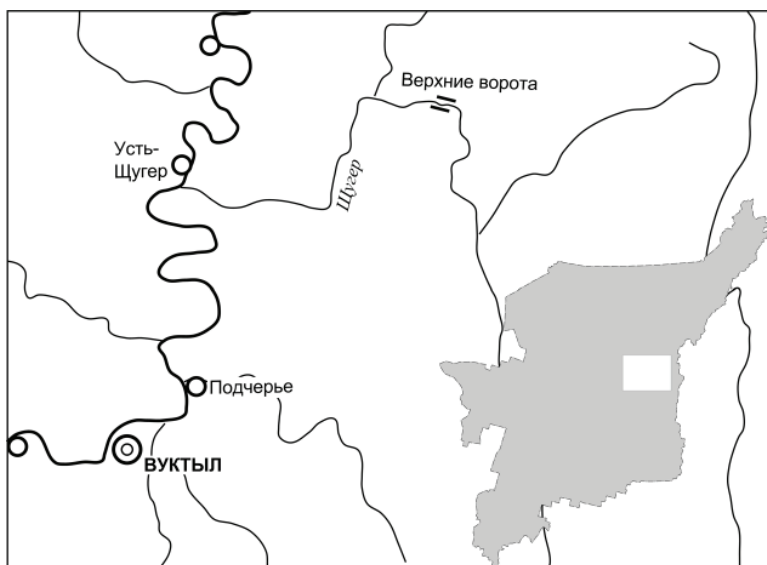


Рис. 1. Месторасположение разреза «Верхние ворота» на р. Шугер

Изученные породы в данном разрезе представлены практически чистыми известняками (н. о. в пределах 0.39–0.46 %, лишь в пелитоморфных известняках достигают 5.62 %). По литологическому составу среди них выделено пять групп: биоцементолиты, биокластовые, микробиальные, пелитоморфные и обломочные. Обломочные и грубобиокластовые известняки фиксируют в изученном разрезе четыре трансгрессивно-регрессиных цикла. К регрессивным интервалам двух из них приурочены две органогенные постройки типа скелетных холмов, сложенные филлоидно-водорослевыми и филлоидно-мшанковыми биоцементалитами [1, 4].

Нижняя граница касимовского яруса в разрезе «Верхние Ворота» ранее проводилась по подошве слоев с первыми *Obsoletes* и *Protriticites* (слои 43, 44 по [6], соответствующие пачке VII по [4]). В то же время первые *Dagmarella uylchensis* были отмечены В. А. Чермныхом ниже, в основании рассматриваемого разреза (слой 20–23), которые прослеживаются вплоть до слоя 44 [6].

С целью уточнения расположения границы среднего и верхнего карбона, было проведено определение микрофауны фораминифер на основе нашего материала. Анализ распределения фораминифер по разрезу (рис. 2) показывает, что в нижней части (слои 4–7) отмечаются первые *Kanmeria*, *Protriticites*, *Praeobsoletes* и еди-

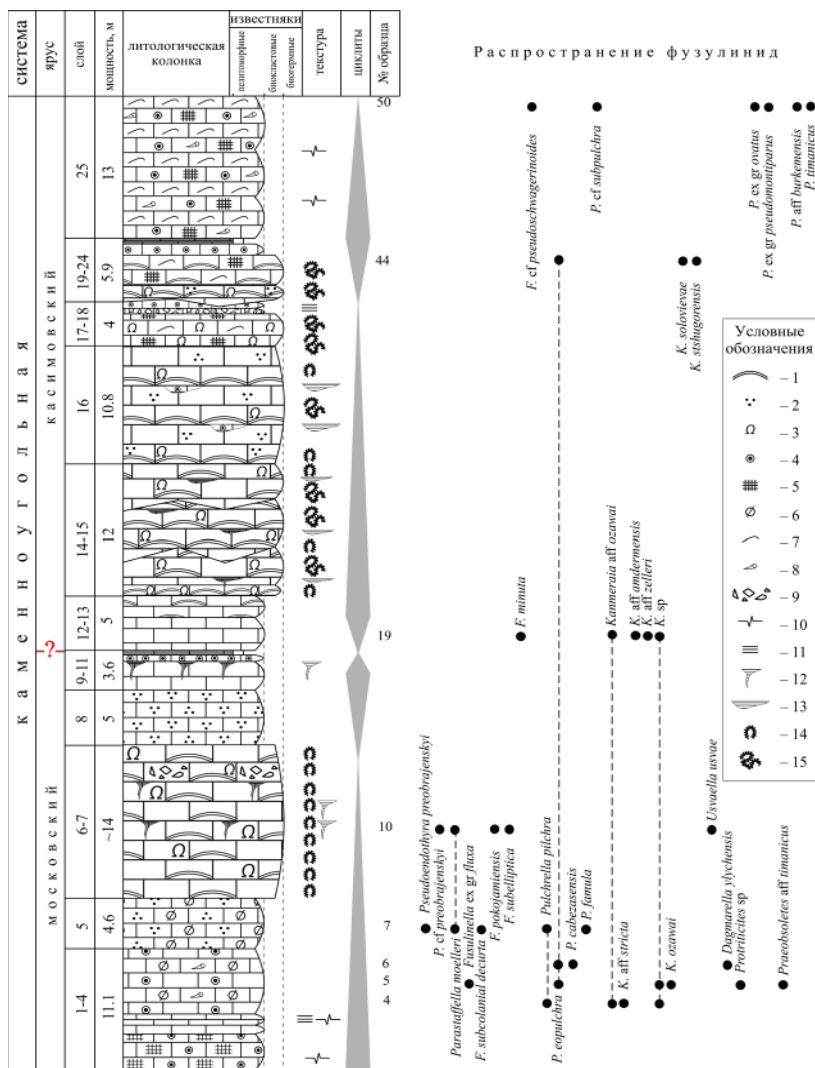


Рис. 2. Разрез московско-касимовских отложений «Верхние ворота» на правом берегу р. Шугер (обн. 39). Условные обозначения: 1 — филлоидные водоросли; 2 — микробные скопления; 3 — тубифиты; 4 — криноиды; 5 — мшанки; 6 — фузулиниды; 7 — брахиоподы; 8 — кораллы; 9 — литокласты; 10 — стилолитовые швы; 11 — горизонтальная слоистость; 12—13 — синседиментационные трещины (промоины) с тонкой горизонтальной слоистостью проникающей извилистой (12) и линзовидной (13) формы; 14 — структуры крустификации; 15 — «червячковые» крустификационные структуры

ничные *Usuaella* и *Dagmarella*. Выше по разрезу (со слоя 12) разнообразие *Pulchrella* уменьшается, среди *Kanmeriaia*, *Protriticites*, *Praeobsoletes* появляются новые представители. Исходя из распространения выявленных нами характерных фузулинид можно сделать два вывода о границе среднего и верхнего карбона в разрезе «Верхние ворота». Если учитывать данные Р. М. Ивановой [2], что на Среднем Урале первые *Dagmarella* появляются в начале верхнего карбона, то граница между ярусами должна проводиться в слое 4, отвечающей началу фазы стабилизации скелетного холма. Если не брать во внимание присутствие дагмарелл, то комплекс *Kanmeriaia* в слое 12 позволяет сопоставить эту часть разреза с нижней зоной касимовского яруса. Литологически на этом уровне в биокластовых известняках отмечаются синседиментационные трещины, выполненные пелитоморфным материалом (слой 9), которые перекрываются криноидными (слой 10) и пелитоморфными (слой 11) известняками. Наличие этих признаков фиксирует кратковременное понижение уровня моря, возможно, вплоть до осушения, а затем колебание гидродинамической активности.

Полученные нами данные дают возможность проведения границы между московским и касимовским ярусами в разрезе «Верхние ворота» на р. Щугер по подошве слоя 12. Этот уровень имеет признаки смены условий осадконакопления и охарактеризован комплексом фузулиноид соответствующих касимовскому ярусу ОСШ.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-1171212 70034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое Северного Урала и сопредельных областей. Екатеринбург, 2003. 303 с.
2. Иванова Р. М. Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиография, палеонтология). Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 204 с.
3. Ремизова С. Т. Фузулиноиды Тимана: эволюция, биостратиграфия и палеобиография. Екатеринбург, 2004. 218 с.
4. Сандула А. Н., Канева Н. А. Верхнемосковско-касимовские биогермные образования среднего течения р. Щугер // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона № 7. Сыктывкар, 2009 С. 24–37. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН; Вып.124)

5. *Соловьёва М. Н.* Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова. Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 121–158.

6. *Черных В. А.* Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976, 303 с.

7. *Чувашиов Б. И., Мизенс Г. А., Черных В. В.* Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала, Вып.2. Екатеринбург, 1999. С. 38–80.

8. https://vsegei.ru/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/korr%202015.pdf

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕРВИЧНЫХ, СМЕШАННЫХ И ОКИСЛЕННЫХ РУД ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А. И. Морохин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Alexey.geologist@yandex.ru

Волковское месторождение расположено в 26 км к северо-западу от г. Нижний Тагил в северо-восточной части одноименного Волковского габбро-диоритового массива крупного Тагило-Баранчинского комплекса Среднего Урал [1].

Волковское месторождение комплексных медно-железо-ванадиевых руд является крупным объектом по добыче медных руд в настоящее время и на ближайшие десятилетия. Оно условно подразделяется на четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский [2]. Медно-железо-ванадиевые руды месторождения являются главным объектом отработки месторождения на медь. Ввиду проявлений признаков гипергенеза с поверхности месторождения при подсчете запасов руды разделены по содержанию окисленной меди (Cu^{2+}) на три технологические сорта: первичные — с содержанием окисленной меди менее 20 %; смешанные — от 20 до 50 % и окисленные — с содержанием окисленной меди более 50 % [3].

Для более корректной отработки запасов и обогащения медных руд месторождения имеется необходимость выяснения особенностей вещественного состава разных сортов медных руд и их сравнения между собой для уточнения границ между технологическими сортами руд. В связи с этим актуально выяснение минералого-петрографических особенностей сортов медных руд, спецификации разновидностей минералов меди по сортам руд.

Основной целью данной работы являлось выяснение вещественной специфики сортов медных руд Северо-Западного участка Волковского месторождения.

Изучение вещественного состава сортов медных руд проводилось в двусторонне полированных шлифах под оптическим поляризационным микроскопом в проходящем, отраженном и комбинированном свете; методами силикатного, спектрального, рентген-

дифрактометрического и микрозондовых анализов, а также йодометрического метода определения окисленной меди. Определения окисленной меди выполнены в лаборатории Красноуральского медеплавильного комбината ОАО «Святогор». Все остальные исследования проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

В результате проведенных исследований выявлено, что выделенные на месторождении разновидности медных руд представляют собой меланократовое габбро такситовой текстуры, отличающиеся зернистостью, степенью проявления элементов коррозионной структуры и характером рудной минерализации. Первичные и смешанные руды содержат большое количество мелких рассеянных вкрапленностей титаномагнетита, гораздо реже сплошные зернистые титаномагнетитовые участки в габбро. Медносulfидная вкрапленность, сложенная борнитом, крайне редко халькопиритом, формируют неравномерно рассеянные зерна неправильной формы от долей до 2 см. Окисленные руды в значительной мере подвержены процессам развития гидроокислов железа и карбонатов меди, борнит встречается крайне редко, в виде мелких точечных зерен. По мере усиления степени окисленности руд наблюдается уменьшение зернистости. Собственно первичные и смешанные руды обладают среднезернистой структурой, а окисленные представляют собой мелкозернистые и среднезернистые разновидности руд.

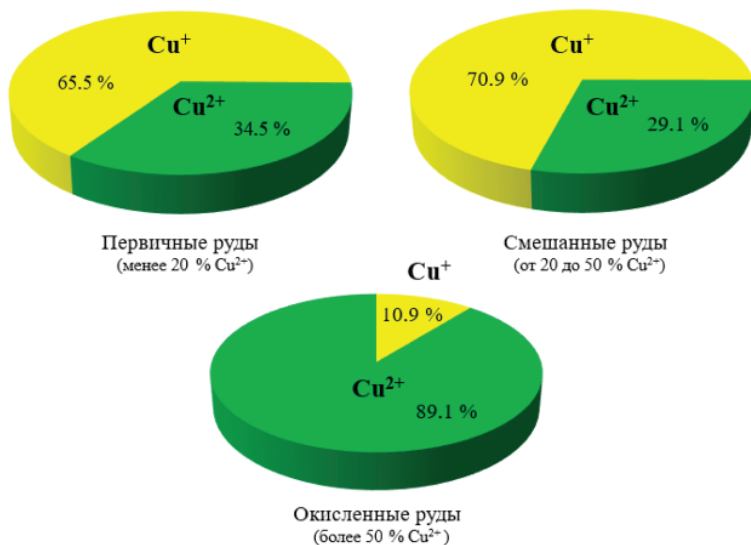
Главным пороодообразующим минералом во всех сортах медных руд является пироксен, в подчиненном количестве находится плагиоклаз. Изученная собственно рудная минерализация сортов медных руд представлена титаномагнетитом, борнитом в ассоциации с халькопиритом, халькозином и ковеллином. При этом титаномагнетит по характеру выделений образует сидеронитовую структуру, корродирующую зерна силикатов. Вторичные изменения развиты достаточно интенсивно во всех сортах медных руд, однако характер преобразования минералов наиболее заметно прослеживается в окисленных рудах, менее проявлены в смешанных и в первичных.

Анализ вещественного состава сортов медных руд по количественному определению содержания компонентов рудной минерализации по сортам рудпоказал, что смешанные (в среднем 29.1 мас. % Cu^{2+}) и окисленные (в среднем 89.1 мас. % Cu^{2+}) руды однозначно соответствуют выделенным промышленным сортам месторож-

дения, а исследованные руды из горизонта балансовых «первичных руд» не соответствуют основному критерию их отнесения к промышленному сорту первичных руд, они содержат в среднем 34.5 мас. % Cu^{2+} , что существенно больше по сравнению с установленным требованием < 20 мас. % Cu^{2+} для балансовых первичных руд (см. рисунок).

Установлено, что состав борнита в первичных и смешанных рудах практически не отличается, в то время как в окисленных наблюдается существенное изменение борнита, связанное с выносом меди. При этом структура борнита всех разновидностей руд соответствует орторомбическому борниту, относится к высокотемпературной модификации.

Выявленное несоответствие основного критерия выделения первичных руд по содержанию окисленной меди может быть связано с особенностями формирования руд на данном участке и указывает на необходимость смещения границы между первичными и смешанными рудами Северо-Западного участка Волковского месторождения на более глубокие горизонты при использовании содержания окисленной меди в качестве критерия определения сортов балансовых медных руд.



Количественное содержание окисленной меди на горизонтах опробования в балансовых границах промышленных сортов медных руд

Таким образом, проведенные исследования позволили детально охарактеризовать сорта медных руд, что может быть использовано для уточнения границ между ними при дальнейшей отработке Северо-Западного карьера и других участков, что будет способствовать более корректной отработке Волковского месторождения.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации и помощь в определении направления исследований, а также К. Д. Мукамбетову и Т. Н. Поликашиной за помощь в опробовании медных руд.

Литература

1. *Кашин С. А.* Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1948. № 9.
2. *Тимихов К. Д.* Закономерности в распределении медносulfидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. АН СССР, 1962. 46 с.
3. *Виноградов К. П., Булатов В. П.* «Строительство Северо-западного карьера (восполнение мощностей Лаврово-Николаевского карьера) ОАО «Святогор» Волковский рудник. Вторая очередь», 2006. 70 с.

МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА: СКВАЖИНА 114-Р1

А. С. Мяндин¹, О.В. Удоратина^{2,3}

¹ООО «СЛАД-проект», Сыктывкар

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

³ТГУ, Томск

anremand@gmail.com¹, taykey@yandex.ru^{2,3}

Скважиной 114-р1 вблизи пос. Ярега (Республика Коми) вскрыт разрез пород слагающих ярегскую толщу джьерской свиты (D_3dz) [3]. В этом разрезе наряду с покровами (силлами) нормальных рифтогенных базальтов наблюдаются прослои мощностью до 1.5 м сложенные породами с высокими содержаниями K_2O — до 10 мас. %.

Образцы для исследований были отобраны из части керна скважины 114-р1 с интервала глубин 14.0–18.8 м.

Породы исследовались в штуфах, в шлифах под микроскопом, минералы пород изучались микрозондовым и рентгеноструктурным анализами. Все исследования проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Проведенные ранее петрографические и петрохимические исследования позволили нам разделить образцы на два типа: базальты и ультракалиевые породы (фонолиты) [1]. Контакты между этими двумя типами пород неясны, а минеральный и петрографический (и петрохимический) состав совершенно различен.

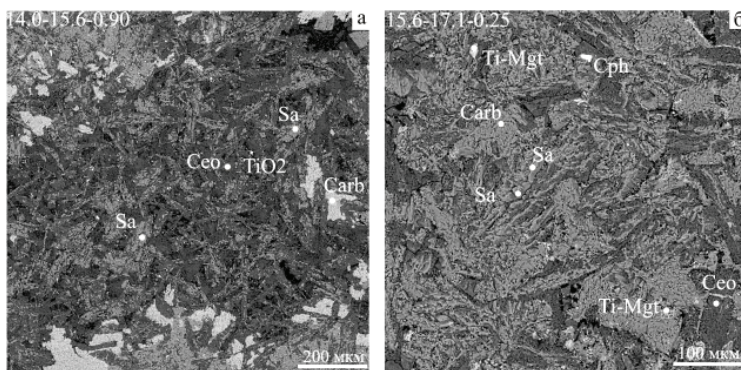
Первый тип пород (I) представлен миндалекаменными, мелкозернистыми светло-серыми, зеленовато-серыми *базальтами*. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном интерсертальная основная масса состоит из лейст плагиоклаза, пироксена и рудных минералов, погруженных в агрегат карбонатных и глинистых минералов. Встречаются небольшие участки сохраненного стекла. Вторичные прожилки в породе заполнены карбонатами или хлоритом. Согласно проведенным исследованиям состав плагиоклаза вкрапленников базальтов соответствует лабрадору–битовниту $An_{67-79}Ab_{12-30}Or_{0-5}$, состав пироксена — авгиту. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, халькопиритом. Карбонат выполняет миндалины, в строении миндалин отмечается следующая

зональность: ядро сложено сидеритом, периферическая часть — доломитом.

Второй тип пород (II) представлен тонкозернистыми породами бежевой, светло-серой окраски, определяемыми на основе петрохимической классификации нами как *фонолиты*. Редкие вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом. Микролитовая основная масса (рис., а–б) состоит из мелких индивидов калиевого полевого шпата замещающихся цеолитами и рудных минералов, погруженных в глинистую массу, карбонаты. Миндалины заполнены карбонатами, оксидами и гидроксидами железа, прожилки выполнены карбонатами и глинистым материалом.

Калиевый полевой шпат соответствует составу $Ab_{0-4}Or_{96-100}$, встречается анортоклаз состава $An_{14}Ab_5Or_{81}$. Содержание оксида натрия редко достигает 0.7, обычно отсутствует. Согласно результатам рентгеноструктурных исследований калиевый полевой шпат представлен санидином [1]. Вторичные минералы представлены карбонатами, акцессорные минералы цирконом и монацитом, рудные минералы титаномагнетитом, сульфидами: пиритом, халькопиритом и сфалеритом.

Как было установлено нами ранее химический состав образцов не соответствует классификации TAS [1]. Тип 1 по сравнению с типом 2 отличается большим содержанием CaO , Fe_2O_3 , FeO , но меньшим — K_2O . Выполненные ранее исследования изотопного состава карбонатов показали, что они соответствуют образованиям, сформированным при вторичных процессах [2]. Поэтому мы считаем, что высококалие-



Примеры микроструктур и минералов ультракалиевых пород. А-б — микролитовая микроструктура и развитие поздних карбонатов в ультракалиевых породах. Sa — санидин, Carb — карбонат, TiO_2 — титановая фаза, Ceo — цеолит, Cph — халькопирит

вые породы близки по своему первичному составу к средним породам (например, фонолитам), а наблюдаемые низкие содержания кремнезема обусловлены высокими содержаниями карбонатов.

Таким образом, установлен химический состав минералов вулканических базальтов и ультракалийных пород.

В базальтах плагиоклаз-вкрапленников и основной массы представлен лабрадор-битовнитом. Пироксен представлен авгитом. Широко развиты карбонаты выполняющие трещины и миндалины. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и халькопиритом. Стекла алюмосиликатные с Mg и Fe.

В ультракалийных породах калиевый полевой шпат представлен санидином как во вкрапленниках так и в основной массе. В породе широко развиты вторичные карбонаты. Акцессорные минералы представлены цирконом и монацитом, рудные минералы оксидами титана и сульфидами (пиритом, халькопиритом и сфалеритом). В составе стекол отмечается K.

Значительную долю в объеме основной массы обеих групп занимают карбонатные минералы, они же заполняют трещины и миндалины. Во всех исследованных образцах карбонаты представлены железистым доломитом, анкеритом и сидеритом с примесями магния и кальция.

Исследования выполняются в рамках госзадания № ГР АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Мяндин А. С., Удоротина О. В., Макеев Б. А. Типы вулканических пород ярегской толщ джьерской свиты Южного Тимана, генезис и петрохимические особенности // Материалы 27-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». (Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 2018 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2018. С. 159–162.

2. Мяндин А. С., Удоротина О. В., Смолева И. В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов щелочных базальтов (Южный Тиман) // Материалы докладов III Всероссийской (XVIII) молодежной научной конференции «Молодежь и наука на Севере» (в 2-х томах). Том II. (Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 2018 г.). Сыктывкар, 2018. С. 76–77. (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

3. Юманов Ф. Л., Сиваш Н. С., Иванов Н. Ф. и др. Геологическое доизучение м-ба 1:200 000 листа Р-39-VI (Ухтинская площадь). 296 с. УФ ОАО «Полярноуралгеология», г. Ухта, 2004 г., Росгеолфонд, Комигеолфонд, УФ «Полярноуралгеология», Респ. Коми.

ВЛИЯНИЕ ДОПИРОВАНИЯ НА ФОТОКАТАЛИТИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ НАНОРАЗМЕРНЫХ ПИРОХЛОРОВ

М. С. Напалков^{1, 2}, А. Г. Краснов², М. И. Власов³,
И. В. Пийр¹

¹СГУ имени Питирима Сорокина, Сыктывкар

²ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

³ИВТЭ УрО РАН, Екатеринбург

alexey-krasnov@rambler.ru

Передовые фотохимические технологии окисления, основанные на использовании процессов гетерогенного фотокатализа на полупроводниках, являются наиболее предпочтительными способами очистки, поскольку они предлагают возможность использования естественной и возобновляемой солнечной энергии в качестве источника света при очистке воды, воздуха, поверхностей от органических загрязнителей (в том числе от таких высокотоксичных как фенолы, метанол и др.), что делает этот процесс экологически чистым и экономичным. Кроме того фотокаталитические процессы перспективны как для производства водорода путем расщепления воды в фотогенерирующих ячейках так и в процессах органического синтеза новых соединений.

В настоящее время в материаловедении ученые разрабатывают новое направление — BECON (bandgap engineered composite oxide nanostructures), в рамках которого проводится поиск наноструктурированных сложных оксидов с контролируемой шириной запрещенной зоны, что обеспечивается регулированием химического состава соединений [1]. Фундаментальным требованием к новым фотокатализаторам является их активность в видимом диапазоне излучения ($\lambda > 380$ нм).

По результатам первопринципных квантово-химических расчетов пироксид $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ может быть перспективным фотоактивным материалом в диапазоне видимого излучения, что также подтверждается экспериментальным исследованием процессов разложения органических красителей и выделения водорода из водно-органических смесей [1–3]. Допирование пироксидов $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ катионами элементов с меньшим ионным радиусом чем висмут приводит

к уменьшению параметров элементарной ячейки, в результате чего допированные соединения оказываются не только более термически стабильны по отношению к стехиометрическому $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$, но и обладают меньшей шириной запрещенной зоны, что благоприятно сказывается на фотокаталитической активности. Кроме того допирование позволяет менять расположение уровней валентной зоны и зоны проводимости и настраивать оптикоэлектронные свойства соединений для конкретного окислительного фотокаталитического процесса.

Целью представляемой работы является выявление закономерностей, влияющих на фотокаталитическую активность, для новых твердых растворов на основе титаната висмута со структурой типа пироклора, полученных методом соосаждения.

В ходе работы методом соосаждения были синтезированы образцы следующих составов: $\text{Bi}_{2-x}\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ ($x=0; 0.5$); $\text{Bi}_{1.5}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$, где $x = 0.25; 0.5$; $\text{M} - \text{Sc}^{3+}; \text{In}^{3+}; \text{Cr}^{3+}$. Реагентами выступали кристаллогидраты нитратов соответствующих металлов и тетраизопропилат титана, которые растворяли в растворе азотной кислоты. Соосаждение проводили водным раствором аммиака. Полученные осадки высушивали, прессовали в таблетки и обжигали последовательно в муфельной печи при температурах от 300 до 700 °С в течение 5 часов в зависимости от элементного состава.

Фазовый состав контролировали после каждой стадии отжига с помощью порошковой рентгеновской дифракции. Следует отметить рентгеноаморфный характер для всех образцов при температурах отжига до 500 °С (рис. 1). В результате исследований установлено, что фаза пироклора начинает формироваться при 500 и 550 °С для $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ и $\text{Bi}_{1.5}\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ соответственно (рис. 1, а, б). Для замещенного пироклора $\text{Bi}_{1.5}\text{In}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_7$ на картине рентгеновской дифракции четкие пики, соответствующие структуре пироклора, появляются после обжига при 550 °С (рис. 1, в). Подобные закономерности обусловлены большим содержанием висмута в композиции комплектного $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ по сравнению с висмутдефицитным и замещенным составом. Подъем температуры после формирования фазы пироклора приводит к появлению примесной фазы на основе структуры слоистого перовскита $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ во всех композициях (рис. 1). Однако, по сравнению с $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$, висмутдефицитный и Sc-, In-, Cr-замещенные пироклоры остаются термически устойчивыми вплоть до 700 °С.

По результатам аттестации однофазных по РФА образцов методом сканирующей электронной микроскопии совместно с энер-

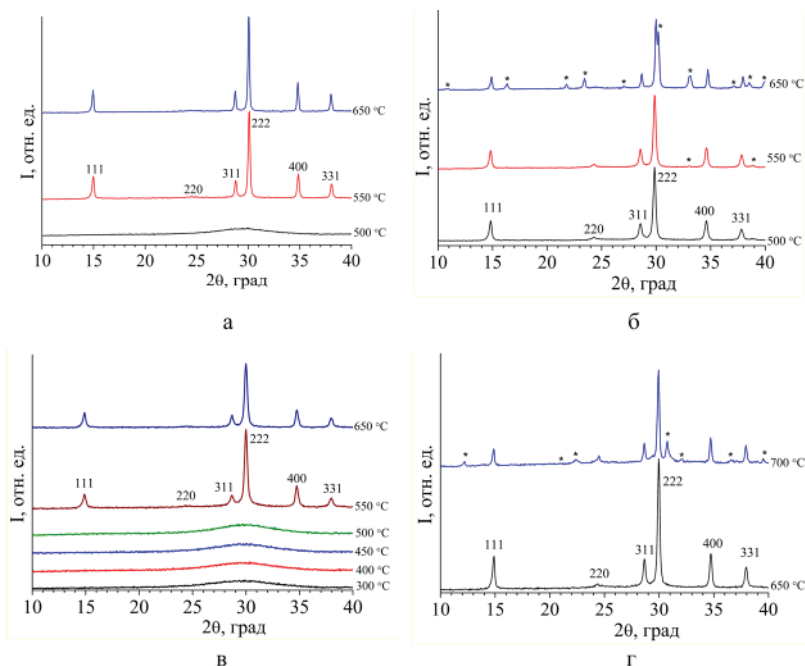


Рис. 1. Рентгенограммы образцов после термообработки: а) $\text{Bi}_{1.5}\text{Ti}_2\text{O}_{6.25}$; б) $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$; г) $\text{Bi}_{1.5}\text{In}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_7$; д) $\text{Bi}_{1.5}\text{Cr}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_7$

го-дисперсионным микроанализом (EDX) мы не обнаружили каких-либо примесных фаз (рис. 2). По данным EDX для всех композиций соотношения элементов в образовавшейся фазе пироклора совпадают с исходными. Образцы имеют сходную морфологию, независимо от их состава, частицы образуют агломераты размерами около 300–500 нм. Данные результаты близки к размерам агломератов, наблюдаемых при измерении гидродинамического диаметра частиц в водных растворах с использованием методов динамического рассеяния света и лазерного доплеровского электрофореза. Величина области когерентного рассеяния (ОКР) оцененная по данным РФА составляет 30–60 нм, благодаря чему можно ожидается высокая фотокаталитическая активность рассматриваемых образцов.

Измерения спектров диффузного отражения света на образцах после обжига температуре фазообразования выполнены при комнатной температуре на спектрометре Shimadzu 2450 с применением интегрирующей сферы ISR-2200. Найденные величины электронных переходов прямого и непрямого типа лежат в зоне энергии, со-

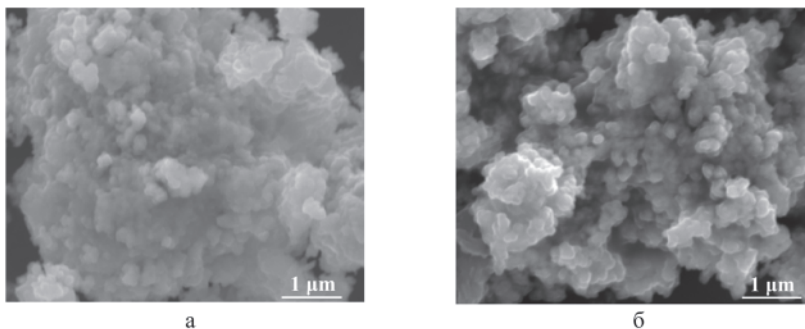


Рис. 2. Изображения СЭМ: а) $\text{Bi}_{1.5}\text{Ti}_2\text{O}_{6.25}$ -550 °С -5 ч; б) $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ -500°С -5 ч

ответствующей синей области видимого излучения ($E < 3.2$ эВ), что говорит о возможности применения соединений как фотокатализаторов.

Фотокаталитическая активность была изучена на порошковых образцах, синтезированных методом соосаждения. В качестве модельного разлагаемого вещества использовали раствор органического красителя родамина Б. С целью диспергации частиц была проведена изначальная ультразвуковая обработка системы фотокатализатор-водный раствор красителя родамина Б в течение 6 минут. В дальнейшем система повторно подвергалась воздействию каждый час фотокаталитического теста. Источником видимого света была светодиодная лампа Gauss Elementary T140 E27 50 Вт 4500 lm 180–240 В 6500 К. Цветовая температура соответствует дневному или облачному небу. Выявлено, что все синтезированные пирохлоры титаната висмута проявляют высокую фотокаталитическую активность в видимом свете. Стехиометрический пирохлор $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ и замещенные твердые растворы с комплектным составом ($x = 0.5$) показали наивысшую активность по сравнению с пирохлорами, содержащими дефекты в катионной и анионной подрешетке, а также с диоксидом титана в модификации анатаза. Дальнейшая работа направлена на изучение фотоактивности при разложении бесцветных органических соединений (фенолы) и при проведении реакций органического синтеза.

Литература

1. Murugesan S., Huda M. N., Yan Y., Al-Jassim M. M., Subramanian V. Band-Engineered Bismuth Titanate Pyrochlores for Visible Light Photocatalysis // J. Phys. Chem. C. 2010. V. 114. № 23. P. 10598–10605.

2. *Mayfield C. L., Huda M. N.* Free energy landscape approach to aid pure phase synthesis of transition metal (X=Cr, Mn and Fe) doped bismuth titanate (Bi₂Ti₂O₇) // *J. Cryst. Growth.* 2016. V. 444. P. 46–54.

3. *Ragsdale W., Gupta S., Conard K., Delacruz S., Subramanian V. R.* Photocatalytic activity of Fe-modified bismuth titanate pyrochlores : Insights into its stability, photoelectrochemical, and optical responses. // *Applied Catal. B, Environ.* 2016. V. 180. P. 442–450.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ТИЛЛОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

О. Ю. Носова, А. А. Вашков

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

nosova@geoksc.apatity.ru; vashkov@geoksc.apatity.ru

Изучение вещественного состава является одной из важнейших задач при исследовании ледниковых образований. Эта информация служит для определения источников сноса горных пород и направлений движения ледниковых покровов. В Кольском регионе первые исследования динамики позднеплейстоценовых оледенений принадлежат В. Рамсею, который, опираясь на распространение нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр, указал, что льды Скандинавского щита в пределах Кольского региона распространялись на северо-восток и юго-восток [5]. Позднее эта гипотеза была развита в работах М. А. Лавровой, В. Я. Евзерова, С. А. Стрелкова и др. Вместе с тем остался ряд не до конца решённых вопросов относительно взаимодействия ледниковых лопастей. Также отсутствуют данные по петрографическому составу тиллов различного генезиса в пределах краевых образований Кольского региона.

В ходе полевых работ 2017–2019 гг. были проведены исследования ледниковых отложений, слагающих грядовый рельеф краевых ледниковых комплексов и прилегающих моренных равнин в южной части Кольского полуострова. В полевых и камеральных условиях был изучен петрографический состав валунной (>100 мм), галечной (10–100 мм) и крупногравийной (5–10 мм) фракций тиллов. Валунная фракция изучалась с поверхности краевых гряд, галечная и гравийная фракции отбирались непосредственно из обнажений. В результате, на основании макро- и микроскопических (в прозрачных петрографических шлифах) определений пород, были выделены основные группы и подсчитано их соотношение. Особое внимание уделялось породам, имеющим ограниченные площади развития (руководящим породам).

В результате исследований было обнаружено, что в пределах моренных равнин и моренных гряд состав абляционного и базального тилла сходен, что, видимо, связано с равномерным поступлением и смешением обломочного материала внутри тела ледника. В пре-

делах краевых гряд близ п. Мосеево (Терский район Мурманской обл.), сложенных деформированными толщами ледниковых отложений, наблюдается обогащение абляционного тилла подстилающими породами. Подобные особенности распределения материала указывают на формирование отмеченных гряд в прифронтальной зоне ледника, где на границе ложе-ледник в пределах узкой зоны происходит смена термального режима с фрагментарно талого на мёрзлое и осуществляется повышенная экзарация и захват ледником обломков пород ледникового ложа [3, 4, 6]. Так, в абляционных тиллах обнажений «Мосеево-2» и «Мосеево Морское» отмечается повышенное содержание подстилающих пород, представленных для данного участка красноцветными песчаниками терской свиты, а также лампрофирами в «Мосеево-2» (рис. 1). Эти особенности являются петрографическим критерием различия тиллов разных фаций в пределах краевых зон Кольского региона.

Среди дальнепринесенных пород в составе тиллов в южной части Кольского региона было обнаружено одновременное присутствие обломков пород, принесённых с севера и с запада (рис. 2). Так, на участке Кица-Цагинских гряд вместе с луавритами Ловозерского массива и авгит — пикрит-порфиритами ловозёрской серии присутствуют габбро-нориты и габбро-милониты Главного хребта, а также типичные породы Хибинского массива. Южнее, в пределах Мунозерской возвышенности («Мал.Сеньозеро» на рис. 2) встречены луавриты Ловозерского массива, принесённые с севера, амзонитовые пегматиты и щелочные граниты Канозерского массива, керсутитовые пироксениты комплекса Застейд и группа габбро-милонитов/гранулитов, принесённые с запада из Кандалакшского, Колвицкого массивов и толщ гранулитов Лапландского комплекса. На юге полуострова в пределах Умбинской моренной равнины и западной части Оленица-Варзугской равнины с краевыми грядами также обнаружены луавриты Ловозерского массива совместно с пироксенитами комплекса Застейд, габброидами Кандалакшско-Колвицкой зоны и группой габбро-милонитов/гранулитов и т. д.

Таким образом, наблюдаемый нами разнос обломочного материала позволяет предположить, что на одном из этапов оледенения перемещение материала происходило субмеридианально (с севера на юг) от ледораздельной зоны, проводимой по линии южнее Сальных Тундр и севернее Хибинских Тундр [2]. Это могло происходить во время максимального развития оледенения, когда покровный ледник слился с местными горными ледниками, пере-

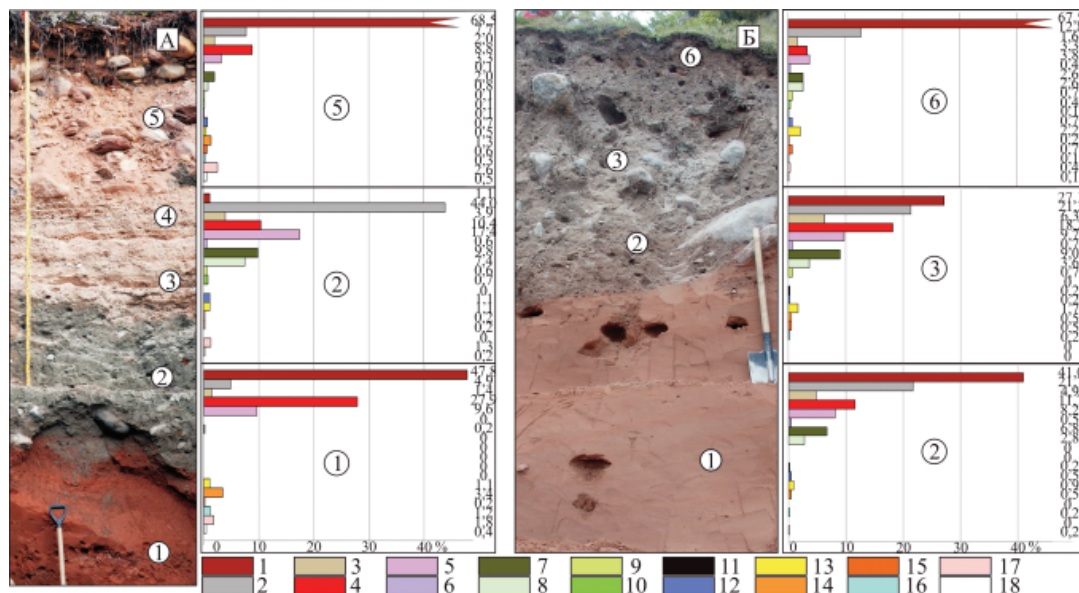


Рис. 1. Петрографический состав галечной (10–100 мм) фракции тиллов краевых гряд Мосеево-2 (А) и Мосеево Морское (Б). Цифры в кружках — номера слоёв. 1 — красноцветные песчаники; 2 — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, плагиограниты, диориты; 3 — глинозёмистые гнейсы с силлиманитом и/или кордиеритом; 4 — граниты порфировидные; 5 — граниты розовые среднезернистые, мигматит-граниты; 6 — граниты амфиболовые (щелочные); 7 — амфиболиты; 8 — габбро-милониты/основные гранулиты; 9 — габброиды актинолитизированные; 10 — габбро, нориты, пироксениты и др.; 11 — метаперидотиты/оливиниты; породы вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра-Варзуга; 13 — нефелиновые сиениты Хибинского и Ловозерского массивов; 14 — жильные щелочные породы, лампрофиры и др.; 15 — фойдолиты; 16 — фенитизированные породы; 17 — полевые шпаты; 18 — кварц

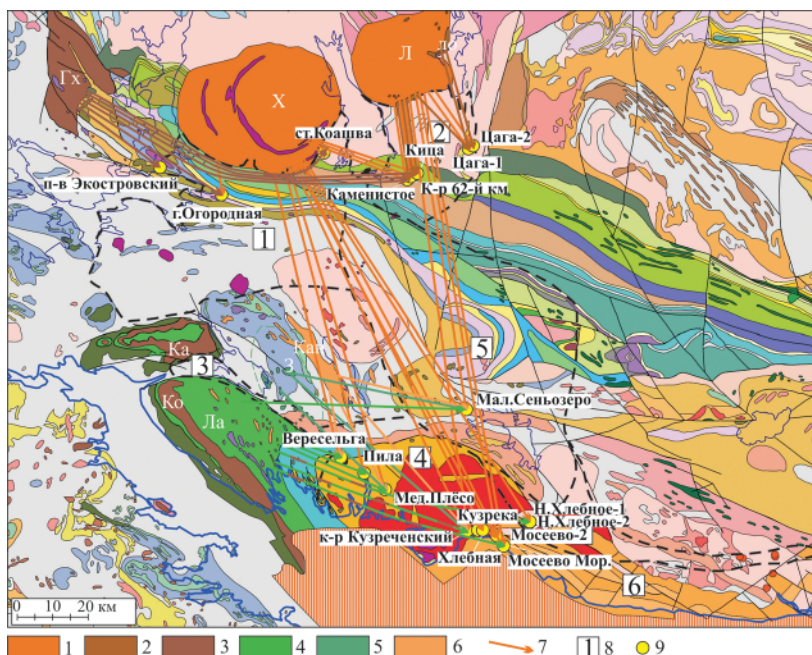


Рис. 2. Особенности ледникового переноса обломочного материала (на основе геологической карты Кольского региона [1]). 1 — нефелиновые сиениты Хибинского (Х) и Ловозерского (Л) массивов; 2 — авгитовые, пикритовые порфириды ловозерской серии (ло); 3 — габброиды и габбро-милониты Главного хребта (Гх), Кандалакшского (Ка), Колвицкого (Ко) массивов; 4 — основные гранулиты Лапландского комплекса (Ла); 5 — керсутитовые пироксениты, вебстериты и др. комплекса Застейд (З); 6 — щелочные граниты и амазонитовые пегматиты Канозерского массива (Кан); 7 — направления сноса (цвета стрелок соответствуют цветам комплексов пород на карте); 8 — районы работ (1 — Южнохибинская моренная равнина, 2 — Кица-Цагинские гряды, 3 — гряда Вересельга, 4 — Умбинская моренная равнина, 5 — Мунозерская возвышенность, 6 — Оленица-Варзугская моренная равнина с краевыми грядами); 9 — обнажения

крыл их и далее продолжал радиально растекаться от ледораздельной зоны. С другим этапом мог быть связан активный снос материала на восток и северо-восток, что, в частности, обусловило активную экзарацию ранее отложенного материала южнее Хибин. События второго этапа характеризуют одну из фаз повторного наступления деградирующего ледника, краевая зона которого на юге зафиксирована ранее описанными краевыми образованиями в районе п. Мосеево.

Литература

1. Геологическая карта Кольского региона / под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 2001.
2. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / С. А. Стрелков [и др.]; под ред. С. А. Стрелкова и М. К. Граве. Л.: Наука, 1976. 164 с.
3. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
4. Glacier-Bed Landforms of the Prairie Region of North America / Moran S.R. [et al] // Journal of Glaciology. 1980. V. 25. I. 93. P. 457–476.
5. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit // Fennia. Helsingfors, 1898. V. 16. № 1. 151 p.
6. Sarala P. Ribbed moraine stratigraphy and formation in southern Finnish Lapland // Journal of Quaternary Science. 2006. V. 21. P. 387–398.

ФТОРИДНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ КАЧЕСТВА НЕКОНДИЦИОННОГО АЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

И. А. Перовский¹, Д. А. Шушков¹,
Т. Л. Паниковровский²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты

igor-perovskij@yandex.ru

Основной сырьевой потенциал глиноземного сырья Республики Коми сосредоточен в Тиманской бокситоносной провинции. Крупными источниками являются Вежаю-Ворыквинское и Верхнещугорское месторождения бокситов, входящие в Ворыквинскую группу месторождений и разрабатываемые Объединенной компанией РУСАЛ. Добываемые бокситы, с кремнистым модулем $M_{Si} \geq 8$, отправляются на производство глинозема по способу Байера.

Доля низкокачественных бокситов спекательного сорта ($M_{Si} \leq 8$) значительна и составляет для залежей Вежаю-Ворыквинского и Верхнещугорского месторождений от 5 до 55 % балансовых запасов. В связи с резким сокращением потребления бокситов спекательного сорта встает вопрос об иных путях их переработки. Кроме того, в разведанных запасах значительное количество представлено забалансовыми рудами, некондиционными по качеству: высококремнистыми низкомодульными (лучше M_{Si} 2.6–3.8) бокситами и сопутствующими высокоглиноземистыми аллитами.

Для обогащения бокситов предлагались гравитационные, флотационные, магнитные, химические и другие методы, однако их применение для обогащения среднетиманских бокситов ограничено, вследствие тонкодисперсного размера минералов, большой доли аморфных фаз и небольшой эффективности используемых процессов в целом [1].

На наш взгляд, одним из перспективных способов переработки минерального сырья являются фторидные технологии [2, 3]. Целью данной работы являлось оценка перспективности применения фторирования для обескремнивания некондиционного алю-

миниевого сырья (бокситов, аллитов, каолининовых глин), широко распространенного в Республике Коми.

В качестве объектов исследования использовались представительные пробы бокситов, аллитов, каолининовых глин Вежаю-Ворыквинского (В-В), Верхнещугорского (Вщ) месторождений и проявлений Ижемской площади (ИП). Пробы были измельчены на дисковом истирателе (ИД-200) и выделены в классы крупности 0.125–0.250 и 0.25–0.5 мм. Аналитические работы выполнены на оборудовании ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН с использованием рентгенофазового, фентгенофлуоресцентного, а также дифференциально-термического анализов. Фторирование проводилось в трубчатой печи, оснащенной газоотводной системой. В качестве фторирующего компонента использован гидродифторид аммония (NH_4HF_2), в нормальных условиях являющийся экологически безопасным веществом.

Рентгенофлуоресцентный анализ показал, что гранулометрическая дифференциация не приводит к изменению химического состава и кремневого модуля образцов (табл. 1). На дифрактограммах образцов № 1, 2 и 3 диагностированы рефлексы каолинита с примесью гематита, образца № 4 – бемита, каолинита с примесью анатаза.

Выбор температурного режима фторирования проведен на основе термического анализа смесей NH_4HF_2 с образцами бокситов. Это связано с тем, что теоретическое уравнение взаимодействия кремнийсодержащих соединений, а в частности каолинита с фторидом оказывается сложным в стехиометрическом отношении и приводит к перерасходу фторирующего компонента. [4]. Наши работы по фторированию титановых руд Республики Коми показали

Таблица 1. Химический состав некондиционных бокситовых руд

№	Класс, мм	Массовая доля, %						M_{Si}
		Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	K_2O	
1 ИП	0.25–0.5	43.82	50.83	2.93	1.66	0.31	0.10	0.86
	0.125–0.25	44.08	50.76	2.70	1.66	0.31	0.10	0.86
2 Вщ	0.25–0.5	43.32	48.40	4.96	1.59	0.67	0.67	0.88
	0.125–0.25	43.63	48.67	3.92	1.78	0.79	0.71	0.90
3 В-В	0.25–0.5	35.94	39.83	19.84	1.37	1.76	0.68	0.90
	0.125–0.25	36.01	39.99	19.75	1.27	1.77	0.65	0.90
4 Вщ	0.25–0.5	59.85	23.91	12.98	1.12	1.03	0.61	2.50
	0.125–0.25	59.37	23.78	13.53	1.15	1.04	0.62	2.50

*Примесные компоненты Na_2O , CaO , MnO , P_2O_5 не более 0.8 %

эффективность применения такого подхода [5, 6], а фторирование SiO_2 описывается следующим уравнением:



По данным ДТА установлено, что механизм взаимодействия гидрофторида аммония с образцами некондиционных руд идентичен, хотя и наблюдаются небольшие температурные колебания. Рентгенофазовый анализ промежуточных продуктов, полученных при реперных точках, показал, что на участке от 100 до 200 °С происходит плавление фторида аммония, образование фтораммонийных комплексных солей алюминия, кремния. Экзотермический пик до 100 °С охарактеризован нами как процесс взаимодействия каолинитового алюминия с гидрофторидом. В интервале от 200 до 300 °С происходит возгонка $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ и образование фторидных комплексов титана. На рисунке 1 представлены кривые ДТА и ТГ фторирования образца № 1 при мольных соотношениях $\text{SiO}_2 : \text{NH}_4\text{HF}_2$ равных 1:3 по стехиометрии и 1:4.5 с избытком фторирующего компонента. Установлено, что избыток гидрофторид аммония не приводит к положительному эффекту, а сопровождается пассивированием реакций фторирования и образованием большего числа газообразных продуктов. Эндотермическим пик при 123 °С связан с плавления избытка фторирующего агента.

С учетом данных ДТА, температурный режим фторирования состоял из спекания пробы с NH_4HF_2 при температуре 200 °С (30 мин.) и последующей возгонкой образовавшейся соли $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ при 300 °С (30 мин.). По завершению фторирования осуществлялось водное выщелачивание, позволяющее перевести неразложившиеся фтораммонийные соли кремния в раствор. Результаты фто-

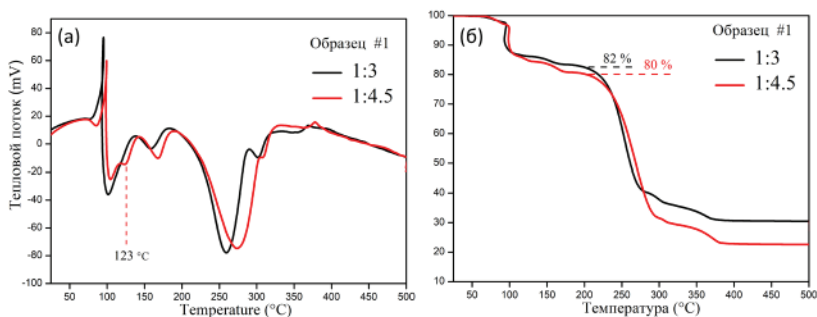


Рис. 1. Кривые дифференциально-термического анализа (а) и термогравиметрии (б) смеси образца №1 с NH_4HF_2 при $\text{SiO}_2 : \text{NH}_4\text{HF}_2$ равных 1:3 и 1:4.5

рирования, приведенные в табл. 2, показывают, что в образцах значительно снижается содержание SiO_2 . При этом крупность материала не влияет на эффективность обескремнивания.

Проведенное рентгенофазовое исследование продуктов показало, что фторирование приводит к разрушению кристаллической решетки каолинита с образованием фтораммонийных комплексов алюминия (NH_4AlF_4). Для образца № 4 фаза бемита сохраняется, что подтверждает факт взаимодействия каолинитового алюминия при 100°C (рис. 2, б).

Таким образом, для некондиционного алюминиевого сырья, широко распространенного в Республике Коми, применен процесс гидрофторидного обескремнивания. Методом ДТА определено оптимальное соотношения $\text{NH}_4\text{HF}_2 : \text{SiO}_2$, равное 1:3. При температуре фторирования 300°C и выдержке 30 минут получены кон-

Таблица 2. Химический состав некондиционных бокситовых руд после фторирования

№	Класс, мм	Массовая доля, %						M_{Si}
		Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	K_2O	
1 ИП	0.25–0.5	80.77	7.75	6.75	3.60	0.33	0.25	10.4
	0.125–0.25	81.17	7.73	6.78	3.67	0.32	0.23	10.5
2 ВЩ	0.25–0.5	73.94	8.98	9.85	3.92	1.03	1.66	8.2
	0.125–0.25	71.81	11.24	10.07	3.67	1.00	1.58	6.4
3 В-В	0.25–0.5	55.07	7.28	30.20	2.38	2.72	1.40	7.6
	0.125–0.25	52.87	9.17	30.61	2.29	2.74	1.36	5.8
4 ВЩ	0.25–0.5	68.00	9.99	17.55	1.45	1.46	1.01	6.8
	0.125–0.25	67.31	9.67	18.52	1.48	1.44	1.02	7.0

*Примесные компоненты Na_2O , CaO , MnO , P_2O_5 не более 0.9 %

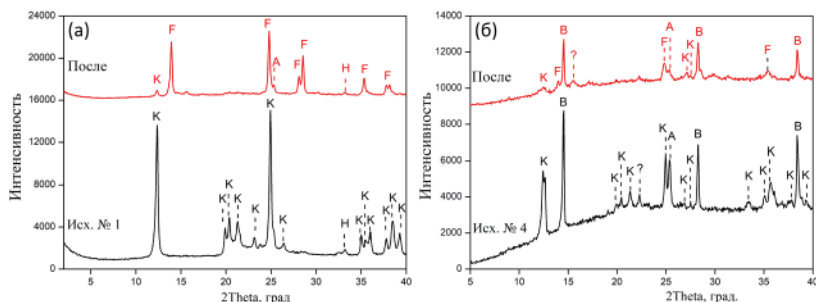


Рис. 2. Рентгенограммы исходных образцов небокитовых руд и продуктов их фторирования: а — Образец №1; б — Образец № 4 (К — каолинит; В — бемит; А — анатаз; F — NH_4AlF_4 ; ? — фосфат алюминия AlPO_4)

центраты с содержанием Al_2O_3 более 70–80 %, а SiO_2 – менее 10 %. Данная технология является альтернативой кислотной и щелочной переработке высококремистого алюминиевого сырья. Применение фторидной технологии позволяет не только повысить качество руд за счет обескремнивания, но и получить продукты, которые могут быть непосредственно переработаны электротермическими способами в силумин [7], ферросплавы [8] и другие продукты с высокой добавленной стоимостью.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь при проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование Тимано-Североуральского региона».

Литература

1. Бурцев И. Н., Котова О. Б., Кузьмин Д. В. и др. Прототипы новых технологий для разработки минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральского региона // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 3 (27). С. 79–88.
2. Дьяченко А. Н., Крайденко Р. И. Разделение кремний-железо-медно-никелевого концентрата фтораммонийным методом на индивидуальные оксиды // Известия Томского Политехнического Университета 2007. № 3 (311). С. 35–38.
3. Медков М. А., Крысенко Г. Ф., Эпов Д. Г. Гидрофторид аммония – перспективный реагент для комплексной переработки минерального сырья // Вестник ДВО РАН. №5 (159). С. 60–65.
4. Римкевич В. С., Пушкин А. А., Гиренко И. В., Леонтьев М. А. Перспективы комплексной переработки каолиновых концентратов гидрохимическим методом // Известия Самарского научного центра РАН. 2016. №.2 (18). С. 186–190.
5. Перовский И. А., Игнатьев Г. В. Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: сб. ст. по материалам докл. VII Рос. семинара по технологической минералогии. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2013. С. 110–116.
6. Перовский И. А., Бурцев И. Н. Влияние механоактивации лейкоксена на эффективность процесса его переработки по фторидному методу // Перспективные материалы. 2016. № 2. С. 66–737.

7. Лепезин Г. Г., Аньшаков А. С., Фалеев В. А. и др. Плазмохимический способ получения силумина и алюминия из минералов группы силлиманита // Доклады Академии Наук: Химия. 2014. № 2 (456). С. 110—113.

8. *Bukin A. V., Seregin A. N.* Development of technology for smelting ferrosilicoaluminium from sub-standart bauxite and aluminous waste of metallurgy and electrical power energetic // Problems of ferrous metallurgy and materials science. 2014. N. 2. P. 31—36

СИНХРОТРОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТВЕРДЫХ ТКАНЕЙ ЖИВЫХ ОРГАНИЗМОВ

О. В. Петрова, А. Е. Мингалева

ФМИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

teiou@mail.ru

Исследования химического состава и нанокристаллической структуры композиционных биологических материалов, в состав которых входят как органические, так и неорганические элементы, имеет важное прикладное значение, а также представляют большой интерес с научной и эволюционной точек зрения. К таким материалам, в частности, относятся рассматриваемые в данной работе костные ткани живых организмов разных классов. Кость представляет собой композиционный биоматериал со сложной иерархически организованной структурой, который характеризуется высоким содержанием минерализованной компоненты, представленной в виде биоапатита, и включает в свой состав органические соединения, 90% из которых составляет коллаген

Входящий в состав костных тканей живых организмов биоапатит, характеризуется слабой степенью кристаллизации, с размерами отдельных кристаллитов порядка $\sim 50 \times 25 \times 5$ nm и малым содержанием гидроксильной группы [ОН] [1]. В костной ткани млекопитающих и преобладающего числа видов рыб биоапатит представлен в виде гидроксилапатита $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ и его замещенных форм, в частности карбонатзамещенного гидроксилапатита В-типа, в которых происходит внедрение ионов $[\text{CO}_3]^{2-}$ на место фосфатного аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$ [2].

В синтетических и биологических карбонатзамещенных гидроксилапатитах, в зависимости от вида минерализованной ткани (кость, дентин и эмаль) и ее функций в живом организме концентрация групп $[\text{CO}_3]^{2-}$ может варьироваться в диапазоне от 1 до 9 масс. % [3, 4, 5]. В настоящее время роль ионов $[\text{CO}_3]^{2-}$ в процессе биоминерализации твердых тканей не вполне понятна, однако, известно, что наличие карбоната в апатите увеличивает его реакционную способность и растворимость — свойства, наиболее важные для процесса ре- и деминерализации твердых биологических тканей [2]. Ввиду сложности количественного определения содержа-

ния анионов $[\text{CO}_3]^{2-}$ карбонат-замещенного гидроксиапатита кальция В-типа характеризуют атомной пропорцией между кальцием и фосфором (апатитовый модуль). При этом органическую составляющую костной ткани характеризуют процентным массовым содержанием углерода.

Кость имеет нанокристаллическое строение и может быть представлена в виде трехмерной сверхрешётки, где отдельные конгломераты, образующие основу минерального матрикса кости, представлены как система нанокристаллитов гидроксиапатита, разделенных гидратными слоями ненасыщенного раствора ионов фосфата и кальция. Современные теоретические и экспериментальные исследования показали, что электронная структура гидроксилапатита, входящего в состав минерального матрикса костной ткани, зависит от линейных размеров его нанокристаллитов. При этом уменьшение размеров нанокристаллитов L и учет гидратированной прослойки толщиной d между ними приведет к сдвигу плотности свободных $3d$ -состояний в сторону меньших энергий (красный сдвиг) при переходе от монокристаллического гидроксилапатита к нанокристаллическому. Аналогичный сдвиг, будет наблюдаться в тонкой структуре рентгеновских спектров поглощения (NEXAFS, Near Edge X-Ray Absorption Fine Structure) в области $\text{Ca}2p$ -края поглощения, которая соответствует переходам электрона с $2p$ занятого на $3d$ -свободные состояния. Согласно теоретическим расчетам [6] величина красного сдвига δE_{3d} в области NEXAFS $\text{Ca}2p$ -спектров нанокристаллического гидроксилапатита по сравнению с монокристаллическим будет пропорциональна отношению среднего размера кристаллитов к толщине гидратированных слоев и равна: $\delta E_{3d} = E_{3d} \cdot d/L$, где $E_{3d} \approx 2\text{eV}$ — энергия свободного $3d$ -состояния, отсчитываемая от дна зоны проводимости.

Анализ спектров NEXAFS, при условии корректной привязки по энергии, позволяет оценить величину красного сдвига $3d$ -состояний при переходе от твердотельного к нанокристаллическому гидроксиапатиту, а также достоверно определить наличие аниона $[\text{CO}_3]^{2-}$ в составе биоапатита и его процентное содержание в исследуемых образцах. Метод NEXAFS-спектроскопии характеризуется атомной селективностью, дипольными правилами отбора, высокой чувствительностью к элементному составу и параметрам ближайшего окружения атома, поглотившего рентгеновский квант [7]. Проведенные ранее исследования, показали, что анализ NEXAFS спектров позволяет определять элементный и химический состав, а также структурные изменения органических и не-

органических функциональных групп, как в природных, так и синтезированных материалах содержащих кальций в своем составе [8].

В данной работе на примере костной ткани рыб и млекопитающих, путем анализа Ca2p и C1s NEXAFS-спектров, проводится оценка процентного содержания атомов карбонатного углерода в составе карбонат-замещенного гидроксиапатита исследуемых, а также величины красного сдвига 3d-состояний при переходе от твердотельного к нанокристаллическому гидроксиапатиту. Исследования NEXAFS C1s- и Ca2p- спектров поглощения в рамках данной работы проводились на Русско-Немецком канале выхода и монохроматизации СИ на BESSY-II методом полного электронного выхода (Total electron Yield, TEY) [9].

Работа выполнена в рамках двусторонней программы Русско-Германской лаборатории BESSY II.

Литература

1. Szpak P. Fish bone chemistry and ultrastructure: implications for taphonomy and stable isotope analysis // J. Archaeol Sci. 2011. V. 38. № 12. P. 3358–3372.
2. Elliott J. C. Structure and chemistry of the apatites and other calcium orthophosphates. Elsevier Science, 1994. P. 404.
3. Pasteris J. D., Wopenka B., Freeman J. J. et al. Lack of OH in nanocrystalline apatite as a function of degree of atomic order: implications for bone and biomaterials // Biomaterials. 2004. V. 25. № 2. P. 229–238.
4. Брик А. Б., Франк-Каменецкая О. В., Дубок В. А., Калиниченко Е. А., Кузьмина М. А., Зорина М. Л., Дудченко Н. А., Калиниченко А. М., Багмут Н. Н. Особенности изоморфных замещений в синтетических карбонатфторапатитах // Мінерал. журн. 2013. V. 35. № 3. С. 3–10.
5. Rosseeva E. V., Buder J., Simon P. et al. Synthesis, Characterization, and Morphogenesis of Carbonated Fluorapatite-Gelatine Nanocomposites: A Complex Biomimetic Approach toward the Mineralization of Hard Tissues // Chem. Mater. 2008. V. 20. P. 6003–6013.
6. Pavlychev A. A., Avrunin A. S., Vinogradov A. S. et al. Local electronic structure and nanolevel hierarchical organization of bone tissue: theory and NEXAFS study // Nanotechnology. 2016. V. 27. P. 504002.
7. Stöhr J. NEXAFS Spectroscopy. Berlin: Springer Verlag, 1992. P. 403.
8. Ehrlich H., Kaluzhnaya O. V., Tsurkan M. et al. First report on chitinous holdfast in sponges (Porifera) // Proc Roy Soc B. 2013. V. 280. P. 1762.
9. Fedoseenko S. I., Vyalikh V., Iossifov E. et al., Commissioning results and performance of the high-resolution Russian–German Beamline at BESSY II // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A 718 (2003) 505.

ФАМЕНСКИЕ КОНОДОНТЫ БАССЕЙНА Р. УСА (ВЕРХНИЙ ДЕВОН ПОЛЯРНОГО УРАЛА)

А. Н. Плотичын

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anplotitzyn@rambler.ru

При проведении стратиграфических исследований традиционно наибольшее внимание уделяется «пограничным» частям стратиграфических подразделений, особенно это касается границ крупных стратонів ОСШ (ярусов, отделов, систем). В частности, при хорошей изученности пограничных франско-фаменских и фаменско-турнейских (=граница девон-карбон) отложений, средняя часть фаменского яруса остается относительно слабо изученной. Но стратиграфия не исчерпывается границами. Не менее важной задачей представляется получение характеристики объемов стратиграфических подразделений, не только общей шкалы, но и региональных и местных схем.

Нижняя и верхняя границы фаменского яруса довольно хорошо распознаются в разнофациальных разрезах благодаря значительным таксономическим изменениям в составах многих групп организмов, которые связываются с проявлениями глобальных геологических событий (ГГС) Kellwasser и Hangenberg (см. обзор [8]). Однако внутри фаменского яруса имеется ряд рубежей, которые рассматриваются в качестве ГГС (события Nehden, Condroz, Enkeberg, Annulata, Dasberg). Причём некоторые из них не уступают по масштабам таксономических изменений событию Hangenberg (например, постсобытийная фаза события Enkeberg [3]). Настоящая работа направлена на рассмотрение фаменских конодонтов бассейна р. Уса, где вскрываются отложения различных фациальных поясов.

Фаменские отложения, вскрывающиеся в районе междуречья рр. Большая Уса и Малая Уса представлены двумя типами разрезов: мелководно-шельфовым и глубоководно-шельфовым. Мелководно-шельфовые образования картируются в составе бахромчатой толщи (D_3bh), которая широко распространена вдоль западного крыла Енганэпэйской антиклинали, на Аячъягинской антиклинали, в нижнем течении рр. Большая и Малая Уса [7]. Относительно глубоководные (глубоководный шельф) образования картируются в составе ховратывисской толщи (D_3-C_1hv), типо-

вые разрезы которой расположены в бассейнах руч. Ховратывис и р. Силова-Яха [7]. Если конодонты из мелководных отложений частично изучены [4, 6], то о комплексах фаменских конодонтов глубоководного шельфа этого района какая-либо информация отсутствует. Настоящая работа направлена, в том числе, на устранение этого пробела. В основу исследования положены материалы, которые были получены во время экспедиционных работ в составе геологических отрядов ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН в 2015 и 2017 гг. (см. схему расположения обнажений на рисунке).

Мелководно-шельфовые разрезы исследуемого района характеризуются переслаиванием преимущественно микритовых известняков светло-серого цвета с рассеянным тонким детритом в различной степени доломитизированных (до мелкокристаллических вторичных доломитов). Текстура массивная или узорчатая (бахромчатая), где узорчатость обусловлена обилием остатков микробиально-водорослевых образований(?). Эти отложения характеризуются крайне немногочисленными и индефферентными комплексами конодонтов. Ранее были опубликованы данные о позднефаменских конодонтах из разрезов среднего течения р. Малая Уса, где из 23 проб (средний вес пробы около 1 кг) отмечена единичная находка *Hindeodus* sp. Датировка этих отложений проведена по фораминиферам (см. обн. му1 в [6]). Также в процессе изучения границы девон/карбон в нижнем течении р. Большая Уса был описан комплекс конодонтов самых верхов фаменского яруса (самые верхи бахромчатой толщи), который характеризуется следующим таксономическим составом: *Apathognathus varians* Branson et Mehl, *Polylophodonta* cf. *elongata* Druce, *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Neopolygnathus dentatus* (Druce), *Neopolygnathus communis* (Branson et Mehl) (см. обн. бу6 в [4]). Более поздние биостратиграфические изыскания (обн. бу2-5) показали почти полное отсутствие конодонтов в отложениях бахромчатой толщи на р. Большая Уса. Из 50 химически обработанных проб карбонатных образований удалось выделить 3 конодонтовых элемента, из которых диагностируемым оказался только *Pelekysgnathus aristovi* Pazukhin et Gatovsky, который получен из средней части разреза бахромчатой толщи. Этот вид известен из лебедянского и нижней части данковского горизонтов Русской платформы [5], которые сопоставляются с зонами marginifera-trachytera стандартной зональной шкалы по конодонтам [9]. Таким образом, возраст бахромчатой толщи в нижнем течении р. Большая Уса

сверху ограничен терминальным фаменом, а самые низы толщи сформировались не позднее фаз *marginifera*-*trachytera* среднего фамена.

Фаменские глубоководные отложения выходят на дневную поверхность в ряде обнажений по р. Малая Уса и ее притокам (руч. Останцовый) (рисунок, в). В частности, в ходе полевого сезона 2015 г. были изучены обнажения *mu8a*, *mu8b* и *mu8c*, вскрывающиеся в правом борту р. Малая Уса, а также обнажение *mu9a* на руч. Останцовый. Породы представлены преимущественно темноцветными радиоляритами и известняками микритовыми, реже тонкодетритовыми. Текстура пород ламинарная или массивная, иногда пятнистая вследствие неравномерной перекристаллизации. Межслоевая отдельность подчеркивается тонкими прослоями или примазками аргиллитов. По всему разрезу отмечаются конкреции черных кремней, вплоть до образования конкреционных плит. На руч. Останцовый в значительной степени проявлены процессы доломитизации. Комплексы конодонтов в этих отложениях более многочисленны относительно мелководно-шельфовых разрезов региона как количественно, так и таксономически.

Формирование отложений обнажения *mu8a* происходило, вероятно, в промежутке фаз *marginifera* (возможно, *trachytera*)-*expansa*, где нижняя датировка подтверждается находками конодонтов *Mitrellataxis circularis* (Wang et Wang), *Palmatolepis glabra elongata* Holmes, *Palm. glabra lepta* Ziegler et Huddle, а верхняя — *Palm. rugosa* ssp., *Pseudopolyganthus micropunctatus* Bischoff et Ziegler и *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2. Комплекс пород обнажения *mu8b* датирован, предположительно, зоной *expansa* исходя из находок конодонтов *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl и *Polygnathus* cf. *experplexus* Sandberg et Ziegler. Конодонты из обнажения *mu8c* позволяют сопоставить вмещающие отложения с зоной *marginifera*. Комплекс характеризуется следующим таксономическим составом: *Palmatolepis glabra elongata* Holmes, *Palm. glabra lepta* Ziegler et Huddle, *Palm. glabra prima* Ziegler et Huddle, *Palm. gracilis* ssp., *Palm. minuta minuta* Branson et Mehl, *Palm. minuta subtilis* Khalymbadzhia and Chernysheva, *Palm. perlobata sigmoidea* Ziegler, *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev et Eremenko и *Polygnathus padovani* Perri et Spalletta. Самые низы обнажения *mu9a* палеонтологически сопоставляется с верхами франского яруса (зона *jamieae*) по находкам конодонтов *Ancyrodella ioides* Ziegler, *Palmatolepis proversa* Ziegler, *Palm. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Palm.*

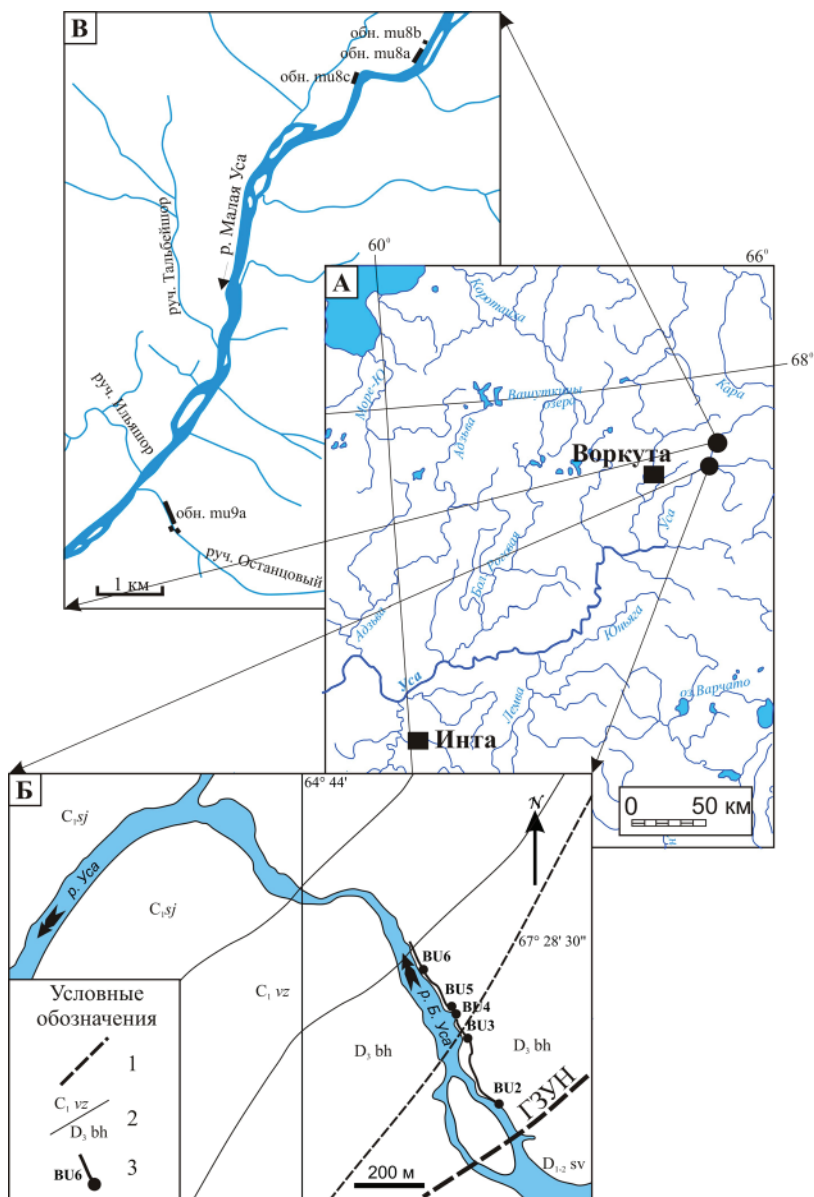


Схема расположения обнажений фаменского яруса в бассейне р. Уса: А — обзорная схема; Б — схема расположения обнажений bu2-bu6 в нижнем течении р. Большая Уса; В — схема расположения обнажений mi8a-mi8c и mi9a в среднем течении р. Малая Уса

punctata (Hinde), *Palm. kireevae* Ovnatanova, *Palm. bohémica* Klapper et Foster, *Palm. plana* Ziegler et Sandberg, *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, *Pol. macilentus* Kuzmin и *Ligonodina* sp. Самая верхняя часть обнажения, благодаря находкам *Palmatolepis glabra distorta* Branson et Mehl, *Palm. glabra elongata* Holmes, *Palm. glabra pectinata* Ziegler, *Palm. minuta minuta* Branson et Mehl, *Palm. perlobata sigmoidea* Ziegler, *Palm. marginifera marginifera* Helms и *Polygnathus vagus* Pazukhin, сопоставляется с зоной *marginifera* средней части фаменского яруса. Внутри обнажения му9а имеется ряд задернованных участков, которые, учитывая сложное тектоническое строение этого региона, могут отвечать тектоническим контактам или ядрам изоклинальных антиклинальных складок. Однако существенных изменений элементов залегания не отмечено.

Таким образом, ряд изученных обнажений формирует один сводный разрез практически всей ховратывисской толщи на р. Малая Уса, охватывающий стратиграфический интервал от границы франского и фаменского ярусов до самых верхов фаменского яруса (зона *expansa*).

В глубоководно-шельфовых разрезах рассматриваемого региона, аналогично разрезам Приполярного Урала [2], юга гряды Чернышева ([1] и авторские неопубликованные данные), разрезам скважин Варандей-Адъвинской зоны и Хорейверской впадины, в разрезах Колвинского мегавала и Денисовского прогиба [2] наиболее хорошей распознаваемостью обладает конодонтовая зона *marginifera*. На этом уровне наблюдается максимум таксономического разнообразия конодонтов в фаменско-серпуховском стратиграфическом интервале [3]. Относительно неплохо диагностируется зона *expansa*. В фазе нижняя *expansa* также наблюдаются пиковые значения видового разнообразия конодонтов, которые немногим уступают максимуму фазы *marginifera*.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00330.

Литература

1. Бушнев Д. А., Плотицын А. Н., Груздев Д. А., Бурдельная Н. С. Органическое вещество фаменских отложений южной части гряды Чернышева (разрез на р. Изъель) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 3. http://www.ngtp.ru/rub/1/26_2017.pdf.
2. Деулин Ю. В. Конодонты и корреляция продуктивных на нефть верхнедевонских отложений севера Тимано-Печорской провинции. Архангельск: Правда Севера, 2006. 253 с.

3. Журавлев А. В. Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне-раннем карбоне (фаменский-серпуховский века) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 1. С. 81–91.
4. Журавлев А. В., Плотицын А. Н., Вевель Я. А., Ерофеевский А. В. Пограничные отложения девона и карбона на Воркутинском поперечном поднятии (р. Большая Уса) // Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки. 2018. Т. 160. Кн. 3 С. 467–483.
5. Пазухин В. Н., Гатовский Ю. А. Новый вид конодонтов рода *Pelekysgnathus* из фаменских отложений востока русской платформы // Палеонтологический журнал. 2011. №5. С. 85–88.
6. Плотицын А. Н., Пономаренко Е. С., Вевель Я. А. Турнейские глубоководные отложения бассейна р. Уса (Полярный Урал) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. №3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/32_2018.pdf.
7. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е., Колесник Л. С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 листа Q-41-V, VI (второе издание). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ЗАО «МИРЕКО».
8. Walliser O. H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic // Ed. O.H. Walliser. Berlin: Springer, 1996. P. 225–250.
9. Ziegler W., Sandberg C. The Late Devonian Standart Conodont Zonation // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. № 121. 115 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ ДОЛОМИТОВЫХ БРЕКЧИЙ НА Р. ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Е. С. Пономаренко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

esponomarenko@geo.komisc.ru

Черные доломитовые брекчии в верхней части шантымской свиты (O_3-S_1) широко развиты на субмеридиональном участке р. Илыч. Они образуют довольно выдержанный горизонт, вскрываясь (с юга на север) в скалах Татарское Вичко, Шантым-Прилук и плесах Сотчем-ёль-вомын и Болвано-вомын, а также по ручьям Закола-ёль и Ыджыд-Сотчем-ёль (Варсанофьева, 1940). Возраст доломитовых брекчий определен как среднелландоверийский (филиппёльский горизонт) на основании находок граптолитов *Diplograptus* sp. indet, *Monograptus* sp. indet, *M. clingani* (Carr.), *M. ex gr. triangulates* (Harkn.), *M. cf. denticulatus* Tgt. *elegans* Kov., *M. ex gr. communis* (Lapev), *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) ex gr. *hugesii* (Nich.), *Orthograptus* sp. indet, *Petalograptus minor* Elles, *P. ex gr. palmeus* Barr., *Rastrites* sp. indet, *Coronograptus* sp. [3, 4]. Однако, до настоящего времени нет единого мнения о генезисе этих брекчий. В.А. Варсанофьева [1] и А.И. Першина [4] рассматривали их как тектонические образования. В частности, это связано с тем, что в разрезе Шантым-Прилук к ним приурочены проявления свинцово-цинковых руд. Филиппёльские доломитовые брекчии в разрезе Татарское Вичко А.И. Антошкина [2] относил к седиментационным (штормовым) с последующим тектоническим воздействием, а сам разрез — к образованиям континентального склона.

Во время полевых исследований 2018 г. на р. Илыч нами были изучены нижнесилурийские доломитовые брекчии в плесе Болвано-вомын. Особое внимание уделялось составу обломочного материала с целью установления источника сноса, а также установлению основных закономерностей строения брекчиевой толщи. Данная работа представляет собой предварительные результаты этих исследований.

Тела изученных доломитовых брекчий имеет здесь разную морфологию: от небольших (до 0.1 м) участков, прослоев и линз до слоёв массивного сложения.

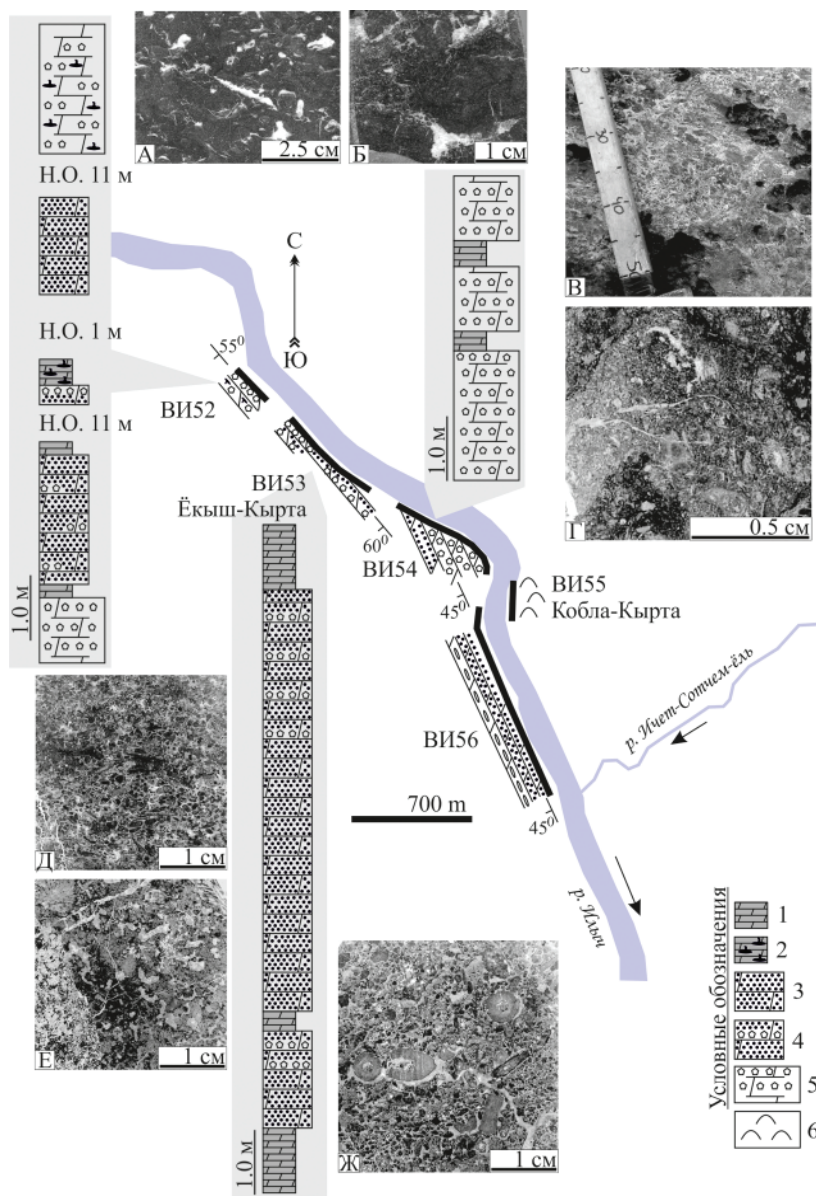
Массивные брекчии (рисунок, В) отмечаются преимущественно в обн. ВИ 54 и ВИ 52, где они слагают слои мощностью от 1.0 до 2.5 м. Они представлены обломками (1.0-7.0 см) доломитов черного цвета, сцементированных белым крупнокристаллическим доломитом. В обломках отмечаются теневые структуры первичных биокластово-пелитоморфных известняков (рисунок, Г). Тела массивных брекчий разделены более тонкими (0.1–0.5 м) слоями тонкоплитчатых глинистых вторичных доломитов с теневой структурой тонкозернистых известняков со следами илоедов.

Выше по разрезу массивные брекчии сменяются мощной толщиной (более 75 м) тонкополосчатых вторичных доломитов толстоплитчатого сложения (верхняя часть обн ВИ54 и ВИ 53). Вероятно, из-за такой полосчатости скалы и получили название Ёкыш-Кырта (скала Окунь). Доломиты здесь имеют теневую структуру известняковых и органогенных песчаников и гравелито-песчаников (рисунок, Д, Ж), часто с градиационной слоистостью. Доломитовые брекчии в этой толще редки и слагают лишь небольшие прослои (0.1–0.3 м) и линзы. Важно отметить, что в некоторых случаях в обломках брекчий отмечаются фрагменты доломитов с теневой биогермной структурой (рисунок, Е).

В обн. ВИ52 брекчии образуют небольшие скопления среди плитчатых глинистых доломитов с ходами илоедов. Важно отметить, что здесь они часто ассоциируются со строматактисоподобными фенестровыми образованиями (рисунок, А), причем, в некоторых случаях, отмечаются прямые переходы от строматактисов к обломочным породам (рисунок, Б).

Присутствие в составе доломитовых брекчий обломков с теневой биогермной структурой (обн. ВИ53), а также наличие вторичных доломитов с теневой структурой известняковых и органогенных песчаников в качестве вмещающих пород, свидетельствуют об их осадочной природе. Массивные брекчии в обн. ВИ54, по всей видимости, также имеют седиментационное происхождение, так как они разделены тонкими слоями тонкоплитчатых глинистых доломитов, которые не раздроблены, как того следовало бы ожидать при тектоническом брекчировании. Изученные в обн. 53 и 54 обломочные породы представляют собой следы высокоэнергичных событий на фоне спокойноводной седиментации, что характерно, как и в разрезе Татарское Вичко [2], для склоновых окружений.

В глинистых доломитах в обн. 52 отмечаются фенестровые структуры. Они, в некоторых случаях, интерпретируются как пу-



Местоположение изученных разрезов нижнесилурийских доломитовых брекчий в плесе Болвано-Вомын на р. Илыч и литологические колонки наиболее характерных участков разреза. А. Фенестровые структуры в черных глинистых доломитах. Пришлифовка. Обр. ВИ52/2-2018. Б. Доломитовая брекчия в ассоциации с фенестроподобным образованием. Пришлифовка. Обр. ВИ52/6-2018. В. Массивная доломитовая брекчия в обн. ВИ54. Полевое фото. Г. Теневая структура биокластового известняка в обломке массивной доломитовой брекчий. Шлиф ВИ54/11-2018. Д. Доломит с теневой структурой известнякового песчаника. Шлиф ВИ53/7-2018. Е. Обломок доломита с теневой биогермной структурой. Шлиф ВИ53/19-2018. Ж. Доломит с теневой структурой органогенных песчаников и крупными члениками криноидей. Шлиф ВИ53/38-2018. Условные обозначения: 1 — доломит глинистый тонкоплитчатый; 2 — доломит с фенестровыми образованиями; 3 — доломит с теневой структурой известняковых и органогенных песчаников; 4 — прослои доломитовых брекчий в доломитах с теневой структурой известняковых песчаников; 5 — массивная доломитовая брекчия; 6 — массивные доломиты с теневой биогермной структурой

зырьки газа, образовавшиеся при разложении органического вещества. При прорывах газы разрушали целостность полуконсолидированного осадка, что также могло приводить к формированию брекчиеподобных структур. В этом случае, часть из них можно считать раннедиагенетическими.

В то же время близость к Уралу наложило свой тектонический отпечаток на изученные породы, выраженное в многочисленных субвертикальных белых кварц-кальцитовых жилах. Однако, их количества в породах плеса Болвано-Вомын недостаточно для образования тектонических брекчий. Но не стоит забывать об обилии таких жил, иногда содержащих рудные минералы, в скалах Шантым-Прилука, в устье руч. Ыджыд Сотчем-ёль и на руч. Закола-ёль, что свидетельствует и о наличии в этом районе тектонических брекчий по нижнесилурийским породам.

Таким образом, изученные нижнесилурийские доломитовые брекчий в разрезе плёса Болвано-Вомын имеют в основном осадочное происхождение. Присутствие среди обломков фрагментов биогермных пород в изученных разрезах, а также наличие среднелландоверийской фауны граптолитов в слоях между брекчиями в разрезе Татарское Вичко, свидетельствуют о размыве, вероятно, филиппёльских рифогенных сооружений. Структурно-текстурные особенности пород указывают на их склоновое происхождение, что подтверждает заключение А. И. Антошкиной [2].

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-1171 21270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. *Варсанофьева В. А.* Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника // Тр. Печоро-Илычского заповедника. 1940. Вып. 1. С. 5–214.
2. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / Сост. П. П. Юхтанов. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.
3. *Дембовский Б. Я.* Отчет по объекту: «Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Шугоро-Уньинский район)» за 1989–1992 гг. Воркута, 1992. 218 с.
4. *Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С., Боринцева Н. А.* Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 129 с.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА БОКСИТОВ ВЕЖАЮ-ВОРЫКВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И. Н. Размыслов¹, А. И. Львовский²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²РТУ МИРЭА им. М. В. Ломоносова, Москва

razmyslov-i@mail.ru

Гранулометрический состав вещества алюмосодержащих руд имеет большое значение для определения степени измельчения в технологических процессах. На сегодняшний день процессы измельчения одни из наиболее энергозатратных, в тоже время недоизмельчение приводит к потерям при переработке бокситовой руды на глинозем [1]. Значительная часть вещества руды сосредоточена в тонкодисперсной и рентгеноаморфной фазе [2–5]. Эта фракция боксита и глин может быть использована в качестве сорбента тяжелых металлов, нуклидов и других поллютантов, выступать в качестве сырья для получения металлов, применяться в строительной индустрии (при производстве цемента). В работе [1] приводятся данные по рентгеновскому и синхротронному малоугловому рассеянию. Авторы отмечают, что в среднетиманских бокситах преобладают тонкодисперсные частицы порядка 40 нм. Метод малоуглового рассеяния имеет ряд ограничений: диапазон 0.001–1 мкм; показывает лишь эффективные размеры частиц, в то время как современные приборы на основе лазерной дифракции, включая анализатор частиц LS 13 320 XR (производитель Beckman Coulter, USA), позволяют определять распределение частиц в широком диапазоне от десятка нанометров до нескольких миллиметров.

Объекты исследования: образцы высокожелезистых и маложелезистых (белоцветных) разностей бокситов, а также каолинитовая глина, добываемая попутно с белоцветным бокситом Вежаю-Ворыквинского месторождения.

Результаты и их обсуждение

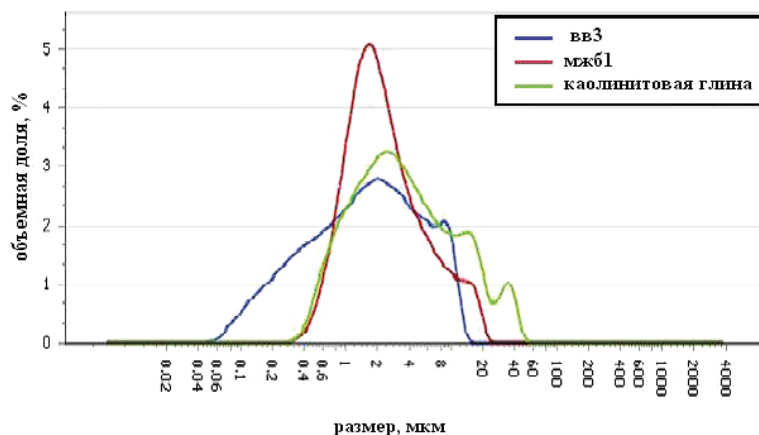
В тиманских бокситах зерна бёмита сосредоточены в классе — 5 мкм, значительная часть гематита и гётита также сосредоточена в тонких классах (— 0.5 мкм). Отмечается постепенное увеличение содержания диоксида кремния по мере уменьшения зерен от 10

мкм к 1 мкм и резкое увеличение его в классе — 1 мкм [2]. Авторы работы [2] связывают это с преобладанием каолинита, шамозита. Приведенные данные по вещественному составу размерных классов учитываются при предварительной обработке бокситовой руды и выборе технологий обогащения.

Для вещества бокситов и каолинистых глин, которое находится в высокодисперсном состоянии, требуются особые методы переработки, например, такие, которые описаны в работах по терморадикационному модифицированию бокситов [6–8].

Для сравнения полученных результатов в работе [2] нами был определен гранулометрический состав глинистой фракции с помощью метода лазерной дифракции на современном анализаторе частиц LS 13 320 XR, проведены ситовой и седиментационный анализы, химический состав определялся силикатным анализом, минералогический — методом рентгеновской дифракции.

Установлены распределения частиц по размерам для высокодисперсной (глинистой) фракции, на которую приходится от 20–30 % вещества руды. Графики распределения частиц приведены на рисунке. Графики имеют локальные экстремумы, соответствующие нескольким размерным фракциям. Для всех образцов на рисунке наблюдается общий диапазон от 0.3 до 20 мкм. Распределение частиц по размерам каждого образца имеет свою специфику (см. рисунок). Сопоставление данных рентгенофазового и гранулометрического анализа показало, что количество минеральных фаз коррелирует с количеством локальных экстремумов. Так, например,



Распределение частиц по размерам в высокодисперсной фазе

для бёмита предполагаемый диапазон размеров частиц находится в пределах 0.6–15 мкм.

Выводы

Полученные результаты хорошо согласуются с литературными данными по распределению бёмита, гематита, гётита и кремнезем-содержащих минералов в глинистой фракции [2].

Наблюдается корреляция между минеральными фазами образцов руд Вежаю-Варыквинского месторождения и соответствующими экстремумами на кривых распределения частиц по размерам. Последние зависят от степени устойчивости минеральных агрегатов к механическому воздействию, что определяется составом этих агрегатов.

Из кривых распределения частиц (рис 1) следует, что включение технологий глубокого фракционирования частиц высокожелезистых бокситов и каолинистых глин по размерам будет способствовать повышению качества сырья и перспективность апробирования метода для экспресс-оценки качества добываемых руд на Вежаю-Ворыквинском и других россыпных месторождениях.

Авторы благодарят ООО «Бекмен Культер» и центр коллективного пользования «Геонаука», на базе которых были проведены исследования.

Исследования были проведены при поддержке программы «Основные направления комплексной оценки и эффективного использования георесурсов Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона» ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. Беавоги М., Балмаев Б. Влияние гранулометрического состава боксита на степень извлечения на глиноземном заводе Фриа (Республика Гвинея) // ГИАБ. 2017. №9. С. 131–138.
2. Котова О. Б., Вахрушев А. В. Бокситы Тимана: минералоготехнологические особенности // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 3. С. 12–16.
3. Вахрушев А. В., Уляшев В. В., Петраков А. П. Изучение структуры маложелезистых бокситов методом синхротронного малоуглового рассеяния // Материалы 20-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 173–177.
4. Кормищикова З. И. Сравнительный анализ высокомолекулярных бокситов в качестве сырья для конструкционного материала // Минералого-

технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск: карельский научный центр РАН, 2011. С. 158–163.

5. *Kotova O., Gasaleeva G., Vakhrushev A.* Minerals of Bauxites and Residues: Problems of Processing and Enrichment (Russia) // Proceedings of the 11th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). 2015. P. 70

6. *Размыслов И. Н.* Фазовые изменения минералов бокситов при энергетических воздействиях // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. №6. С. 33–34.

7. *Котова О. Б., Размыслов И. Н., Ростовцев В. И., Силаев В. И.* Радиационно-термическое модифицирование железистых бокситов в процессах их переработки // Обогащение руд. 2016. № 4. С. 16–22.

8. *Razmyslov I., Kotova O., Silaev V., Lazlo. G.* Phenomenon of Microphase Heterogenization by Means of Endocrypt-Scattered Impurity of Rare and Noble Metals as a Result of Radiation by Accelerated Electrons of Bauxites // 14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). 2019. P. 133–135.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ТРИАСОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЕСТАНШОРСКОЙ СВИТЫ (ЮГО-ЗАПАД ПАЙ-ХОЯ)

К. П. Рязанов¹, А. Е. Цыбульская¹, М. А. Афонин^{2, 3},
Д. В. Громыко²

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург,

²БИН РАН, Санкт-Петербург,

³ФНЦ биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток
k-r-i-z26@mail.ru

Триасовые образования краевых и межгорных прогибов (коллизия) северо-восточного борта Коротаихинской литофациальной зоны Пай-Хоя представлены лестаншорской свитой (T_{1-2}/s) (рис. 1, [1]). Свита впервые была выделена Н. В. Шмелевым [2] и названа по ручью Лестаншор (приток р. Хей-Яга, юго-западный склон хр. Пай-Хой, Полярный Урал). В юго-западной части впадины в разрезе скв. ВК-14 в инт. 40–954 м выделен парастратотип свиты [3], а гипостратотип описан на р. Хейяха (Хей-Яга) ([4], скв. 1).

Основной целью настоящей работы является изучение образований нижнего-среднего триаса в юго-западной части хребта Пай-Хой.

В основу работы лег материал, отобранный К. П. Рязановым и А. Е. Цыбульской («ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург) в ходе полевых геологосъемочных работах на Югорском полуострове в июле-августе 2017 года. Во время экспедиции авторами было проведено литологическое изучение разрезов, а также собраны древесные остатки из лестаншорской свиты на правом берегу реки Янгарей в северо-восточной части Коротаихинской впадины (Архангельская область, Ненецкий автономный округ).

В северо-восточной части Коротаихинской зоны Пай-Хоя, где выходы нижнего-среднего триаса протягиваются широкой полосой от Вашутских озер (скв. ВК-14) на северо-запад (Янгарейский район) по побережью Баренцева моря к приустьевой части р. Большая Талота (скв. ОТК-3-65), разрезы лестаншорской свиты в разные годы исследовались многими геологоразведочными экспедициями.

Индско-анизийские образования триаса находятся на правом берегу реки Янгарей (т. н. 9800) в северо-восточной части Корота-

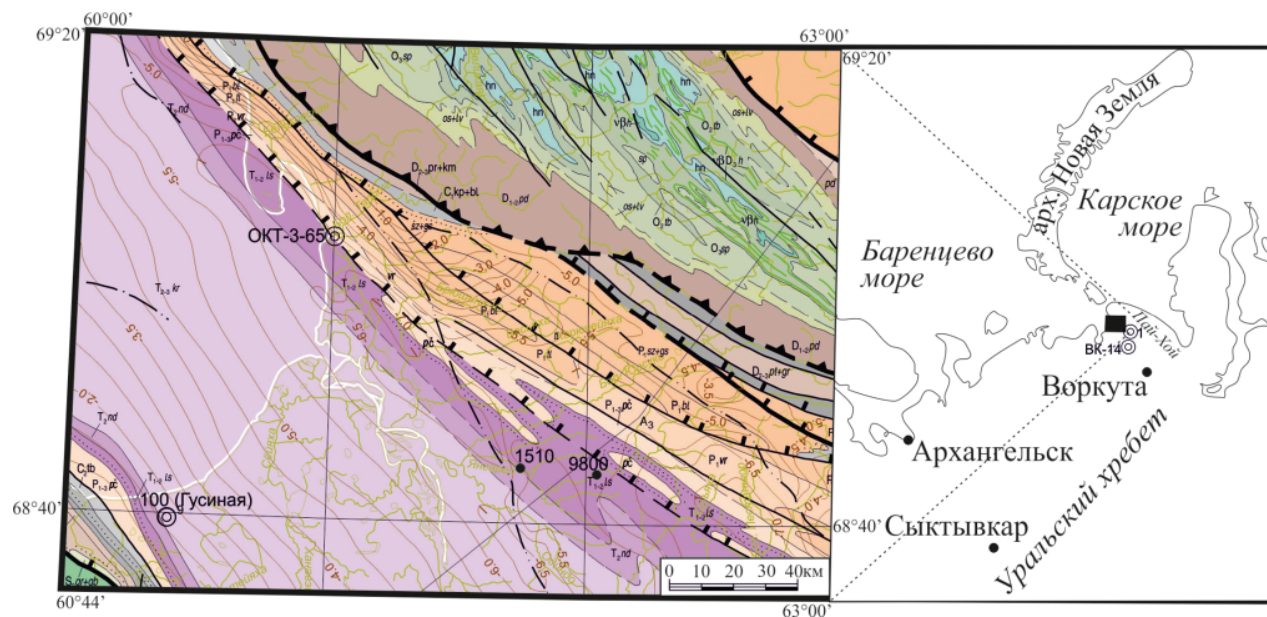


Рис. 1. Карта-схема местонахождения скважин, вскрывших образования нижнего–среднего триаса, опорных и стратотипических разрезов лестаншорской свиты (фрагмент геологической карты по материалам М.А. Шишкина [1]; с дополнениями авторов)

ихинской впадины (Архангельская область, Ненецкий автономный округ). Своеобразие лестаншорской свиты в разрезах прибортовых территорий Коротаихинской впадины придают покровные тела базальтов, приуроченные к низам триаса. В разрезе скв. ВК-14 они находятся среди верхней пачки переслаивания красноцветно-сероцветных аргиллитов и алевролитов нижней подсвиты (два покрова мощностью 27 м — нижний и 11 м — верхний, разделенные прослойом 1,5 м терригенных пород) [3, 5].

Триасовые образования лестаншорской свиты были изучены и разделены по-своему подсвитному делению при описании детального разреза (мощностью 700 м), по р. Янгарей — т. н. 1510 (рис. 2).

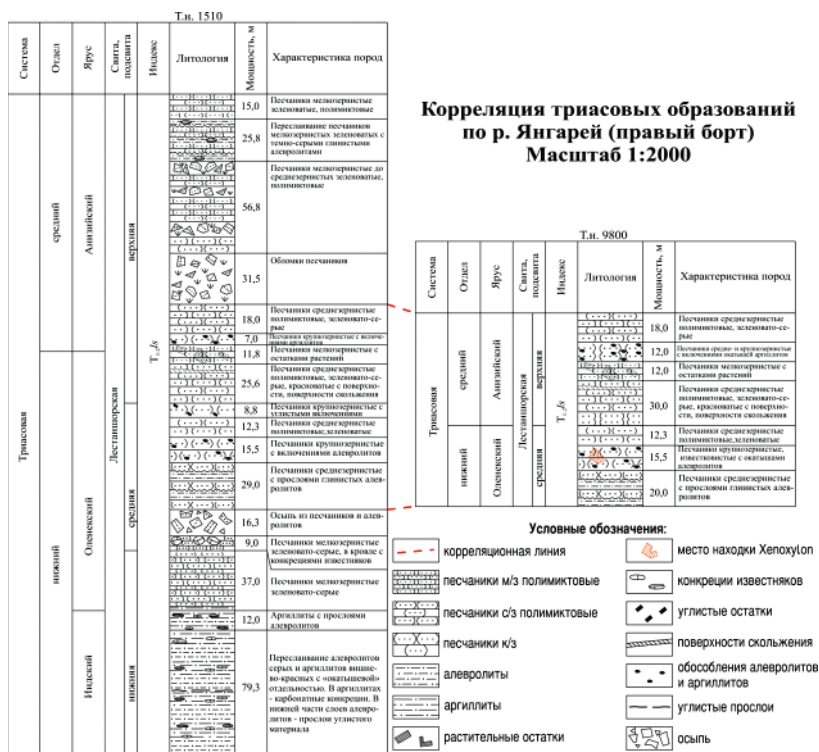


Рис. 2. Стратиграфические колонки образований лестаншорской свиты нижнего-среднего триаса по правому берегу р. Янгарей (т. н. 1510, 9800, по материалам Цыбульской, Рязанова, 2016)

Нижняя подсвита представлена разнозернистыми известковистыми песчаниками, циклическими интервалами песчаников мелко и средне зернистых зеленых, аргиллитов и алевролитов буро-красноцветных, часто встречаются пачки полимиктовых зеленоватых слаболитофицированных песчаников с прослоями гравелито-конгломератовых разностей (т. н. 1510). Базальных горизонтов в ходе геологосъемочных маршрутов не обнаружено. Возраст отложений подсвиты определяется как индский — низы оленекского яруса [2]. Мощность подсвиты 128,3 м.

Средняя подсвита. В каньоне р. Янгарей т. н. 1510 средняя часть свиты представлена обширными выходами разнозернистых серых и местами светло-зеленых полимиктовых песчаников с прослоями известковистых разностей и окатышами аргиллитов. В средней подсвите лестаншорской свиты (т. н. 9800) были обнаружены древесные остатки (рис. 2). Возраст отложений средней подсвиты характеризуется как раннеоленинский [6]. Мощность подсвиты 90,9 м.

Верхняя подсвита. Образования верхней части лестаншорской свиты состоят из песчаников разнозернистых с многочисленными растительными макроостатками, песчанисто-карбонатных конкреций, а также оолитов. Кровля и подошва представлены прослоями красноцветных линзовидно-залегающих аргиллитов, часто в форме карандашной отдельности. Возраст подсвиты датируется как верхнеоленинский — низы анисийского яруса [2]. Мощность подсвиты 191,5 м.

Отложения лестаншорской свиты со стратиграфическим перебоем (без углового несогласия) залегают на угленосных отложениях печорской серии. В стратотипических разрезах верхняя граница свиты проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты, серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты.

М. А. Афонимым и Д. В. Громыко (БИН РАН) было изучено 11 шлифов из 4 образцов. Два образца являются полностью замещенными, один образец включает небольшой фрагмент древесины с плохой сохранностью и один образец имеет хорошую сохранность анатомической структуры древесины (обр. № 9800).

Исследованный образец ископаемой древесины (№ 9800) характеризуется наличием отчетливых годовичных колец, гладких, непористых стенок клеток лучей, одиночных, крупных, оконцевых пор на полях перекреста, а также отсутствием смоляных ходов и лучевых трахеид. Наличие такого набора признаков свидетельствует о

том, что изученная ископаемая древесина должна быть отнесена к *Xenoxylon* Gothan (Coniferales) (рис. 3).

Морфород *Xenoxylon* был установлен В. Готаном [7] для ископаемых древесин хвойных, которые впервые были описаны С. Крамером [8] как *Pinites latiporosus* Cramer и *P. pauciporosus* Cramer из юрских отложений о-ва Западный Шпицберген (Норвегия). Находки ископаемых древесин *Xenoxylon* многочисленны и указываются из мезозойских отложений по всему Северному полушарию. Хвойные с древесиной типа *Xenoxylon* были широко распространены начиная с карниа (поздний триас) по маастрихт (поздний мел) включительно. К сожалению, несмотря на большое количество данных по *Xenoxylon*, его систематическое положение среди хвойных до сих пор остается дискуссионным. Исследованная нами ископаемая древесина имеет наибольшее сходство с древесиной *Xenoxylon* из группы *Meisteri* [9]. Это сходство отмечается в наличии одноряд-

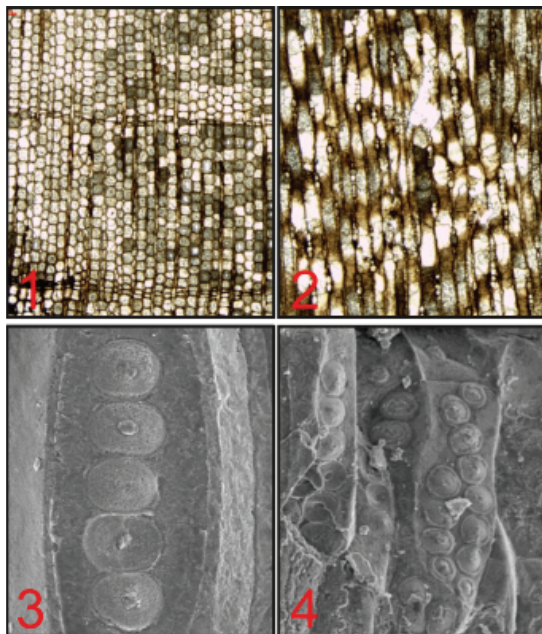


Рис. 3. Исследованный образец ископаемой древесины № 9800. Условные обозначения: 1 — Поперечный срез. Годичные кольца, переход от ранней древесины к поздней; 2 — Тангентальный срез. Однорядные лучи, тиллы; 3 — Радиальный срез. Поры на стенках трахеид; 4 — Радиальный срез. Поры на стенках трахеид

ных, сближенных, уплощенных, изредка округлых, свободно расположенных или в группах пор на радиальных стенках трахеид.

До настоящего времени в мире ископаемые древесины *Xenoxylon* были описаны только начиная с верхнетриасовых отложений. Таким образом, описанную нами находку *Xenoxylon* из нижнетриасовых отложений Коротаихинской литофациальной зоны Пай-Хоя можно рассматривать как одну из самых древнейших в мире.

Литература

1. Шишкин М. А., Шкарубо С. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41. Амдерма. Объяснительная записка. 2008.
2. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1968. 152.
3. Калантар И. З. Новое в стратиграфии триасовых отложений Полярного Предуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. С 46–61.
4. Хайцер Л. Л. Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы. Северная часть гряды Чернышева // Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1962. Т.37. Вып.1. С. 57–61.
5. Киричкова А. И. Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf
6. Ильина Н. В. Палинотратиграфия среднего триаса Тимано-Северорусского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.
7. Gothan, W. 1905. Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen-Hölzer. Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt 44: 1–108.
8. Cramer C. Fossile Hölzer der arctischen Zone / in O. Heer (ed.), Flora fossilis arctica // Die Fossile Flora Der Polarländer. Zürich: Druck und Verlag von Friedrich Schulthess. 1868. P. 167–180
9. Philippe M., Thüvenard F. Nosova N., Kim K., Naugolnykh S. Systematics of a palaeoecologically significant boreal Mesozoic fossil wood genus, *Xenoxylon* Gothan // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 193. P. 128–140.

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ КАМЕННОУГОЛЬНОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮГОРСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Э. Ю. Сантоцкий¹, К. П. Рязанов², В. А. Плаксина²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

k-r-i-z26@mail.ru

На территории исследуемого региона с 30-х годов XX века было известно лишь одно крупное флюоритовое месторождение в пос. Амдерма (Ненецкий АО, Архангельская обл.). На данный момент оно законсервировано. Однако на сегодняшний день в пределах изучаемой территории обнаружено значительное количество участков с признаками флюоритового оруденения, которые могут иметь важное значение для дальнейших поисков и разведки месторождений плавленого шпата. К ним относится Баренцевоморский участок, расположенный в западной части Югорского полуострова, охватывающий восточное побережье Баренцева моря. Флюоритовое оруденение в породах карбона было обнаружено и описано ранее различными авторами [2, 6], однако подробно не изучалось. В данной работе доизучены состав и строение болванской свиты ($C_{1-2}bl$) и хойпонганасейской толщи (C_2hr), впервые описаны минералогическая и петрографическая и минералогическо-геохимические особенности зон флюоритизации на исследуемом участке (рис. 1).

Основной целью работы является установление закономерностей формирования и распределения флюоритовой минерализации на западном склоне хребта Пай-Хой.

В основу работы лег материал, отобранный коллективом авторов в ходе полевых геолого-съемочных работах на Югорском полуострове в составе Оюско-Янгарейской партии в июле-августе 2017 года [3].

Изученные образцы отобраны в коренных выходах пород болванской свиты ($C_{1-2}bl$) и хойпонганасейской толщи (C_2hr). Представлены в основном серыми и светло-серыми органогенными известняками, и известковистыми доломитами [1].

В большинстве проявлений всех районов флюорит образует различной густоты вкрапленность во вмещающих известняках, мономинеральные участки и зоны в полиминеральных жилах и гнездах и изредка кристаллы различной величины и формы, погребенные в кальцитовый агрегат, либо образующие друзы на стенках полостей. Цвет флюорита, как правило, фиолетовый, с различной густотой фиолетовой окраски вплоть до бесцветного, реже лиловый. По текстурным особенностям, морфологии скоплений, внешнему виду и окраске флюорит всех проявлений довольно сходный, хотя для каждого района характерны и некоторые специфические особенности.

Для изучаемого района более типичен вкрапленный характер оруденения с менее густой вкрапленностью. В районе р. Большая Талота флюоритизация весьма специфична — тонкая вкрапленность флюорита в мелкозернистом известняке (рис. 2). В центральной части района преобладают кальцит-флюоритовые агрегаты, сформировавшиеся в результате выполнения трещин, пустот, пор (рис. 3).

На рис 4 видно, что по геохимическому составу флюоритсодержащие породы болванской свиты ($C_{1-2}bl$) разделяются на два типа: с пониженным содержанием магния (0.1–0.8 %) и с повышенным (10–20 %). Для первых концентрация фтора не превышает 200 ppm (6341-1), для вторых достигает 2000 ppm (6340-1). Таким образом можно сделать вывод, что флюоритовая минерализация напрямую



Рис. 2. Флюоритовая минерализация в известняке, Баренцевоморский участок

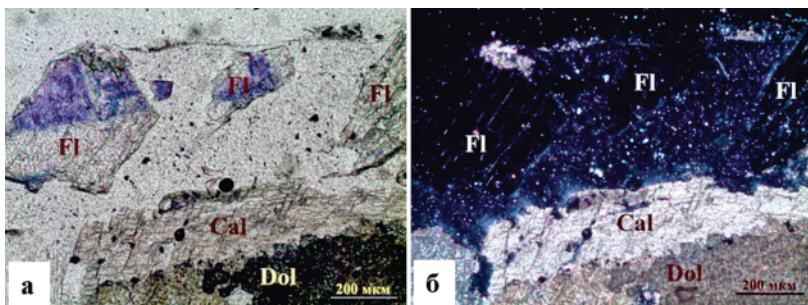


Рис. 3. Фрагмент кальцитовой жилы с флюоритом (Шлиф ШП6340-1) без анализатора (а) и с анализатором (б)

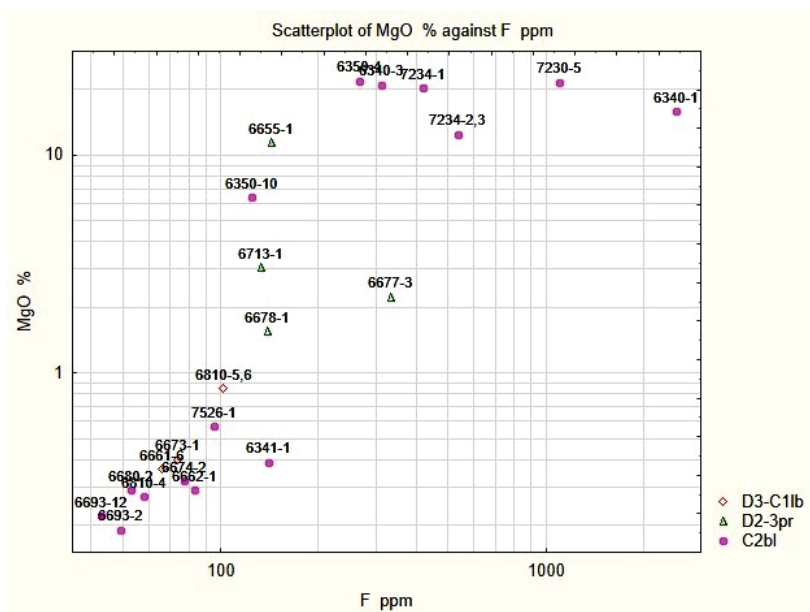


Рис. 4. График зависимости концентрации F от MgO

связана с наиболее доломитизированными известняками болванской свиты.

Генезис тонковкрапленной флюоритовой минерализации в породах западной части Югорского полуострова, как показывают детальные исследования, эпигенетический. Она формируется в результате выполнения микропор и замещения флюоритом зерен кальцита, слагающего известняк. Возможно, что источником

фтора являются вмещающие известняки и разрыв во времени между литификацией карбонатного осадка и развитием флюоритового метасоматоза невелик, но сам факт эпигенетического формирования стратиморфных флюоритовых руд в результате местной мобилизации фтора представляется вполне очевидным.

Можно предположить, что причиной мобилизации и переотложения фтора, приводящих к формированию эпигенетических концентраций флюорита на данном участке, явилась геохимическая деятельность пластовых вод (очевидно, хлоридного щелочно-земельно-натриевого типа). Усиление тектонической активности региона, связанное с орогенезом (пермь-триас), обусловило миграцию этих растворов, являющихся относительно низкотемпературными гидротермами [5].

Литература

1. Журавлев А. В., Вевель Я. А., Груздев Д. А. Местная стратиграфическая схема верхнего девона и карбона севера Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf
2. Иванова А. А., Михайлова Ю. И., Соловьев А. Т., Сомов М. М. Перспективная оценка флюоритоносности СССР на формационной основе // Флюорит. М., «Наука», 1976. С. 15–26
3. Рязанов К. П. Отчет «Выполнение геолого-съемочных работ в пределах листов R- 41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь)»; 2017
4. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчанова Е. В., Маркина Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с. + 10 вкл
5. Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. Н., Маркова Г. А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. Ленинград: изд. «Наука», 1982. 220 с.
6. Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Ромашкин Ю. Н., Маркова Г. А. Минералогия и генезис флюоритовых месторождений Европейского Северо-Востока. Сыктывкар. Фонды Коми филиала АН СССР, 1979.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА (ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ БАЗИТОВ МУСЮРСКОГО КОМПЛЕКСА)

И. Д. Соболев¹, И. В. Викентьев¹, А. В. Травин²

¹ИГЕМ РАН, Москва

²ИГМ СО РАН, Новосибирск

sobolev_id@mail.ru

На Полярном Урале встречаются дайки и силлы долеритов, лампрофиров, монцитонитов и эссексит-долеритов, которые прорывают все ордовикско-среднедевонские океанические и островодужные комплексы. Эти тела принято относить к мусюрскому (малоханмейскому) гипабиссальному комплексу. Возраст, металлогения и геодинамическая обстановка формирования этого комплекса различными исследователями трактуется по-разному. В основном на основании геологических данных и К-Аг датировок плагиоклаза возраст мусюрского комплекса оценивается от конца позднего девона до триаса.

Нами получены первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования роговой обманки и плагиоклаза из базитовых интрузивов мусюрского комплекса — 349 ± 3 , 347 ± 9 , 339 ± 4 , 334 ± 3 и 313 ± 10 млн лет, которые не противоречат геологическим данным. Эти датировки соответствуют времени коллизии Полярноуральской островодужной системы с палеоконтинентом Аркт-Лавруссия с образованием Раннеуральского орогена [1]. Внедрение даек и силлов могло происходить в местах локального растяжения на коллизионном (349–334 млн лет) и позднеколлизионном (313 млн лет) этапах. Надсубдукционные геохимические характеристики базитов (обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочarged элементов, Ta-Nb минимум, максимумы по Pb, Th-U) и высокая водонасыщенность расплава (4.5–4.7 мас. %), из которого они кристаллизовались, дополнительно свидетельствуют в пользу связи этих даек и силлов с процессами коллизии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 18-05-70041 («Ресурсы Арктики») и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0013).

Литература

1. *Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. № 5. С. 56–70.

АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОНОДОНТОВ И ОСТРАКОД В ЖИВЕТСКО-ФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ТИМАНА

М. А. Соболева, Д. Б. Соболев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

matusha.888@mail.ru

Конодонтовая зональность широко используется для биостратиграфического расчленения и корреляции живетских и франских отложений. Однако, отсутствие во многих районах Тимано-Североуральского региона зональных форм конодонтов из-за их фациальной приуроченности затрудняет биостратиграфические построения. В связи с этим, авторами данной статьи анализируется распространение конодонтов и остракод в мелководных живетско-франских отложениях Южного Тимана.

На Южном Тимане расположены стратотипические разрезы для многих местных и региональных подразделений среднего и верхнего девона. Значительная часть разрезов расположена в Ухтинском районе Республики Коми. Этот район относится к северо-восточному крылу Ухтинской антиклинальной складки, расположенной в северной части Ухта-Ижемского вала. Достаточно полную стратиграфическую последовательность имеют разрезы, расположенные в районе нижнего течения р. Ухта (приток р. Ижма) и скв. 1-Бальнеологическая, представленные мелководно-морскими глинистыми и глинисто-карбонатными отложениями тиманской и усть-ярегской свит (рис. 1). Скважина 1-Бальнеологическая пробурена на юго-западной окраине г. Ухта. Южнее этих разрезов расположен преимущественно карбонатный разрез ыбской свиты. Разрез ыбской свиты вскрыт по левому борту руч. Шера, выше по течению от карьера «Шераель» (рис. 1). Район исследований приурочен к возвышенности Джемжимпарма и расположен в юго-юго-западной части Тиманской гряды, практически в зоне сочленения двух структур Мезенская синеклиза и Тиманская гряда. В административном плане разрез Шера расположен в Усть-Куломском районе Республики Коми.

История биостратиграфических исследований девонских отложений Южного Тимана насчитывает более 50 лет. Конодонты верхнетиманской и усть-ярегской свит на рассматриваемой терри-

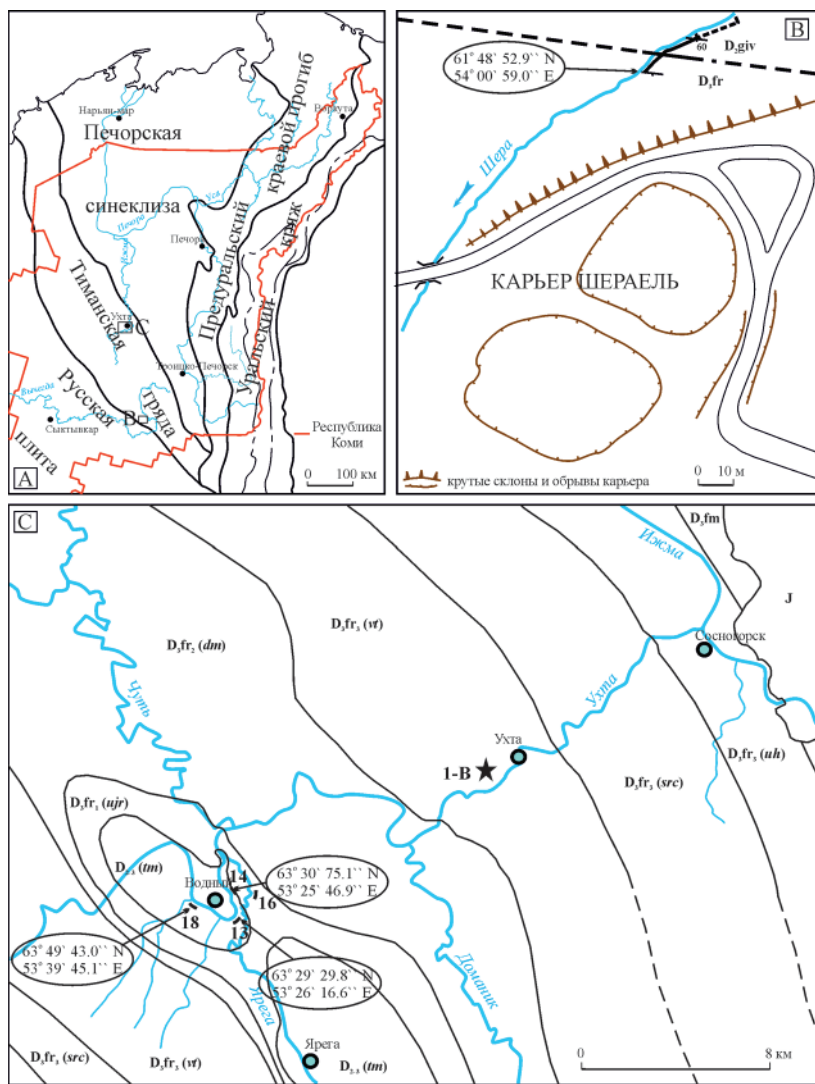


Рис. 1. А — местонахождение района исследований на тектонической схеме Тимано-Печорской провинции; В — расположение живетско-франских отложений по руч. Шера; С — расположение живетско-франских отложений по р. Ухта (обн. 18, 13, 14, 16) и скв. 1-Бальнеологическая (1-В)

тории изучали В. Г. Халымбаджа, Ю. В. Деулин, Л. И. Мельникова, А. В. Кузьмин, Н. С. Овнатанова, Л. И. Кононова, а остракоды — Г. П. Мартынова, Е. Н. Поленова, В. Г. Егоров, Н. А. Фокин, М. Н. Москаленко, А. Н. Орлов, В. А. Чижова и др. В работе [2] приводится биолитостратиграфическая схема верхнеживетских и франских отложений Ухтинского района. Конодонтовая зональность разработана — В. Г. Халымбаджой и А. В. Кузьминым, а остракодовая — Н. А. Фокиным и М. Н. Москаленко. Позднее, была создана местная конодонтовая зональность на основе последовательности конодонтовых комплексов, установленной в разрезах Южного Тимана, в том числе стратотипах франского яруса в Ухтинском районе [13]. Местная остракодовая зональность Южного Тимана прослеживается в разновозрастных отложениях гряды Чернышева [3], несмотря на существенную дифференциацию мелководного палеобассейна в живетско-франское время.

Нижнетиманская подсвита вскрыта в разрезе скв. 1-Бальнеологическая (307–239.5 м). Комплекс конодонтов нижнетиманской подсвиты представлен *Polygnathus varcus* Stauff., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Polygnathus webbi* Ulr. et Bassl., *Polygnathus* cf. *brevilaminus* Br. et Mehl, *Icriodus nodosus* Br. et Mehl и др. [2], вероятно, характеризующие зоны *varcus* — *hermani-cristatus* живетского яруса. Комплекс остракод представлен *Pseudonodellina strelniensis* Pol., *Cavellina devoniana* Eg., *Nodella faceta* Rozhd., *Buregia krestovnikovi* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., *Bairdia kynovensis* Rozh. и др. [2, 7]. Поскольку зональный вид *Ornatella multiplex* Rozhd. отсутствует, нами выделены слои с *Pseudonodellina strelniensis* Pol., которые условно сопоставляются с остракодовой зоной *Ornatella multiplex* (рис. 2).

Верхнетиманская подсвита представлена в разрезе скв. 1-Бальнеологическая (239.5–147.5 м) и разрезе по р. Ухта (обн. 18, 13, 14). В верхнетиманской подсвите скв. 1-Бальнеологическая отмечено только появление конодонтов *Polygnathus foliatus* Bryant [7]. Комплекс конодонтов верхнетиманской подсвиты в разрезе по р. Ухта (обн. 18) более многочисленный и представлен *Polygnathus pennatus* Hinde, *Polygnathus webbi* Stauff., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Polygnathus incompletus* Uyeno, *Polygnathus brevilaminus* Br. et Mehl, *Polygnathus foliatus* Bryant, *Polygnathus alatus* Huddle, *Polygnathus lanei* Kuzm, *Icriodus expansus* Br. et Mehl, *Icriodus nodosus* Br. et Mehl, *Ancyrodella binodosa* Uyeno [1–2, 8]. По мнению А. В. Кузьмина [1], появление *Polygnathus lanei* Kuzm. фиксирует границу между живетским и франским ярусами внутри тиманской свиты. Конодонты

Ancyrodella binodosa Uyeno, *Polygnathus lanei* Kuzm. и *Polygnathus incompletus* Uyeno являются дополнительными маркерами нижней границы франского яруса [9] и характеризуют нижнюю подзону конодонтовой зоны *Mesotaxis falsiovalis* [14], эквивалентную зоне *Ancyrodella pristina* [10]. Вид-индекс нижней границы франского яруса *Ancyrodella rotundiloba pristina* Kh. et Chern. [10] в разрезе по р. Ухта не обнаружен. Однако комплекс конодонтов предполагает наличие конодонтовой зоны *Ancyrodella pristina* (рис. 2). В обн. 13 и 14 отмечается появление конодонтов *Polygnathus posterus* Kuzm. и *Polygnathus Ijaschenko* Kuzm., которые широко распространены в нижнефранском подъярусе верхнего девона.

По остракодам верхнетиманская подсвита соответствует зоне *Cavellina devoniana* [4]. Однако, вид-индекс этой зоны появляется гораздо раньше и входит в состав комплекса нижележащей зоны *Ornatella multiplex*. Поэтому, мы выделяем здесь слои с *Acratina pestrozvetica* Eg. (рис. 2). В разрезе скв. 1-Бальнеологическая они содержат комплекс остракод *Acratina pestrozvetica* Eg., *Cytherellina cuneata* Rozhd., *Healdianella inclinata* Pol., *Schneideria schigrovskiensis* (Pol.), *Rectella elata* Zasp. В разрезе по р. Ухта комплекс слоев с *Acratina pestrozvetica* наиболее представительный. Помимо проходящих видов *Cavellina devoniana* Egorov, *Nodella faceta* Rozhd., *Buregia krestovnikov* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., в обн. 18 отмечается появление *Cavellina uchensis* Eg., *Rectella elata* Zasp., *Gravia fabra* Zasp., *Acratina pestrozvetica* Eg. В кровле верхнетиманской подсвиты в разрезе по р. Ухта отмечается появление *Cytherellina cuneata* (Rozhd.) и *Nodella* sp. (sensu Moskalenko, 1997). Сходные *Nodella* sp. с характерным заднебрюшным шипом были отмечены И. О. Евдокимовой [11] в усть-ярегской свите Среднего Тимана.

Заметные изменения в остракодовых комплексах верхнетиманской подсвиты позволяют сопоставить ее с ыбской свитой (возможно, со средней частью), вскрытой по руч. Шера. Слои с *Acratina pestrozvetica* Eg. в ыбской свите представлены *Acratina pestrozvetica* Eg., *Rectella elata* Zasp., *Bairdia* aff. *naumovae* Eg. и др. Таким образом, выделенные слои имеют широкое распространение и обеспечивают надежную корреляцию разрезов Южного Тимана. Подстилающие отложения представлены комплексом остракод *Bairdia resima* Sch., *Gravia fabra* Zasp., *Cytherellina cuneata* (Rozh.), *Aparchitellina incognita* T. Soz., ms, *Bairdia timanica* Mosk., преимущественно ранне-позднетиманского возраста. Поэтому мы не исключаем вероятность их сопоставления с нижнетиманской подсвитой.

Griv ₃		Fr ₁				Ярус, подъярус	
lower disparilis	upper disparilis	norrisi	lower falsiovalis	upper falsiovalis	transitans	Стандартные конодонтовые зоны [14]	
	dengleri sagitta		pristina	rotundiloba	rugosa	Конодонтовые зоны Тафилалт [9], конодонтовые зоны [10]	
	disparilis			MN 1	MN 2	Конодонтовые зоны Монтань-Нуар [12]	
						Остракодовые зоны ТПП [2-4]	
Omatella multiplex			Cavellina devoniana		Cavellina chvorostanensis - E. (R.) scabrosa	Свита, подсвита	
Нижнетиманская			Верхнетиманская		Усть-Ярская		
	Слой с Pseudonodelina strelniensis		rotundiloba ?	rugosa	transitans	Скважина 1-Бальнеологическая	
				Слой с Acratina pestrozvetica			Cavellina chvorostanensis - E. (R.) scabrosa
			pristina ?	?	rugosa	transitans	Разрез по р. Ухта
					Слой с Acratina pestrozvetica		
			Ыбская			Свита	
	?		rotundiloba	soluta		Разрез по руч. Шера	
			Слой с Pol. webbi	Слой с Pol. jaschenko	Слой с Bairdia sokolovi		
			Слой с Acratina pestrozvetica				

Рис. 2. Корреляция конодонтовых и остракодовых зон среднего и верхнего девона с выделением биостратонов по трем разрезам

Слои с *Acratina pestrozvetica* Eg. в ыбской свите сменяются на слои с *Bairdia sokolovi* Eg., которые, вероятно, соответствуют началу изменений в комплексе остракод перед появлением зонального комплекса *Cavellina chvorostanensis* - *Entomozoe* (R.) *scabrosa* (рис. 2). Слои с *Bairdia sokolovi* Eg. представлены комплексом остракод *Bairdia sokolovi* Eg., *Bairdia* aff. *uchtaensis* Eg., *Polenovia nurlatica* Sch., *Bairdia* (*Rectobairdia*) aff. *chalonensis* Casier и *Nodella* sp. (sensu

Moskalenko, 1997), *Nodella faceta* Rozhd., *Schneideria schigrovskiensis* (Pol.). Большинство указанных видов характерны для денисовских слоев северо-востока Русской платформы и усть-ярегской свиты Южного Тимана.

По конодонтам ыбская свита в разрезе по руч. Шера расчленяется на слои с *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzm., слои с *Polygnathus webbi* Stauff., зону *Ancyrodella soluta* [9–10] и зону *Ancyrodella rotundiloba*, которые сопоставляются с нижней подзоной конодонтовой зоны *Mesotaxis falsiovalis* [14] (рис. 2). Слои с *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzm. включают комплекс конодонтов широкого стратиграфического распространения: *Polygnathus pennatus* Hinde, *Polygnathus reimersi* Kuzm., *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzm., *Mehlina gradata* Youngq., *Polygnathus* aff. *foliatus* Bryant, *Polygnathus webbi* Stauff., *Polygnathus pollocki* Druce M1. Сходный комплекс выделен нами в разрезе кедзыдшорской свиты по р. Косью на западном склоне Приполярного Урала [5].

Следующий комплекс конодонтов характеризует слои с *Polygnathus webbi* Stauff. (рис. 2). Слои с *Polygnathus webbi* Stauff. в ыбской свите представлены *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult., *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult. — *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl., *Polygnathus dengleri dengleri* Bisch. et Ziegl., *Polygnathus pennatus* Hinde, *Polygnathus reimersi* Kuzm., *Polygnathus webbi* Stauff., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzm., *Polygnathus dubius* Hinde, *Polygnathus pollocki* Druce M1, *Polygnathus* cf. *alatus* Huddle, *Klaperina ovalis* Ziegl. et Kl. и др. Появление вида *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult. фиксирует основание нижней подзоны конодонтовой зоны *Mesotaxis falsiovalis* [14], эквивалентной зоне *Skeletognathus norrisi* [10] в живетском ярусе. Однако вид *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult. прослеживается и выше в отложениях франского яруса, поэтому в разрезе по руч. Шера нами выделены слои с *Polygnathus webbi* Stauff.

Вышележащий интервал ыбской свиты характеризует конодонтовые зоны *Ancyrodella soluta* и *Ancyrodella rotundiloba* франского яруса [9, 10] и представлен комплексом конодонтов *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult., *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandb., Ziegl. et Bult., *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* Br., *Polygnathus webbi* Stauff., *Polygnathus* cf. *reimersi* Kuzm. Сначала появляется *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandb., Ziegl. et Bult., а затем *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* Br., что отражает последовательность их появления в новой схеме конодонтовой зональности [10]. Первое появление коно-

донтов *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandb., Ziegl. et Bult. установлено нами в разрезах западного склона Приполярного Урала в интервале верхней подсвиты кедзыдшорской свиты [5–6].

Усть-ярегская свита представлена в разрезе скв. 1-Бальнеологическая (147.5–121 м) и разрезе по р. Ухта (кровля обн. 14 и обн. 16). Комплекс конодонтов усть-ярегской свиты в скв. 1-Бальнеологическая немногочисленный. Сначала появляются *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* Bryant, вероятно, характеризующие зону *Ancyrodella rotundiloba* [10], затем появляются *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl., *Klaperina ovalis* Ziegl. et Kl. и *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl [7]. Комплекс конодонтов с видом-индексом *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl. характеризует верхнюю подзону конодонтовой зоны *Mesotaxis falsiovalis* франского яруса [14], эквивалентную зоне *Ancyrodella rugosa* [10]. В кровле усть-ярегской свиты отмечено появление *Ancyrodella rotundiloba alata* Glen. et Kl., а выше вида-индекса *Palmatolepis transitans* Mull. [7], характеризующего конодонтовую зону *transitans* нижефранского подъяруса.

В усть-ярегской свите по р. Ухта (обн. 14) отмечается более существенное обновление конодонтов. Комплекс конодонтов представлен *Ancyrodella rotundiloba* Bryant, *Ancyrodella alata* Glen. et Kl., *Ancyrodella rugosa* Br. et Mehl, *Ancyrodella mouraviffi* Garcia-Lopez, *Ancyrodella soluta* Sandb., Ziegl. et Bult., *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult., *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl., *Polygnathus posterus* Kuzm., *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzm., *Polygnathus pennatus* Hinde, *Polygnathus webbi* Stauff., *Polygnathus lanei* Kuzm., *Polygnathus spatulatus* Young. и др. [2]. Из них важными являются *Ancyrodella rugosa* Br. et Mehl и *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl. — виды-индексы верхней подзоны конодонтовой зоны *Mesotaxis falsiovalis* франского яруса [14] и зоны *Ancyrodella rugosa* [10]. Основная часть усть-ярегской свиты представлена в обн. 16. В кровле усть-ярегской свиты отмечается появление *Mesotaxis bogoslovskyi* Ovn. et Kuzm. и вида-индекса *Palmatolepis transitans* Mull. [2].

Комплекс остракод усть-ярегской свиты в скв. 1-Бальнеологическая представлен *Acratia gassanovae* Eg., *Entomozoe (R.) scabrosa* Pol., *Ungerella jaregae* (Mart.) и др. и характеризует остракодовую зону *Cavellina chvorostanensis* - *Entomozoe (R.) scabrosa* [7]. В разрезе по р. Ухта (обн. 14) отмечается последовательность появления остракод. Сначала появляются *Cavellina chvorostanensis* Pol., затем *Entomoprimitia (R.) scabrosa* (Pol.) и *Ungerella jaregae* (Mart.), которые характерны для зоны *Cavellina chvorostanensis* - *Entomozoe (R.)*

scabrosa [2]. В обн. 16 усть-ярегская свита широко представлена видами *Entomoprimitia (R.) scabrosa* (Pol.) и *Ungerella jaregae* (Mart.) [2].

Таким образом, заметные изменения в конодонтовых и остракодовых комплексах отмечаются практически с основания усть-ярегской свиты и связаны с постепенным увеличением глубины морского бассейна. На этом уровне появляются конодонты *Ancyrodella rugosa* Br. et Mehl и *Mesotaxis asymmetrica* Bisch. et Ziegl., которые характеризуют зону *Ancyrodella rugosa*. Остракоды усть-ярегской свиты представлены комплексом зоны *Cavellina chvorostanensis* — *Entomoprimitia (R.) scabrosa*.

В тоже время заметные изменения в конодонтовых комплексах ыбской свиты отражают важную последовательность появления зональных видов *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult. — *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandb., Ziegl. et Bult. — *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* Br. Конодонтовая зона *Ancyrodella soluta* обеспечивает надежную корреляцию разрезов Тимано-Североуральского региона и имеет существенное значение для разрешения вопроса о нижней границе франского яруса верхнего девона на территории Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Кузьмин А. В. Нижняя граница франского яруса на Русской платформе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 111–120.
2. Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана. Путеводитель полевой экскурсии // Юдина Ю. А., Москаленко М. Н. СПб., 1997. 80 с.
3. Орлов А. Н., Фокин Н. А. Биостратиграфическая зональность по остракодам франских отложений Тимано-Печорской провинции // Советская геология. 1991. № 5. С. 25–30.
4. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Ред. Ржонсницкая М. А., Куликова В. Ф., Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.
5. Соболева М. А., Соболев Д. Б., Матвеева Н. А. Литология и биостратиграфия разреза франского яруса и пограничных отложений на р. Косью (Приполярный Урал) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 4. <http://www.ngtp.ru/upload/iblock/6db/43%202018.pdf>
6. Соболева М. А., Соболев Д. Б., Матвеева Н. А. Разрез франского яруса на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) — результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопно-геохимических исследований // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf.

7. Фокин Н. А. Отчет по теме «Стратиграфия разнофациальных отложений франского яруса Южного и Северного Тимана по остракодам и конодонтам» (Инв. № 9678, Гос. Рег. № 24-79-15/81). Ухта: Коми АССР, 1981.
8. Халымбаджа В. Г. Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1981. 212 с.
9. Aboussalam Z. S., Becker T. New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco) // Geological Quarterly. 2007. V. 51. N. 4. P. 345–374.
10. Becker R. T., Kunigshof P., Brett C. E. Devonian climate, sea level and evolutionary events-an introduction // Becker R. T., Kunigshof P., Brett C. E. (Eds.). Devonian climate, sea-level and evolutionary events. Geological Society London, Special Publication 423, 2016. P. 1–10.
11. Evdokimova I. O. New data on the Frasnian ostracods from the Middle Timan Region, Russia: taxonomy, biostratigraphy, palaeoecology // STRATA, sŕrie 1: Communications, 2015 (IGCP 596-SDS Symposium, Abstracts). V. 16. P. 48–49.
12. Klapper G. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession // McMillan N. J., Embry A. F., Glass D. J. (Eds.). Devonian of the World: Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System. Can. Soc. Pet. Geol. 14, 1989. P. 449–468.
13. Ovnatanova N. S., Kuzmin A. V., Menner V. V. The Succession of Frasnian Conodont Assemblages in the Type Sections of the Southern Timan-Pechora Province (Russia) // Boll. Soc. Paleontologica Italia. Modena. 1999. V. 37. N 2/3. P. 349–360.
14. Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. № 121. 115 p.

КОНОДОНТЫ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛУДЛОВА И ПРЖИДОЛА ОБН. 236 Р. КОЖЫМ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Л. В. Соколова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sokolova@geo.komisc.ru

Конодонты верхнего силура, их разнообразие и распространение в Тимано-Североуральском регионе были впервые изучены С. В. Мельниковым [2, 3, 6]. Исследователем было сделано заключение о своеобразности конодонтовой фауны силура в регионе и указано на необходимость дальнейшего детального ее изучения [4]. В настоящее время отложения верхнего силура (лудлова и пржидола) в регионе расчленены по конодонтам на единую крупную экзону *Ozarkodina-Oulodus-Ctenognathodus* [3].

В работе представлены предварительные данные о разнообразии конодонтов из пограничного интервала лудлова и пржидола обн. 236 р. Кожым, ранее детально охарактеризованных по брахиоподам Т. М. Безносовой [1].

Автором принята утвержденная унифицированная схема расчленения верхнесилурийских отложений западного склона Урала [5]. В схеме к лудлову отнесены отложения падимейтывисского и сизимского горизонтов, к пржидолу — белушьяинского и карповского горизонтов. Граница между лудловом и пржидолом проведена в основании комковатых известняков белушьяинского горизонта по эволюционной смене брахиопод *Didymothyris didima* (Dalm.) и *Collarothyris canaliculata* (Wenz.) [1, 5, 7].

Основу исследования составляет коллекция конодонтов, выделенная из 22 образцов отобранных др. П. Мянником и В. А. Матвеевым во время полевого сезона 2012 г. из верхней части сизимского горизонта, и 12 образцов, отобранных автором во время полевого сезона 2014 г. из нижних слоев белушьяинского горизонта. Пробы растворялись в 8 % уксусной кислоте и обрабатывались по стандартной методике.

Изученный интервал пограничных отложений лудлова и пржидола вскрывается в обн. 236, расположенном на левом берегу р. Кожым в устье р. Сыбью.

В изученном интервале выделены два комплекса конодонтов с различными видами-доминантами (см. рисунок).

Комплекс I с *Adctenognathodus* sp. nov A и *Ozarkodina confluens* в обн. 236 характеризует отложения верхней части сизимского горизонта и представлен видами *Wurmiella excavata* (Branson et Mehl), *Wurmiella* sp., *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl), *Adctenognathodus* sp. nov A, *Adctenognathodus* sp. nov B, *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl), *Panderodus* spp., конусовидными элементами и неопределимыми фрагментами родов *Ozarkodina*, *Oulodus* и *Ctenognathodus*.

Комплекс характеризуется низким таксономическим разнообразием, заметным преобладанием видов *Adctenognathodus* sp. nov A или *Ozarkodina confluens*. Численность первого таксона-доминанта *Adctenognathodus* sp. nov A от общего числа элементов в пробах колеблется от 37 до 97 % , второго вида-доминанта *Oz. confluens* — от 33 до 84 %. С появлением *Oz. confluens* численность первого вида-доминанта снижается.

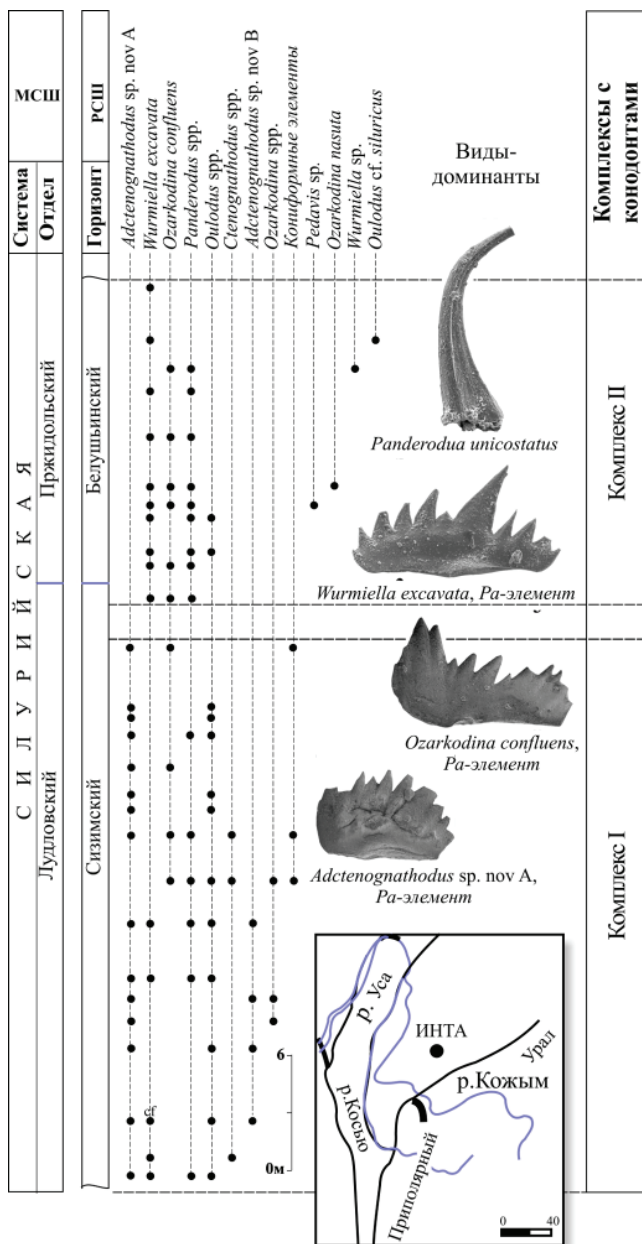
К границе лудлов-пржидол в обн. 236 исчезают представители местного рода *Adctenognathodus*, рода *Ctenognathodus* и конусовидные элементы.

Комплекс II с *Panderodus* spp. и *Wurmiella excavata* характеризует отложения нижней части белушьянского горизонта. В составе комплекса определены виды *W. excavata*, *Oz. confluens*, *Oz. nasuta*, *Pedavis* sp., *Oulodus* cf. *siluricus*, *Panderodus unicostatus*, *Panderodus* spp.

Разнообразие конодонтов низкое, однако наблюдается обновление родового и видового состава, существенное для обедненного комплекса. Появляются род *Pedavis* и виды *Oz. nasuta* и *Oulodus* cf. *siluricus*. Присутствие вида *Oz. nasuta* позволяет датировать возраст слоев как верхний лудфордий — пржидол.

По количеству экземпляров и частоте встречаемости в пробах заметно преобладает род *Panderodus*. Численность элементов пандеродусов в пробах составляет от 62 до 84 % от общего числа конодонтовых элементов. В комплексе I из верхней части сизимского горизонта численность элементов рода *Panderodus* в пробах колебалась от 3 до 31 %.

Таким образом, смена видов-доминантов и обедненный состав конодонтовых комплексов с одновременным обновлением таксономического разнообразия — появлением рода *Pedavis* и видов *Oz. nasuta* и *Oulodus* cf. *siluricus* и исчезновением местного вида доминанта *Adctenognathodus* sp. nov A — указывает на событийный уровень в развитии конодонтов силура в изученном интервале разреза.



Разнообразие и распределение конодентов в пограничных отложениях лудлова и пржидола обн. 236 р. Кожым

Автор благодарен др. П. Мяннику и В. А. Матвееву за предоставленные для изучения образцы на микрофауну из отложений сизимского горизонта.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № ГРАААА-А17-117121270038-1 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-50.

Литература

1. *Безносова Т. М.* Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.
2. *Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.
3. *Мельников С. В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североруральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
4. *Мельников С. В.* Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала (р. Кожым) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 275–278.
5. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Сост. Н. Я. Анцыгин. Екатеринбург, 1994. 95 с.
6. Опорные разрезы верхнего силура и нижнего девона Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1983. 74 с.
7. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовика и силуру Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 115 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО СИЛУРА ВАЛА ГАМБУРЦЕВА

И. Л. Ульныров, Т. В. Майдль, Н. С. Лавренко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ulnyrov_iv@mail.ru

В настоящее время карбонатные породы являются одним из важнейших объектов прироста запасов углеводородов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП). На разрабатываемых месторождениях вала Гамбурцева основные запасы нефти сконцентрированы в пределах нижнедевонских пластов (овинпармский и сотчемкыртинский горизонты), которые являются здесь приоритетными при геологической разведке и разработке залежей на нефть. Тем не менее, из верхнесилурийских отложений также были получены притоки нефти на ряде площадей. Детальное изучение седиментационных обстановок, а также коллекторских характеристик пород силурийских отложений, позволит увеличить площадь перспективных нефтегазоносных территорий за счет выявления потенциальных коллекторских толщ в отложениях силура.

Отложения верхнего силура изучены в девяти скважинах 3, 13, 14 — Нядеюские, 1, 32, 35 — Хасырейские и 21, 22, 25 — Черпаюские, представленные лудловским и пржидольским ярусами.

Анализируя данные, девяти скважин, можно заметить циклическую смену условий осадконакопления во времени. Распределение литотипов по разрезу демонстрирует чередование осадков регрессий и трансгрессий как в отдельных пачках, так и в проанализированных разрезах в целом.

Начало трансгрессивного этапа происходит на границе гердьюского и гребенского горизонтов. Условия литоральных обстановок переходят в условия открытого шельфа.

Исследуя представленные на профиле разрезы скважин, можно отметить, что его северная часть представлена более полно и более глубоководными отложениями, а разрезы южной части, в пределах Черпаюской площади, более мелководны и сформированы в условиях палеоподнятия.

Литолого-фациальная характеристика [5, 8] верхнесилурийских отложений свидетельствует о том, что гердьюское время ха-

рактизуется обмелением бассейна вплоть до формирования прибрежных лагун и временных водоемов. В гребенское время в данном районе преобладали более глубоководные условия открытого шельфа, шельфовых отмелей, а также обстановки сублиторали.

Изменение фациальных условий обусловлено развитием бассейна седиментации. В гердьюское время существовал бассейн закрытого типа с физическим барьером (рифы и отмели) на бровке шельфа. А в гребенское время в период трансгрессии бассейн седиментации отличался открыто-морскими обстановками в условиях карбонатной платформы рампового типа [1, 6].

Согласно оценке петрофизических параметров, силурийские карбонатные породы комплекса можно отнести к классу слабопроницаемых [3, 7]. Более пористые породы отмечаются в пределах Черпаюского месторождения на контакте с нижедевонскими пластами, так как данная часть разреза является палеоподнятием.

На Черпаюской площади общая пористость карбонатных пород гребенского горизонта изменяется в среднем от 0 до 6 %, (глубина залегания 2150–2300 м), на Хасырейском месторождении в скважине № 1 до 6–7 % (гердьюский горизонт, глубина залегания 3225 м), а на Нядеюском месторождении общая пористость пород составляет в среднем 0–2 %.

Проницаемость пород в кровле гребенского горизонта Черпаюского месторождения варьирует от 0 до 2 мД, а в отдельных образцах достигает 11–12 мД. В остальных изученных скважинах проницаемость карбонатных пород равна нулю (рис. 1).

При микроскопическом исследовании было установлено, что пустотное пространство пород-коллекторов представлено порами, кавернами и трещинами в различном соотношении присутствующих в породах [2, 4].

Преобладание трещин типично для трещинного типа коллекторов. Для них характерно неравномерное распределение открытых, линейных и извилистых микротрещин. Стенки трещин неровные, шероховатые, ширина раскрытия меняется от 0.1 до 0.5 мм. Наличие большого количества стилолитовых полостей также обуславливает повышение фильтрационных свойств данного типа (рис. 2, а, б).

Второй тип пустотного пространства кавернозно-пористый. Пустоты представлены вторичными порами и мелкими кавернами щелевидной, изометричной и угловатой формы приуроченными к растворенным реликтам органических остатков (рис. 2, ж, з), обломков породы (рис. 2, г, д), кристаллов доломита (рис. 2, в). Размер

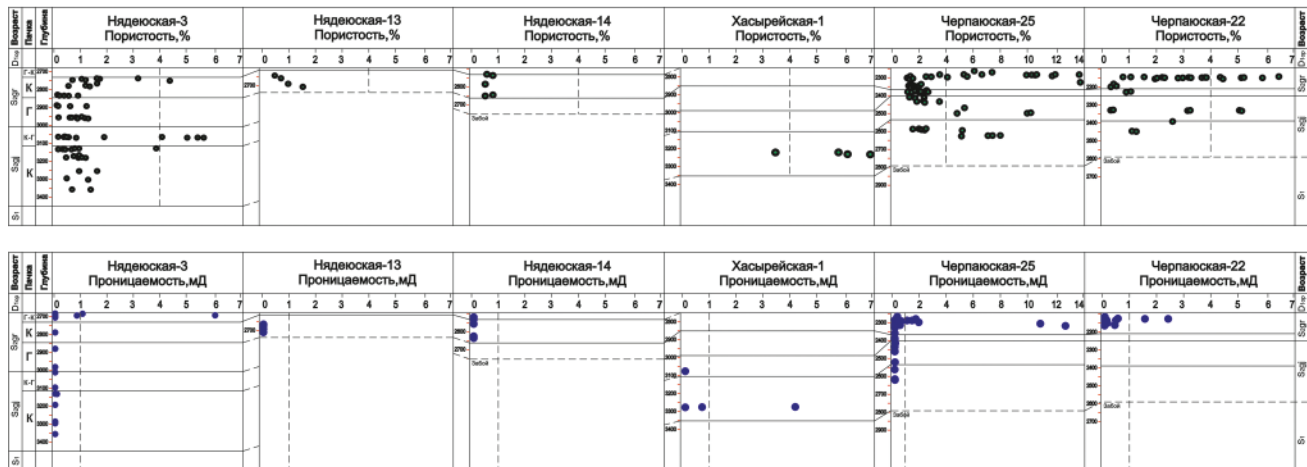


Рис. 1. Схема распределения параметров общей пористости и проницаемости в породах верхнего силура

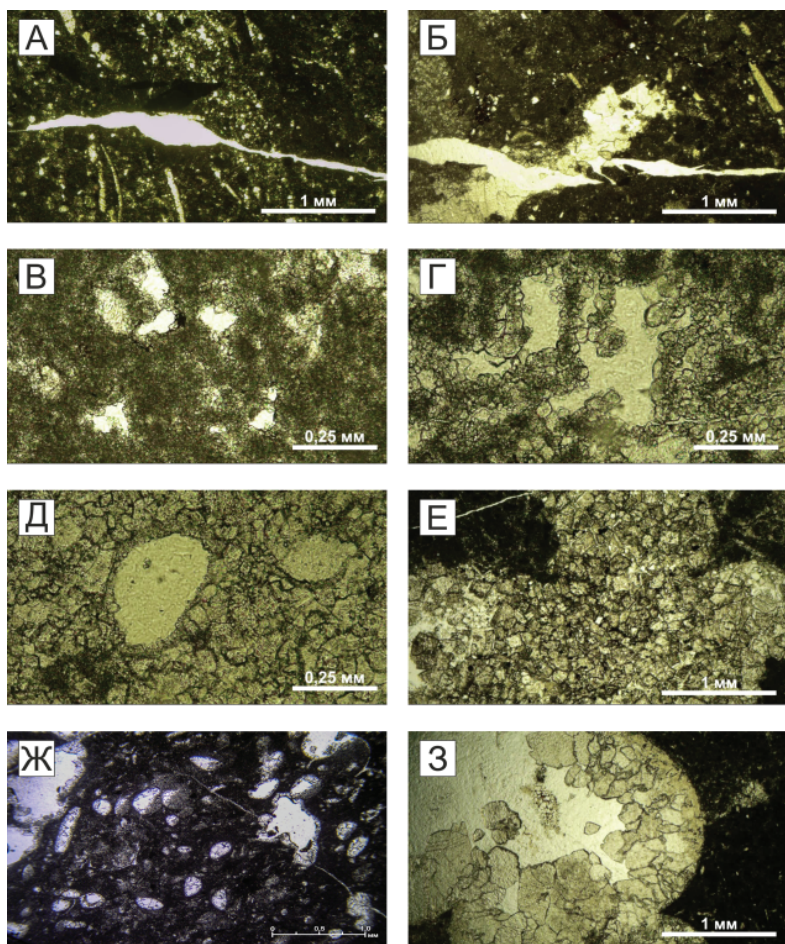


Рис. 2. Типы пустотного пространства верхнесилурийских пород: А–Б — доломит алевритистый с расширенными открытыми микротрещинами (скв. Нядеюская-3, шл. № 15613); В — известняк сугуково-комковатый с развитыми по кристаллам доломита порами, (скв. Хасырейская-1, шл. № 15032); Г–Д — известняк тонкомелкозернистый с изометричными открытыми кавернами и порами, (скв. Хасырейская — 1, шл. № 15031); Е — известняк доломитовый с межзерновой пористостью, (скв. Нядеюская-14, шл. № 15468); Ж — доломит органогенно-обломочный, с порами, приуроченными к растворенным реликтам органических остатков (скв. Черпаюская — 21, шл. № 15237); 3 — известняк тонко-микрозернистый с пустотным пространством в перекристаллизованной раковине гастроподы, (скв. Нядеюская — 13, шл. № 15571)

пор достигает 0.25–0.3 мм, каверн — до 1 мм и более. Образование пустот обусловлено выщелачиванием.

Последний тип пустотного пространства представлен межзерновой и межкристаллической пористостью. Пустотное пространство находится на контактах кристаллов и зерен карбонатов. Форма таких пустот в основном угловатая, размеры не превышают 0.1 мм, характерно частичное заполнение битумной массой и глинистым материалом (рис. 2, е).

Второй и первый типы пустотного пространства образуют каверно-трещинную систему, в которой микротрещины обуславливают проницаемость и фильтрацию, а микрокаверны и матричная пористость емкость коллекторов.

Литература

1. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.

2. Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных пород коллекторов. Л.: Недра, 1972. 200 с.

3. Галиева Е. Р., Отмас А. А. (старший), Боровинских А. П. Залежи низкопроницаемых карбонатных коллекторах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, их запасы и прогнозная ресурсная оценка // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/4/42_2015.pdf. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/42_2015

4. Кузнецов В. Г., Журавлева Л. М. Специфика пустотного пространства литоральных и сублиторальных карбонатных отложений // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 19–27.

5. Патрунов Д. К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 27–68.

6. Танинская Н. В. Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции. // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2010. №4. http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf

7. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958. 572 с.

8. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / In Ham, W.E. Classification of carbonate rocks // American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 1962. № 1. P. 108–121.

ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТНЫХ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕЗИРОВАННЫХ СТЕКОЛ

В. В. Уляшев, Т. Г. Шумилова, С. И. Исаенко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vvulashev@geo.komisc.ru

Преобразование горных пород под воздействием высоких РТ условий во время импактного процесса привлекает особое внимание исследователей в связи с образованием импактных расплавных и диаплектовых стекол. Конечный продукт импактного метаморфизма, зависит от вещества протолита мишени. Фазовые изменения силикатных осадочных пород с высокой долей карбонатного вещества, а также известняков с глинистой и углеродистой компонентами остаются мало исследованными. Для выявления характера фазовых трансформаций подобных объектов нами была выполнена экспериментальная работа по моделированию импактного процесса короткоимпульсным лазерным воздействием по данным типам пород.

В качестве материала для экспериментального моделирования были использованы углеродсодержащий глинистый известняк, известковистый песчаник, а также углеродистый аллевролит из неизмененных пород обрамления Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия). Для исследований изготавливались пластины размером около $1.5 \times 1.5 \text{ см}^2$. Во избежание процессов окисления во время воздействия лазерного излучения на вещество образцы помещались в заполненный инертной средой аргона сосуд, который устанавливали на кронштейн на расстоянии 0.5 м от рубинового лазера ГОР-100Ми производили облучение образца. Зона воздействия имела размеры — около $2 \times 2 \text{ мм}^2$. Так же для сравнительного анализа использовались натуральные импактные линзовидные и жилоподобные ультрово-сокобарные стекла в зювите Карской астроблемы [1]. Образцы первичных осадочных пород и импактных стекол были отобраны сотрудниками Лаборатории минералогии алмаза (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия) в ходе экспедиционных работ в 2015 и 2017 гг. в южной части Карской астроблемы и его обрамления.

Изучение продуктов преобразования пород подложки, а также природных импактных стекол проводились в ЦКП «Геонаука»

локальными методами исследования — рамановская спектроскопия (LabRam HR800, Horiba Jobin Yvon) и сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) в совокупности с микрозондовым анализом (Tescan Vega LMN (Чехия) с энергодисперсионным детектором X-MAX, Oxford Instruments, аналитик А. С. Шуйский).

С помощью микрозондового анализа и сканирующей электронной микроскопии были выявлены геохимические и морфологические особенности для всех типов стекол, как природных, так и синтезированных. Исследования показали, что все типы рассматриваемых стекол в большинстве своем имеют полевошпатовый состав. Также часто характерным для синтезированных и природных стекол является наличие рассеянного углеродного вещества.

Регистрация КР-спектров была выполнена на локально однородных областях, где точки анализа были сосредоточены в оптически видимых расплавных зонах. Для различных первичных веществ, продукты преобразования отличны друг от друга, но на локальных участках наблюдается оптическая однородность и однотипность спектров. В большинстве случаев экспериментально полученные стекла являются полифазными: кварц-альбитовым и кварц-анартитовым, в единичных случаях в карбонатных породах встречены чисто анортитовые.

Синтезированным расплавленным стеклам по первичному субстрату часто характерно наличие слабоупорядоченной углеродной фазы в виде распыленного вещества. В некоторых случаях мы определили наличие стекла альбит-ортоклазового состава с кристаллическим кварцем. При этом стекла характеризуются различным положением и структурой полос в рамановских спектрах, что указывает на различную степень полимеризации и неоднородность первичного вещества. Согласно полученным спектрам комбинационного рассеяния света нами установлено, что для спектра стекла карбонатно-глинистых пород характерно наличие интенсивной полосы в высокочастотной области в положении 980 см^{-1} с полной шириной на половине максимума (FWHM) около 250 см^{-1} , форма полосы асимметричная со структурным плечом в области увеличения волнового сдвига. Спектры синтезированного стекла в случае песчаника и алевролита имеют две широкие структурные полосы. Общая широкая полоса с максимумом на 451 см^{-1} с FWHM около 200 см^{-1} имеет плечо в направлении уменьшения волнового числа, которая соответствует δ (Si-O-Si) связям полимеризованной структуры, что смещено от обычного положения 435 см^{-1} . В отличие от стекол, про-

изводимых в промышленности при нормальном давлении, спектры комбинационного рассеяния кварцевых ударных стекол также характеризуются отсутствием полос 490 и 603 см^{-1} , относящиеся к трех- и четырехчленным кольцам тетраэдров SiO_4 в диоксиде кремния [2]. Эти особенности, вероятно, характеризуют существенно меньшие размеры структурированных областей в результате более низкой степени полимеризации, вызванной быстрым охлаждением ультравысокобарного ударного расплава. Вторая общая широкая полоса имеет максимум в положении 945 см^{-1} с шириной на полувысоте 200 см^{-1} , форма также ассиметричная со структурным плечом в сторону увеличения волнового числа.

Рамановской спектроскопией были подробно изучены импактные стекла Карской астроблемы (ультравысокобарные жилоподобные и линзовидные), произведена идентификация в них минеральных компонент. Диагностика была выполнена в локально однородных областях, где точки анализа были сосредоточены на оптически различимых кристаллитах и аморфных участках.

Природные импактные стекла оказались относительно неоднородными, характеризующимися разным количеством различных микрокристаллитов пироксена и коэсита, в отличие от синтезированных. В целом импактные стекла полевошпатового состава характеризуются различным положением и структурой полосы, указывающие на разную степень полимеризации.

По результатам сравнительного анализа данных рамановской спектроскопии синтезированных и природных импактных стекол, главной отличительной особенностью является то, что природные имеют в своей аморфной матрице кристаллические обособления минеральных фаз: авгита, коэсита, анатаза, альбита, рутила. В случае экспериментального моделирования происходило полное плавление приповерхностной области с быстрой закалкой, без образования кристаллических структур. Данная особенность позволяет косвенно утверждать о том, что, не смотря на краткосрочность импактного воздействия, в ультравысокобарных расплавных стеклах жильного типа происходит с образованием различных кристаллических фаз в результате кристаллизационной дифференциации импактного расплава.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 17-17-01080, исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» при частичной финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. *Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Lysiuk A. Yu., Zubov A. A.* Spectroscopic features of ultrahigh-pressure impact glasses of the Kara astrobleme. *Scientific Reports*. 2018. V. 8. № 6923. DOI:10.1038/s41598-018-25037-z.
2. *Van Tran, T. T. et al.* Controlled SnO₂ nanocrystal growth in SiO₂–SnO₂ glass-ceramic monoliths. *J. Raman Spectros*; <https://doi.org/10.1002/jrs.3099> (2011).

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МЕТАСОМАТИТАХ ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Уляшева, А. С. Шуйский

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsulasheva@geo.komisc.ru

Харбейский метаморфический комплекс расположен в западной тектонической зоне Полярного Урала в пределах одноименного блока и сложен различными гнейсами и амфиболитами раннепротерозойского возраста [1, 4]. В зонах разломов и надвигов по этим породам развиваются метасоматиты — пропилиты, березиты, альбититы, к которым приурочены пункты золото-сульфидной и золото-медной минерализаций редкоземельно-редкометалльной и золото-сульфидно-кварцевой формаций. В результате работ по геологическому доизучению листов Q-42-VII, VIII на территории харбейского комплекса были оконтурены несколько прогнозируемых участков на золото [1, 2].

Нами изучены породы харбейского метаморфического комплекса по руч. Скалистому (вне прогнозируемых участков), где они представлены в различной степени измененными амфиболитами. Метасоматические изменения привели к преобразованию барруазитовых амфиболитов до клиноцоизит-альбит-кварц-амфибол-хлоритовых сланцев в переменном количестве содержащих гранат, мусковит и кальцит. Среди сланцев встречаются будины эпидозитов. Рассматриваемые породы сильно деформированы, смяты в складки и пересекаются кварцевыми, кальцитовыми, хлорит-кальцитовыми прожилками и кварцевыми жилами [5]. В зонах окварцованных участках сланцев и хлоритовых эпидозитов выявлена вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.

Целью работы является установление состава рудной минерализации сульфидизированных участков метасоматически измененных пород харбейского комплекса по руч. Скалистому.

Сульфидная минерализация изучалась в осветленных участках метасоматитов в клиноцоизит-амфибол-хлорит-альбит-кварцевых сланцах, где развиты линзообразные выделения кварца, а также в эпидотизированных сланцах. В метасоматитах сульфидная сера образует сильную положительную корреляцию с кремнеземом и слабую положительную корреляцию с оксидом натрия, закисным же-

лезом и магнием, что свидетельствует о том, что сульфиды отлагались на стадии хлоритизации и альбитизации пород, но в основном при окварцевании.

Химические составы рудных минералов исследованы с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Сульфиды представлены в основном пиритом (90 %) и халькопиритом (до 8 %). В виде включений в пирите встречаются клинопирротин, сфалерит, пентландит, борнит, галенит, молибденит, ковеллин и относительно низкопробное золото. Впервые здесь выявлены сульфиды, селениды и теллуриды серебра, близкие по составу к акантиту, гесситу, акантит-гесситу, науманнит-акантиту, гессит-акантит-науманниту. Установлен ртутьсодержащий электрум. Обнаружены сульфиды и теллуриды золота и серебра, имеющие принадлежность предположительно к ютенбогаардтиту (Ag_3AuS_2) и петциту (Ag_3AuTe_2). Пересчеты анализов по полученным химическим составам минералов дают основание считать, что вероятно, в породах присутствуют высокопробное золото, самородное серебро, хлорид и йодид серебра.

Пирит представлен зернами размером до 1 см кубической и ксеноморфной формы. Наиболее крупные зерна этого минерала наблюдаются в окварцованных сланцах. Он содержит включения хлорита, граната, титанита, эпидота, халькопирита, галенита, ковеллин-клокманнита, клинопирротина, сфалерита, пентландита, борнита, акантит-гессита, акантита и гессита. Минерал иногда содержит примесь никеля.

Халькопирит образует изометричные удлиненные выделения в пирите, а также неправильной формы кристаллы в межзерновом пространстве размером до 100 мкм и более, окруженные каймой гидроокислов железа. Возможно, имеются две генерации халькопирита. Халькопирит первой генерации встречается в межзерновом пространстве. Более поздний халькопирит находится в пирите и образует сростания со сфалеритом, предположительно представляя собой продукты распада твердого раствора. По краям халькопирита, иногда на контакте халькопирита и пирита наблюдаются зерна акантита, акантит-гессита и самородного медистого серебра.

Борнит представлен изометричными и удлиненными выделениями размером до 60 мкм в пирите. Замещается ковеллином. Ранее борнит был ошибочно определен как спинокопит [5].

Клинопирротин изредка образует самостоятельные зерна в сланцах размером до 20 мкм, но в основном встречается в виде неправильной и овальной формы включений в пирите размером до 80 мкм. Содержит примесь никеля. Никельсодержащий пирротин формирует сростания с кобальтсодержащим пентландитом, а клинопирротин без примеси никеля — с халькопиритом.

Сфалерит встречается в зернах пирита в окварцованных сланцах. Марганецсодержащий сфалерит наблюдается в виде изометричных выделений размером до 2 мкм в клинопирротине. Самостоятельные зерна в пирите образуют сфалериты изометричной и удлиненной формы размером до 20 мкм без примесей кадмия и марганца. Кадмийсодержащие разновидности этого минерала — пришибрамиты — размером до 20 мкм образуют сростания с халькопиритом. Содержание железа в минерале варьирует от 2.6 до 9.48 масс. %.

Молибденит встречается в виде включений в пирите, эпидоте и в клинопирротине. Размеры чешуек до 10 мкм.

Пентландит размером до 15 мкм изредка встречается в пирите и никельсодержащем клинопирротине. Во втором случае содержит примесь кобальта.

Галенит наблюдается в виде неправильных выделений в пирите размером до 3 мкм. Он образует сростания с самородным висмутом, содержит примесь висмута и серебра или же представлен твердым раствором между галенитом и матильтидом (AgBiS_2). Галенит образует смесь с ковеллином. Второй минерал, скорее всего, замещает первый.

Самородное серебро размером 1 мкм встречается в клинопирротине, медьсодержащее серебро с кераргиритом отмечается на границе халькопирита с вмещающей породой.

Акантит, акантит-гессит, гессит, гессит-акантит-науманнит образуют удлиненные, изометричные выделения размером до 7 мкм в пирите, на контактах зерен (борнита и пирита, пирротина и пирита), часто сопряжены с гидроокислами железа и нередко приурочены к трещинам и ослабленным зонам. Хлорид и йодид серебра ассоциируют с серебросодержащими минералами и, вероятно, являются продуктами их замещения.

Ютенбогаардит? в ассоциации с высокопробным самородным золотом образуют удлиненные выделения в эпидоте и в пирите размером до 5 мкм.

Петцит? также встречен в виде включений в пирите размером до 2 мкм.

Ртутьсодержащий электрум содержится в эпидоте имеет размеры до 6 мкм.

Относительно низкопробное золото наблюдается в виде изометричных включений в пирите размером до 6 мкм.

Согласно мусковит-плагиоклазовому термометру температура формирования метасоматитов соответствует 300–410 °С. По хлоритовым геотермометрам получены два диапазона температур: по рипидолиту — 245–335 °С, по пикнохлору — 135–235°. Метасоматиты относятся к средне- и низкотемпературным образованиям.

Выделения золота и электрума в пирите и эпидоте указывают на эндогенный генезис этих металлов. Предположительно выявленные акантит, гессит, науманнит, ютенбогаардит и петцит являются низкотемпературными минералами [3]. Акантит, гессит, акантит-гессит и самородное серебро, а также ютенбогаардит, петровскаит и петцит, образующие выделения в пирите и эпидоте, могут иметь гипогенное происхождение. Акантит, науманнит-акантит, гессит-акантит-науманнит и самородное серебро, приуроченные к трещинам и ассоциирующие с гидроокислами железа, сформировались, скорее всего, под воздействием гипергенных процессов.

Авторы выражают благодарность за помощь и консультацию д. г.-м. н. В. И. Силаеву, к. г.-м. н. Р. И. Шайбекову, А. Е. Шмырову и Е. Тропникову.

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Никулина И. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
2. Колганов Е. Р. Золотоносность Париквасьшорского участка / Е. Р. Колганов, И. О. Алексеенок, В. А. Тельтевский // Материалы международной научно-практической конференции «Уральская горная школа — регионам». Екатеринбург, 2011. С. 13–14.
3. Пальянова Г. А., Кох К. А., Сереткин Ю. В. Образование сульфидов золота и серебра в системе Au–Ag–S // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, № 4. С. 568–576.
4. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
5. Уляшева Н. С. Метаморфизм, метасоматоз и рудная минерализация пород харьбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология, 2019. № 1. С. 47–57.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДОКУМЕНТАЦИИ SHERPA НА МОБИЛЬНЫХ УСТРОЙСТВАХ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Р. В. Червяков, Д. К. Перлов, А. Г. Коннов

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Roman_Chervyakov@vsegei.ru

При проведении полевых исследований существует возможность ведения электронной геологической документации на планшетных компьютерах и мобильных устройствах на базе ОС Android в программной среде Sherpa, разработанной в ФГБУ «ВСЕГЕИ». Программная среда включает в себя мобильное приложение Sherpa-Android [1] и программу для ПК SherpaProject [2].

Каждому исследователю-геологу присущ свой авторский стиль оформления полевых книжек и другой полевой документации. Также, нередко в маршруте из-за невнимательности неверно нумеруются точки или пробы, не фиксируются их координаты, не описывается интервал между точками или не указывается его направление. Зачастую работа с чужими полевыми материалами вызывает сложности в том числе и из-за трудночитаемого почерка автора. Использование программной среды Sherpa позволяет унифицировать авторскую геологическую документацию и исключить большинство из вышеперечисленных ошибок. Таким образом, первичная геологическая информация может быть доступна любому пользователю в удобном и готовом для дальнейшего использования виде.

Мобильное приложение Sherpa-Android предусматривает геопозиционирование на растровой подложке, постановку точек наблюдений с вводом геологической информации, в том числе данных об опробовании и замерах элементов залегания, а также фотодокументацию. При камеральных работах программа SherpaProject обеспечивает экспорт информации в совместимых с Microsoft Office форматах (.docx, .mdb) в виде полевых книжек и журналов опробования, а также элементов карты фактического материала в формате .shr (точки наблюдения, пробоотбора и замеров элементов залегания, линии маршрутов). Сформированные при экспорте документы и элементы карты фактов полностью удовлетворяют требовани-

ям методических рекомендаций по цифровым формам ведения геологической документации при ГСР-200 [3, 4, 5, 6].

Программа SherpaProject позволяет создавать «Sherpa-проекты» (далее проекты), которые являются совокупностью растровых изображений и параметров пользовательского экстента (рабочего окна) приложения. Проекты создаются в системе координат СК-42 (Пулково 1942) и СК-95 (Пулково 1995) с настраиваемыми параметрами магнитного склонения и масштаба отображения растровой подложки (в зависимости от расположения района работ и его площади). В сформированный проект импортируются геопривязанные растры (форматы Geotiff, Geojpeg), которые будут являться навигационной основой при проведении исследований. Они могут быть представлены, например, геологическими, геофизическими, топографическими и другими картами и схемами. Помимо этого, в проект можно импортировать заранее предопределенные точки посещения (например, маршрутные точки предшественников или точки на планируемых маршрутах) из точечного файла формата .shp.

На основе сформированных проектов в приложении Sherpa-Android осуществляется геопозиционирование на растровой подложке при помощи GPS и ГЛОНАСС. После установления соединения со спутником на мобильном устройстве и геопозиционирования в приложении Sherpa-Android доступна постановка маршрутных точек различного ранга и фиксация геологической информации (в том числе фотофиксация) с её последующим просмотром и редактированием (см. рисунок). Описание точки помимо этого содержит данные о ее местонахождении (координаты и привязка на местности), об авторе наблюдений и номере маршрута, а также об отобранных пробах различного типа. При постановке следующей маршрутной точки ей автоматически присваивается следующий номер, что позволяет избежать ошибок с нумерацией. Между точками автоматически строится линия маршрута, для каждого фрагмента (интервала между соседними точками) которой также есть возможность фиксации геологической информации, отбора проб и т. п.

Помимо этого, приложение Sherpa-Android позволяет ручную постановку точечных и отрисовку линейных или площадных объектов, зафиксированных в ходе маршрутов – например, границ геологических тел, линейных интрузивных тел, характерных форм рельефа и др.).

Пример рабочего окна описания маршрутной точки
в приложении Sherpa-Android

Также, приложение позволяет пользователю отслеживать информацию о выполненных объемах работ — например, о количестве и длине пройденных маршрутов и о количестве отобранных проб различного типа.

Все вышеперечисленные возможности позволяют технически существенно упростить и тем самым ускорить процесс полевой документации. При камеральной обработке геологической информации, зафиксированной в программной среде Sherpa, у исполнителя больше нет необходимости тратить время на оформление полевой книжки, на формирование реестров проб и создание и оформление карт фактического материала и опробования.

Программная среда локализована на русском языке и распространяется бесплатно. Её можно скачать с официального сайта ФГБУ «ВСЕГЕИ» по ссылке https://vsegei.ru/ru/info/normdocs/prog_ggk200-ggk1000/sherpa/.

Литература

1. Давидан Г. И. Sherpa. Описание приложения. ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2017. 58 с.
2. Давидан Г. И. SherpaProject. Описание приложения. ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2017. 134 с.
3. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Версия 1.6. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. 280 с.

4. Методические рекомендации по цифровым формам ведения геологической документации при ГСР-200. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 79 с.

5. Методическое пособие по использованию систем спутниковой навигации при производстве ГСР-200 и работах по созданию Гостеол-карты-1000/3. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 32 с.

6. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второго издания). Версия 1.4. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ООИДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ВИЗЕ БАССЕЙНА Р. МАЛАЯ ПЕЧОРА (НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Для установления условий осадконакопления необходимо выделение литологических индикаторов, характерных для определенных обстановок. В карбонатных породах одним из таких компонентов-индикаторов является наличие ооидов.

Ооиды — шаровидные и яйцевидные карбонатные или некарбонатные покрытые зерна, имеющие ядро, окруженное внешней оболочкой, наружная часть которой концентрически гладко ламинирована. Формирование ооидов в морских водоемах происходило в областях крайнего мелководья. Причем, в зависимости от внешних условий, таких как высокоэнергетические обстановки песчаных баров или спокойноводных лагунных сред, образовывались различные их типы [9].

Ооидные образования в породах визейского возраста бассейна р. Малая Печора¹ встречаются редко: установлено их наличие на рр. Большая Шайтановка, Утлан, Большой Шежим. Для остальных участков ни в разрозненных выходах, ни в опорном разрезе верхнего визе (обн. 76²) данных о наличии ооидов в породах, слагающих разрезы нет [1, 8].

В бассейне р. Б. Шайтановка (правый приток р. М. Печора) по литературным данным в разрезе михайловского горизонта³ (105–110 м) встречаются серые ооидные (оолитовые) известняки мощностью 0.8–1.0 м [5, 6]. Расположены они в средней и верхней части

¹Малой Печорой называется часть течения р. Печора от истока до устья левого притока р. Унья [1].

²Здесь и далее номера обнажений даны по В. А. Варсановичевой [1, 2].

³В более ранних работах [3,4] для визе указывается наличие единичных оолитовых прослоев и среди пород алексинского возраста. В последующих диссертации [5] и монографии [6] оолиты упоминаются только в михайловском горизонте.

разреза. В первом случае между ооидными (оолитовыми) известняками присутствует слой полибиокластового известняка, включающий единичные ооиды (оолиты) [5]. По всей видимости, именно на этом участке в некоторых породах встречается черное битуминозное вещество [3]. Вся указанная пачка пород подстилается серыми полибиокластовыми известняками с битуминозным запахом и с участками скопления члеников криноидей, а перекрывается темно-серыми шламовыми с запахом сероводорода [5]. В верхней части разреза слой ооидных (оолитовых) известняков (0.8 м) подстилается мощной пачкой (13 м) органогенных известняковых песчаников, а перекрывается полибиокластовым известняком (4.5 м).

На р. Утлан (левый приток р. М. Печора) ооиды не формируют выдержанных слоев, но трижды встречаются как один из типов зерен в известняках в средней части михайловского горизонта (обн. 10). Обычно биокластовый материал здесь окатан. Подстилающими и перекрывающими породами являются органогенные известняковые песчаники и/или биокластовые известняки с частично гранулированным органогенным детритом и, иногда, микробиальными образованиями. Цемент пород спаритовый и дисмикритовый. Мощности известняков с ооидами не превышают 1 м.

На р. Б. Шежим, так же как и на р. Утлан, ооиды не формируют отдельных слоев. В обн. 3 они наблюдаются в составе пласта органогенных песчаников (1.2 м) в нижней половине веневского горизонта. Выше и ниже по разрезу присутствуют полибиокластовые известняки иногда с несколько окатым органогенным детритом. Как правило, повсеместно фрагменты флоры и фауны сильно гранулированы, часто до потери первичной структуры. Для пород характерно наличие частых цианобактериальных обрастаний биокластов. Цемент преимущественно микритовый. Выше по р. Б. Шежим в Сухом логу у «Вологодской границы»⁴ (район обн. 6) по данным В. А. Варсанюфьевой [1] в нижней части разреза веневского горизонта в полибиокластово-фораминиферовых известняках, местами переходящих в известняковый песчаник, также встречаются немногочисленные ооиды (оолиты). Выше залегают полибиокластовые известняки.

Все ооиды представляют собой округлые образования, имеющие ядро, окруженное наростшей концентрической оболочкой.

⁴Здесь проходила граница бывшей Вологодской губернии [1].

Ядрами могут быть фрагменты фораминифер, водорослей, криноидей и шламовый материал. Крайне редко они могут быть представлены целыми раковинами фораминифер или обломками известняка [3]. Размер ядер составляет 0.02 — 0.20 мм. На р. Б. Шайтановка в ооидных (оолитовых) прослоях иногда встречаются многоцентровые ооиды, а количество центров в некоторых случаях превышает 5 при размерах самих образований до 1 мм [3]. На рр. Утлан и Б. Шежим многоцентровых ооидов не встречено, а концентр обычно один (редко — два). Также здесь местами отмечается сильная грануляция, приводящая к почти полной потере первичной структуры. Размеры ооидов составляют порядка 0.3—0.4 мм в диаметре.

Таким образом, в бассейне р. Малая Печора ооидные образования наблюдаются лишь на трех ее притоках: рр. Б Шайтановка, Утлан и Б. Шежим. В первом случае они формируют выдержанные прослои, во втором и третьем являются второстепенным компонентом в биокластовых известняках преимущественно с окатанным органогенно-обломочным материалом.

Скорее всего, на р. Б. Шайтановка в михайловское время существовали активноводные условия отмельных участков верхней сублиторали и литорали. Ооиды (оолиты) формировались *in situ*. Южнее, в бассейне р. Утлан, в это время находилась область крайнего мелководья [7]. Ооиды сюда в таком незначительном количестве могли быть привнесены. В то же время, не исключается возможность их формирования на месте, т.к. фактически они являются зачаточными, и, возможно, благоприятный период времени был слишком коротким для их массового образования. В михайловское время территория р. Б. Шежим, скорее всего, располагалась на несколько более удаленной от берега части шельфа [7]. Позднее (веневское время) произошло уменьшение глубины моря до условий островного мелководья с лагунами и отмельными участками с приносом единичных ооидов.

Исследования проведены в рамках НИР (ГР № АААА-А17-1171 21270034-3) и при финансовой поддержке проекта № 18-5-5-31 УрО РАН.

Литература

1. Варсанюфьева В. А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры. // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 5. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1965. С. 3—20.

2. *Варсанофьева В. А.* К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры. // Стратиграфия каменноугольных отложений Западного склона Северного и Приполярного Урала. Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 11. 1970. С. 3–24.

3. *Чермных В. А.* Оолитовые известняки каменноугольных отложений р. Б. Шайтановки (приток Малой Печоры). // Материалы по геологии и полезным ископаемым Коми АССР. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 7. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1959. С. 97–102.

4. *Чермных В. А.* Детальная стратиграфия отложений визейского яруса бассейна реки Большой Шайтановки на Северном Урале. ДАН СССР, 1960, т. 132, №6. С. 1403–1406.

5. *Чермных В. А.* Стратиграфия, литология и условия залегания каменноугольных отложений реки Большой Шайтановки на Северном Урале: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук — Сыктывкар, 1962. 380 с.

6. *Чермных В. А.* Стратиграфия карбона севера Урала. Изд-во «Наука». Лен. отд. Л., 1976. 304 с.

7. *Шадрин А. Н.* Отложения михайловского горизонта в бассейне Верхней Печоры (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информ. материалы 25-ой научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 209–211.

8. *Шадрин А. Н.* Строение разреза верхневизейских отложений известнякового типа на Малой Печоре (Северный Урал) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы 9-го Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань, 2019. С. 504–505.

9. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 996 p.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕНЛОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Д. Н. Шеболкин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

drk80@mail.ru

Венлокские отложения входят в состав нижнепалеозойского нефтегазоносного комплекса Тимано-Печорской провинции, в связи с чем выявление особенностей формирования этих отложений имеет существенное практическое значение. Это, прежде всего, связано с тем, что современные комплексы исследования венлокских отложений выявили их разную неполноту на территории Тимано-Североуральского региона [5, 7, 9].

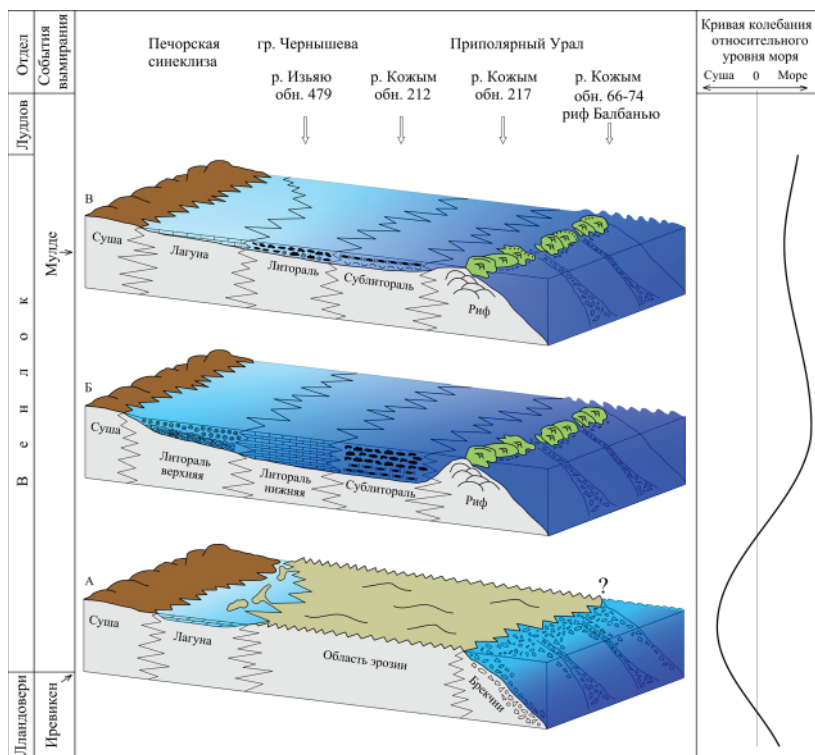
Силюрийский бассейн располагался в приэкваториальных областях. В венлокскую эпоху на окраине карбонатного шельфа (западный склон Приполярного Урала) формировался риф Балбанью, и создавал закрытошельфовые обстановки [1].

В разрезах венлока характерно частое чередование разных типов известняков, доломитов и терригенно-карбонатных пород, среди которых выделено 19 литотипов, которые объединены по механизму накопления в биохемотренную, биогенную и механогенную генетические группы.

Осадконакопление в Тимано-Североуральском осадочном бассейне происходило в крайне мелководном бассейне с ограниченным водообменом, с различной гидродинамикой и нестабильным тектоническим режимом, колебанием уровня моря, чем объясняется большое разнообразие венлокских отложений.

Литогенетические исследования позволили реконструировать обстановки осадконакопления по трем временным срезам: ранне-, средне- и поздневенлокское время (см. рисунок) [6].

Регрессия на границе лландовери-венлока вызвала эрозию карбонатной платформы. В южной части гряды Чернышева (обн. 479 [4]) образовывались практически изолированные крайне мелководные водоемы, где накапливались доломиты, с отсутствием органических остатков. На Приполярном Урале отмечены крупные обломки рифогенных доломитов, из которых определены конodontы позднего теличия—раннего шенвудия? [8]. Возможно, с



Этапность венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском регионе. Ранний (А), средний (Б) и поздний (В) венлок

этого времени (устьдурнаюское) на окраине шельфа, на фундаменте из обломочного потока возобновилось рифообразование (риф Балбанью, обн. 66-74 [3]). Рост рифа на границе лландовери-венлока был приостановлен обмелением и эрозией [2].

С началом трансгрессии в средневенлокское время разрез южной части гряды Чернышева характеризуется колебанием условий верхней литорали и спокойноводными обстановками (известняки ооидные, строматолитовые, микрозернистые слоистые). В восточной части бассейна обн. 212 [3] преобладали спокойноводные обстановки, однако в начале и конце этого временного интервала усилилась активность гидродинамики. Такой факт может быть связан с колебаниями уровня моря. Для более углубленной зарифовой части бассейна обн. 217 [3] характерны преимущественно активно-

водные обстановки сублиторали, изредка гидродинамика бассейна менялась на спокойноводную, что выражалось в накоплении слоистых разностей известняков с единичными кораллово-строматопоровыми биостромами.

В поздневенлокское время, в южной части гряды Чернышева преобладают известняки полибиокластовые, биокластовые остракодовые, и био-литокластовые. Накопление осадков в этом интервале происходило в подвижноводных обстановках. Перекрывающие их микстолиты (глинисто-алевритисто-карбонатные породы) в кровле свидетельствуют о смене обстановок в завершающей стадии венлокского этапа осадконакопления. В обн. 212 широко распространены известняковые алевролиты-песчаники, песчаники и гравелиты-песчаники отражающие частые синседиментационные размывы осадка. Среди них отмечены мелкие куполообразные строматолиты характерные при обмелении бассейна. Завершает разрез слой с микстолитами сходными с разрезом р. Изъяю. В области обн. 217 подвижноводные обстановки верхней сублиторали представлены известняками био-литокластовыми и полибиокластовыми.

Осадконакопление в венлокское время в происходило в целом в крайне мелководном бассейне с ограниченным водообменом, с различной гидродинамикой и нестабильным тектоническим режимом дна бассейна, колебанием уровня вод. Полученные результаты важно учитывать при корреляции венлокских отложений, полнота которых различна в разных районах региона, что особенно важно для выявления перспективных карбонатных коллекторов.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Антошкина А. И. Генетические типы карбонатных псефитолитов нижнего палеозоя севера Урала: II. типы, модели и особенности формирования // Литосфера. 2011. № 3. С. 39-49.
3. Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С., Боринцева Н. А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 130 с.
4. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л., 1975. 130 с.
5. Шеболин Д. Н., Мянник П. Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион) // Литосфера, 2014. № 1. С. 33-40.
6. Шеболин Д. Н. Литогенетическая типизация и условия образования венлокских отложений Приполярного Урала и гряды Чернышева //

Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf

7. *Antoshkina A. I.* Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2007. V. 46. P. 23–27.

8. *Antoshkina A.* Late Ordovician–Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals // *Lethaia*. 2008. V. 41. P. 163–171.

9. *Männik P., Martma T.* The Llandovery–Wenlock boundary in Subpolar Urals // *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6*. Syktyvkar: Institute of Geology, Komi Science Centre, Uralian Division of RAS, 2000 P. 64–67.

СТРУКТУРА И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА 4f-ЗАМЕЩЕННЫХ ТИТАНАТОВ ИТТРИЯ СО СТРУКТУРОЙ ТИПА ПИРОХЛОРА

И. П. Шеболкина, М. С. Королева, Г. Г. Зайнуллин

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Shebolkina.ira@mail.ru

Получение и исследование замещенных 4f-элементами титанатов иттрия со структурой пирохлора актуально в связи с их перспективными функциональными свойствами (электрическими, магнитными, оптическими). Распределение допантов по двум катионным позициям структуры пирохлора с разной локальной симметрией кислородного окружения обеспечивает многообразие свойств.

Нами впервые были синтезированы твердофазным методом твердые растворы $Y_{2-x}M_xTi_2O_{7-8}$ (M – Ho, Yb; $0 \leq x \leq 0.5$) со структурой пирохлора при следующих режимах термообработки: T , °C (t , ч): 1100 (20), 1150 (20), 1150 (20), 1500 (2), 1500 (13) с промежуточным перетиранием образцов после каждого этапа прокаливания. Выполнена аттестация полученных образцов методами рентгенофазового анализа (РФА), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), EDS микроанализа. По результатам РФА показано, что все полученные составы однофазные и относятся к структурному типу пирохлора. На основании электронно-микроскопического исследования выявлено то, что в полученных соединениях присутствуют две фазы пирохлора с близкими структурными характеристиками (параметры элементарной ячейки), но с разными составами (распределение катионов). При более длительной термообработке при 1500 °C происходит образование фазы требуемого твердого раствора порядка 99 % со следами второй фазы пирохлора.

Исследованы электрические свойства соединений $Y_{2-x}M_xTi_2O_{7-8}$ (M – Ho, Yb; $x = 0.25; 0.50; 1.00$) методом импеданс-спектроскопии с помощью анализатора иммитанса Е7-28. Предварительно образцы в виде дисков были покрыты серебром. Измерения проведены в частотном интервале 25– 10^7 Гц и температурном диапазоне 25–750 °C. Установлено, что образцы проявляют смешанную электронно-ионную проводимость, активация ионного транспорта происходит при температурах выше 500 °C с энергией активации проводимости $E_a \approx 1.1$ эВ [1–2]

Литература

1. Krasnov A. G., Piir I. V., Koroleva M. S., Sekushin N. A., Ryabkov Y. I., Piskaykina M. M., Sadykov V. A., Sadovskaya E. M., Pelipenko V. V., Ereemeev N. F. The conductivity and ionic transport of doped bismuth titanate pyrochlore $\text{Bi}_{1.6}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7.8}$ (M – Mg, Sc, Cu) // Solid State Ionics. 2017. V. 302. P. 118-125.
2. Sadykov V. A., Koroleva M. S., Piir I. V., Chezhina N. V., Korolev D. A., Skriabin P. I., Krasnov A. V., Sadovskaya E. M., Ereemeev N. F., Nekipelov S. V., Sivkov V. N. Structural and transport properties of doped bismuth titanates and niobates // Solid State Ionics. 2018. V. 315. P. 33–39.

ДЕВОНСКИЕ БАЗАЛЬТЫ И ДОЛЕРИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

А. М. Шмакова^{1, 2}, А. А. Соболева¹, Е. А. Тропников¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

alex.sch92@yandex.ru

В геологической истории полуострова Канин периоды магматической активности приходились на поздний протерозой и поздний девон. Позднедокембрийские магматические комплексы данного региона включают долериты, граниты, монцониты, лампрофиры и пегматиты [1]. Девонские магматические породы представлены базальтами и долеритами [2]. Эти породы были изучены нами в юго-восточной части полуострова Канин.

Выходы базальтов расположены на северном побережье Чешской губы, в районе устьев рек Немазямаяха и Янгумаяха. В 500 м юго-западнее устья реки Немазямаяха нами был исследован первый коренной выход пород шириной 8.5 м (обр. 400201, 400202). Породы выхода сложены темно-голубовато-серыми базальтами с подушечной отдельностью. Размер подушек от 5 до 40 см. Базальты имеют миндалекаменную текстуру и интерсервальную структуру. Миндалины редкие, округлой формы диаметром 1–10 мм, выполнены хлоритом. В породах отмечаются мелкие амебовидные миндалины аналогичного состава размером около 0,2 мм. Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами измененного пироксена и титаномагнетитом, а также замещенным вторичными минералами вулканическим стеклом.

На расстоянии около 60 метров к востоку от описываемого выхода, в приливно-отливной зоне на протяжении 22 м, отмечается еще одно обнажение базальтов (обр. 400203, 400204). Породы темно-серого цвета имеют миндалекаменную текстуру, редко порфировую в сочетании с пойкилоофитовой структурой и интерсервальную структуру основной массы. В западной части обнажения наблюдаются, выполненные хлоритом, миндалины округлой формы размером от 2 мм до 1.5 см и неправильной формы размером менее 1 мм. Содержание миндалины участками до 50 %. В восточной части выхода состав миндалины меняется. Они выполнены халцедоном и

имеют размер до 2 см. Базальты содержат единичные вкрапленники клинопироксена размером около 0.25 мм, содержащие вросстки плагиоклаза. Основная масса представлена микролитами плагиоклаза и мелкими зернами клинопироксена. Для этого обнажения характерно уменьшение размеров микролитов плагиоклаза с запада (обр. 400203) на восток (обр. 400204). Содержание титаномагнетита значительно меньше, чем в породах первого обнажения.

В 40 м выше второго выхода, в основании морской террасы расположен третий выход базальтов протяженностью 38 м (обр. 400207). Породы зеленовато-серого цвета с небольшим количеством округлых миндалин размером 1—2 мм, выполненных хлоритом. Текстура базальтов миндалекаменная, структура порфировая в сочетании с пойкилоофитовой. Структура основной массы интерсертальная. Вкрапленники составляют 5 % и представлены лейстами плагиоклаза (до 0.5 мм), клинопироксена (0.35 мм) и замещенного хлоритом клинопироксена (до 0.5 мм), а также их сростками. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, зернами титаномагнетита и измененным стеклом. В данных базальтах встречаются обособления яйцевидной формы размером 6—20 см. Обособления представляют собой секрции кварца в виде радиально лучистых и параллельно-лучистых агрегатов. В некоторых секрциях встречается бледно-фиолетовый аметист. Сами базальты сильно трещиноватые. Для них характерна комковатая отдельность.

В 1 км к востоку от третьего выхода базальтов обнажается дайка, сложенная зеленовато-серыми долеритами с офитовой структурой (обр. 400312, 400401). Западная часть тела отличается более крупным размером кристаллов породообразующих минералов (до 0.82 мм). Восточная часть более массивная и мелкозернистая (до 0.63 мм). Породы сложены плагиоклазом состава An_{47-62} , авгитом и титаномагнетитом. В небольшом количестве встречаются халькопирит и галенит. Они представлены изометричными зернами неправильной формы (размер менее 10 мкм) и имеют вторичное происхождение.

В 100 м восточнее от описываемого тела долеритов обнажается еще один выход подобных пород (обр. 400402, 400403, 400404). Породы голубовато-серого цвета с массивной текстурой и офитовой структурой. Долериты состоят из лейст плагиоклаза An_{53-68} длиной до 1.1 мм, клинопироксена (до 0.5 мм) и титаномагнетита (до 1 мм).

Еще два тела долеритов было нами опробовано в глубине полуострова. В верхнем течении р. Немазямаях был изучен коренной выход сильно выветрелых массивных долеритов (обр. 400504) с офитовой крупнозернистой структурой. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (до 1 мм) состава An_{56-69} , с зонами альбита, авгитом (до 0.75 мм) и предположительно вторым клинопироксеном, замещенным вторичными минералами. Рудный минерал — титаномagnetит.

Долериты, в бассейне левого нижнего притока р. Большая Ойва (обр. 351404, 351501) имеют массивную текстуру и офитовую структуру. Породы сложены лейстами плагиоклаза (до 0.5 мм), зернами пироксена размером 0,25 мм и рудным минералом — титаномagnetитом. Содержание титаномagnetита в этом теле меньше, чем в описанных выше.

Рассматриваемые базальты и долериты относятся преимущественно к породам нормальной щелочности (K_2O+Na_2O — 2.11–3.72 мас. %). Для них характерен натриевый тип щелочности (Na_2O/K_2O — 4.07–9.05). По содержанию K_2O (0.21–0.77 мас. %) почти все породы являются средне- и низкокалиевыми, а по содержанию TiO_2 базальты можно определить как умеренно-низкотитанистые. В долеритах содержание TiO_2 выше (2.00–2.18 мас. %) и они относятся к умеренно-высокотитанистым породам, за исключением долеритов р. Б. Ойва, чуть более низкотитанистых (TiO_2 — 1.45–1.46 мас. %). На общем фоне среди базальтов выделяются породы первого из описанных выходов (обр. 400201, 400202), для которых характерны повышенные щелочность (K_2O+Na_2O — 5.27–5.65 мас. %, при содержаниях K_2O = 2.42–2.56 мас. %) и титанистость (TiO_2 — 2.63–2.64 мас. %). Таким образом, при общем сходстве, базальты и долериты, относящиеся на юго-востоке полуострова Канин к позднедевонским магматическим образованиям, имеют некоторые различия минерального и химического составов, что вероятно связано с эволюцией девонского магматического очага и процессами магматической дифференциации.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь при проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование Тимано-Североуральского региона».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцево-морская. Лист R-37, 38 м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

2. *Ивенсен Ю. П.* Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.

ТРОФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕОРДОВИКСКОГО РИФА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lyubov.shmeleva@inbox.ru

Среди ордовикских органогенных построек в пределах северной части Уральской складчатой области известно всего три верхнеордовикских рифа (Лек-Елец, Бадъя и Большая Косью), лишь один из которых — риф Большая Косью, расположенный на западном склоне Северного Урала, практически не подвергся интенсивным процессам доломитизации [1]. Это позволило установить, что в сообществе каркасостроителей данного рифа одну из важнейших ролей играли сфинктозоа [7]. До настоящего времени находок сфинктозойных губок, участвующих в формировании каркаса рифовой структуры ордовикского возраста на территории Урала и России не было известно, что делает риф Большая Косью уникальным тафономическим окном в экосистемы позднего ордовика. Трофические отношения обитателей рифа — важнейший аспект в его жизни, поскольку пища — одна из основных жизненных потребностей организмов. Понимание процесса функционирования системы пищевых связей исследуемого рифа в значительной степени поможет разобраться и во многих других аспектах его онтогенеза.

Для установления трофической структуры биотопа необходимо определить источник органического вещества (ОВ). Для этого рассмотрим рифовый массив в контексте общей эволюционной концепции и палеокеанографической обстановки. Ордовикский период рассматривается как один из крупнейших переломных этапов в эволюции биосферы, поскольку имеет уникальный набор совпадающих по времени биотических и геологических событий, которые в совокупности определили пути дальнейшего развития всей биосферы в целом [4, 13]. До начала среднего ордовика главными фотосинтезирующими продуцентами наряду с фитопланктоном (микроскопическими водорослями, появившимися еще в докембрии) были донные циано-бактериальные сообщества, широко распространенные в эпиконтинентальных морях позднего докембрия и раннего палеозоя. В результате активной вулканической

деятельности (ордовик был одной из крупнейших эпох вулканизма [12]) в атмосферу Земли было выброшено огромное количество углекислого газа, который стимулировал расцвет фотоавтотрофов. В процессе фотосинтеза цианобактерии и фитопланктон из углекислого газа на свету синтезировали углеводы, в качестве побочного продукта выделялся молекулярный кислород. Резкое увеличение количества кислорода в атмосфере и его концентраций в гидросфере, а также формирование озонового экрана, защищающего живые организмы от летальных концентраций коротковолновой части солнечного излучения на поверхности Земли и в эвфотических зонах акваторий на рубеже раннего и среднего ордовика, привело к массовому расцвету фитопланктона и сокращению площадей цианобактериальных «лугов». Произошла как бы передислокация автотрофного яруса со дна моря к его поверхности, что изменило пространственную структуру морской экосистемы и сформировало принципиально новую транспортную сеть пищевых потоков. Глобальная экологическая перестройка сопровождалась самым крупномасштабным в фанерозойской истории биосферы взрывным ростом биоразнообразия в морских биотах [4, 13].

Западный склон северной части Урала в позднем ордовике представлял собой окраину карбонатной платформы, сформировавшейся на северо-востоке палеоконтинента Балтики в северных приэкваториальных широтах [5, 11]. Основным источником ОВ в мелководноморском бассейне являлся фитопланктон и фитобентос. Непосредственное поступление ОВ с речными стоками либо отсутствовало, либо было крайне незначительно [3]. Неразложившееся ОВ в водной толще оседало на дно и вовлекалось в дальнейшие биохимические процессы как пищевая энергия для гетеротрофов. Дальнейшая деструкция ОВ и осадков производилась бентосными микроорганизмами и бактериями, подобно современным процессам преобразования ОВ в водоемах [6].

Исходя из имеющихся данных, к фототрофам, представляющим *первый уровень продуцентов*, можно отнести планктонные и бентосные цианобактерии (*Renalcis*, *Girvanella*, *Botominella*, *Proaulopora* и *Ikella*) и известковые зеленые (*Vermiporella*) и красные (*Kozhymella*) водоросли. Помимо образования первичной продукции ОВ они могли служить пищей для гетеротрофных организмов разных трофических уровней. Количество фитопланктона в известняках не может быть определено с большой долей достоверности из-за интенсивных процессов микритизации и перекристалли-

зации. *Второй уровень консументов* характеризуют разнообразные губки (строматопороидеи, сфинктозоа, соленопоры), одиночные и колониальные кораллы (гелиолитоидеи, хализитиды, ругозы) и криноидеи, определявшие преимущественно фильтрационный тип гетеротрофной части трофической системы. *Третий уровень консументов-зоофагов* представляют гидроиды, гастроподы, брахиоподы и трилобиты, которые были детритофагами, обскребывателями фитобентоса и илоедами. *Четвертый уровень* характеризуют *бактерии-редуценты* — анаэробные гетеротрофы, получавшие энергию при разложении ОВ и образовании неорганических компонентов в процессах сульфатредукции [2]. Эти бактерии ответственны за аммонификацию, денитрификацию, сульфатредукцию, анаэробную сульфидредукцию и процессы метаногенеза, которые могут приводить к концентрации HCO_3^- и возрастанию щелочности, способствуя осаждению CaCO_3 в форме микрита [10, 9]. В мадстоунах и вакстоунах, а также межкаркасных полостях биогермов одним из преобладающих компонентов является пелитоморфная кальцитовая масса [8]. В основном она состоит из пелоидного материала (продукта бактериальной переработки илового грунта), а не микробного (представителей цианобактерий), что позволяет говорить об обилии гетеротрофных бактерий (редуцентов). Их наличие способствовало разложению ОВ при гниении, что в конечном итоге приводило к образованию микрита.

Таким образом, первый уровень трофической структуры рифа Большая Косью включает как поступление аллохтонного ОВ для фильтраторов, так и автохтонную продукцию. Автохтонная продукция обеспечивала существование рифового-сообщества за счет бентосного фототрофного сообщества, прежде всего, цианобактерий, известковых красных и зеленых водорослей, аллохтонная — за счет фитопланктона, поступающего со стороны моря. Они снабжали консументов-эдификаторов рифа (губок) необходимым потоком органического вещества и играли ведущую роль в функционировании системы пищевых связей данной экосистемы. Оценить преобладание источника ОВ не представляется возможным, поэтому трофическая система рифа считается разомкнутой. А значит в условиях очень быстро меняющейся по меркам геологического времени ордовикской гео- и биосферы рифовая экосистема в значительной степени зависела от внешних абиотических факторов: течений, скорости циркуляции океанических вод, эвстатических колебаний уровня моря.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
2. Заварзин Г. А. Современные бактерии и бактериальные сообщества. Прокариотная клетка как система / Бактериальная палеонтология. Под ред. Ю.А. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. С. 6–35.
3. 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.
4. Каныгин А. В. Ордовикский феномен взрывной дивергенции органического мира земли: причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 4. С. 631–667.
5. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн ПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Современная микробиология. Т. 2. Прокариоты / под ред. Ленгелера Й., Древса Г., Шлегеля Г.. М.: Мир, 2005. 449 с.
7. Шмелёва Л. А. Биоразнообразие верхнеордовикского рифа Большая Косью, Северный Урал // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2018. №11. С. 38–42.
8. Шмелёва Л. А. Микрофации верхнеордовикского рифа Большая Косью (Северный Урал) / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 235–238.
9. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Heidelberg Springer Verlag. 2004. 976 p.
10. Knorre H. V., Krumbein W. E. Bacterial calcification // Microbial Sediments. Berlin. Springer Verlag, 2000. P. 25–31.
11. Scotese C. R., Boucot A. J., Chen Xu. Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1–6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL, 2015.
12. Stillman C. J. Ordovician volcanicity // Aspects of the Ordovician System Palaeontological Contributions from the University of Oslo, 295. Universitetsforlaget, Oslo, 1984. P. 183–194.
13. Webby B. D., Paris F., Droser M. L., Percival I. G. The great Ordovician biodiversification event (Eds). Columbia University Press, New York, 2004. 496 p.

ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЕРДИЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): AR-AR ДАННЫЕ

А. С. Шуйский¹, А. В. Травин^{2, 3}

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ИГМ СО РАН, Новосибирск

³НГУ, Новосибирск

self88@yandex.ru

Гранитоиды Гердизского массива выведены на поверхность в истоках рек Паэтарка и Гердиз-Шор на Полярном Урале. Структурно они локализованы в северной части Марункеуского блока среди высокометаморфизованных пород ханмейхойской свиты (PR₁hn). Массив имеет размеры 15×6 км и вытянут в северо-восточном направлении согласно общему простираанию складчатых структур (рис. 1).

На картах последнего поколения [1] массив слагают породы двух магматических комплексов: евюганского мигматит-плагиогранитового (mγPR₁e) и сядатаяхинского гранитового (γV-Є₁s). Возраст гранитоидов массива принят согласно легенде [4], гранитоиды евюганского комплекса рассматриваются как раннепротерозойские, сядатаяхинского — как венд-кембрийские. Возраст гранитоидов евюганского комплекса обоснован геологическими данными (конгломераты основания няровейской серии содержат гальку близких по составу гранитоидов, плагиогранитов на руч. Паэтарка, р. Лапта-Яха) и изотопно-геохронологическими определениями (1.73–2.22 млрд лет) [1]. Возраст гранитоидов сядатаяхинского комплекса обоснован только геологическими данными (согласно [5]).

Нами так же определен возраст метагранитоидов Гердизского массива (северная часть) и составляет 497.3 ± 7.4 [9], а гранитоидов южной части 573 ± 10.2 [11] и трактуется как поздне-кембрийский.

Данные по геологическому строению массива, петрографической характеристике и химическому составу гранитоидов можно найти в работах В. Н. Охотникова, Л. В. Махлаева, В. А. Душина и др. [1, 2, 3].

Материал для исследований получен нами при полевых исследованиях северной части Гердизского массива (р. Пэсавэйяха)

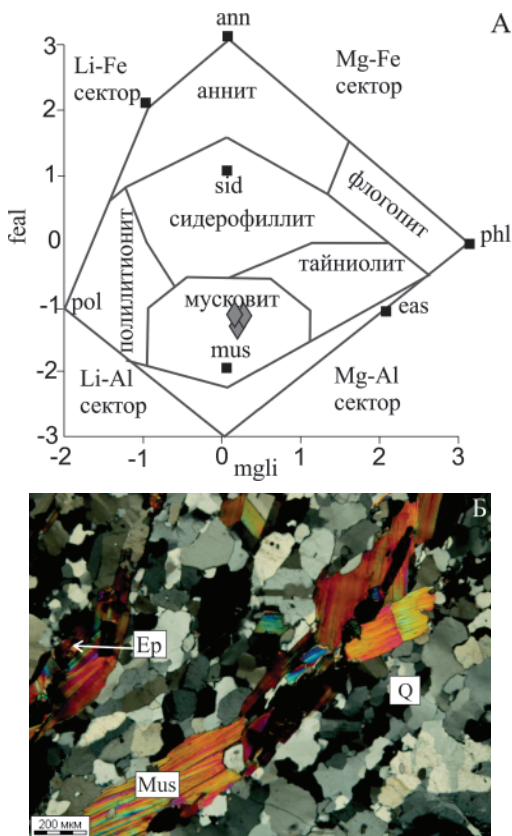


Рис. 1. Положение точек составов исследованной слюды на классификационной диаграмме для слюд в координатах (mgli (Mg-Li) — feal (Fe+Mn+Ti-Al^(VI))) (А) и лепидогранобластовая структура (развитие мусковита, обр. А52/14). В скрепленных николях, Ep — эпидот, Q — кварц, Mus — мусковит (Б)

в 2014 г. Геолого-структурные, петрографические, петро-геохимические и изотопно-геохимические особенности рассмотрены нами подробно ранее [7, 6, 8, 10].

Для установления возраста метаморфизма пород проведены дополнительные изотопно-геохронологические исследования. Из пробы мусковитовых гранитов А52/14 (из этой же пробы проводилось датирование единичных зерен циркона U-Pb (SHRIMP RG, Стэнфорд, США)) по стандартной методике (дробление, деление, выделение фракции) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми ФИЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) была выделена монофракция мусковита. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

датирование монофракции мусковита выполнено в ИГМ СО РАН методом ступенчатого нагрева [4].

Гранитоиды наблюдаются в виде маломощных послойных тел среди метаморфизованных пород рамы. Породы розового и светло серого цвета, среднезернистые и мелкозернистые с массивной и гнейсовидной текстурами, катаклазированные и милонитизированные, с гранобластовой и лепидогранобластовой микроструктурами. Мусковитовый гранит (A52/14) состоит (об., %) из КПШ (микроклина) — 20–25, плагиоклаза (альбита) — 25–35, кварца (30–35), слюды (мусковита) — 5–8, титанита, эпидота, кальцита, граната, апатита, циркона, пироксен, алланита, торита, флюорита и магнетита [5].

Исследуемая порода характеризуется содержанием кремнезема на уровне 73.2 мас. %, содержанием суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) до 8.6 мас. %. Согласно петрохимической классификации породы относятся к семейству гранитов, умеренно-щелочного ряда, являются умеренно калиевыми породами, насыщенными глиноземом ($\text{ASI}=0.91$), коэффициент железистости Fe^* — 0.82, а. и. — 0.93 (10^4Ga/Al) — 2.94.

Порода характеризуется низким суммарным содержанием редкоземельных элементов — 493 г/т. В спектрах распределения РЗЭ наблюдается преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_n$ — 23.8) и незначительная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* — 0.37). Мультиэлементные спектры показывают обогащение крупно-ионными элементами (Rb, Th) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb).

Учитывая проведенные ранее изотопно-геохимические исследования: изотопного состава кислорода цирконов, изотопного состава гафния цирконов и Sm-Nd валового состава пород (проба A52/14), а также учитывая петро-геохимические и геохронологические данные породы массива относятся к гранитоидам А — типа [12] имеющим мантийные характеристики в источнике и маркирующими рифтогенный этап эволюции Урала [8,10].

Выделенная для исследований слюда светло серая, в породе образует вытянутые мелкие чешуйки до 0.3 мм и по составу соответствует мусковиту (рис. 1, а, б).

В полученном возрастном спектре (рис. 2) выделяется надежное плато, характеризующееся 100 % выделенного ^{39}Ar и возрастом 352.6 ± 2.7 млн лет. Возраст плато укладывается в интервал $353.9 \pm$

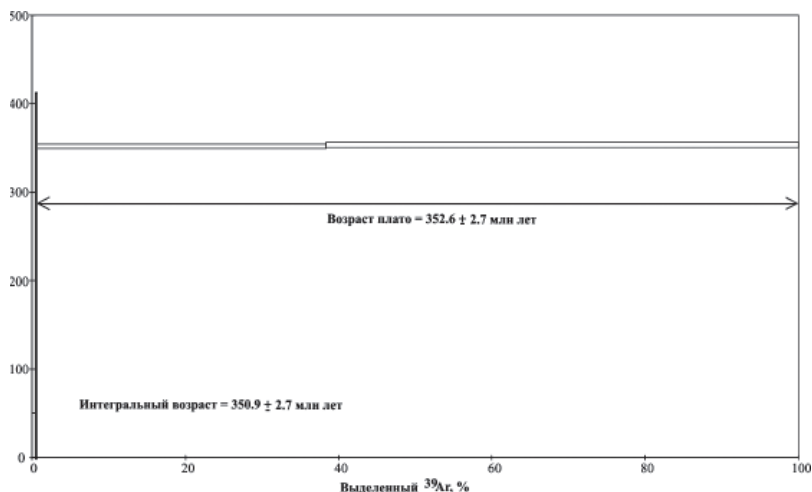


Рис. 2. Результаты Ar-Ar изотопного датирования слюд из гранитоидов Гердизского массива

2.6 млн лет, практически полностью перекрываясь с интервалом значений их интегрального возраста — 350.9 ± 2.7 млн лет.

Мы рассматриваем полученный возраст, как возраст преобразования пород массива, а именно как возраст метаморфизма пород, поскольку $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования фиксируют последние преобразования.

Таким образом, фиксируемое U-Pb методом по циркону возраст 496.2 ± 7.1 млн лет отвечает магматической стадии образования гранитов на этапе рифтогенеза. Полученные изотопно-геохронологические исследования мусковита из гранитоидов Гердизского массива позволяют сделать заключение о том, что событие с возрастом 350.9 ± 2.7 млн лет фиксирует время метаморфического преобразования пород массива и связано с коллизионным этапом формирования уральского орогена.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-1171212 70035-0 (ИГ Коми НЦ УрО РАН) и проекта №0330-2016-0013 (ИГМ СО РАН).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000: Серия Полярно-Уральская: Лист Q-42-I, II (Лаборова): Объяснительная записка / Ред. А. П. Казак. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

2. *Махлаев Л. В.* Гранитоиды севера ЦентральноУральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 148 с.
3. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
4. *Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г.* и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион. Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. № 11. С. 1181–1199.
5. *Шишкин М. А., Кривочкин В. Г.* Легенда для геологической карты донеогеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеол-карты-200. Санкт-Петербург, 1999. 198 с
6. *Шуйский А. С.* Минералогические особенности гранитоидов Гердизского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 150–154.
7. *Шуйский А. С., Голубева И. И.* Новые данные по гранитоидам Гердизского массива (Полярный Урал) // Вестник Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, № 8, 2016. С. 10–14.
8. *Шуйский А. С., Удоратина О. В., Куликова К. В., Саватенков В.М., Посохов В. Ф.* Изотопно-геохимические особенности гранитоидов А-типа Полярного Урала // XXI симпозиум по геохимии изотопов им. академика А. П. Виноградова (15–17 ноября 2016): тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М. Акварель, 2016. С. 214–217.
9. *Шуйский А. С., Удоратина, О. В. Миллер, Е. Л., Кобл М. А.* Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): новые данные // Вестник Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2018. № 12. С. 23–30.
10. *Шуйский А. С., Удоратина О. В., Фонзон Мон.* Гранитоиды А-типа Центрально-уральского поднятия: Hf-данные (Полярный Урал) // XXII симпозиум по геохимии изотопов им. академика А. П. Виноградова: тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2019. В печати.
11. *Шуйский А. С., Удоратина О. В. Кобл М. А.* Гранитоиды центральной части Гердизского массива (Полярный Урал): U-Pb (SIMS) данные // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 5–7 июня 2018г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 383–386.
12. *Chappell B. W., Stephens W. G.* Origin of infracrustal (I-type) granit magmas // *Trans. Roy. Soc.* 1988. V. 79. P. 71–89.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андерсен Т.	7	Игнатьев Г. В.	52
Антропова Е. В.	29	Исаенко С. И.	180
Афонин М. А.	149	Исаков В. А.	20
Боков И. А.	3	Козлова В. А.	56
Брусницына Е. А.	7	Кокшарова Ю. А.	60
Буравская М. Н.	20	Коннов А. Г.	188
Бурдельная Н. С.	39	Королева М. С.	67, 200
Бушнев Д. А.	39	Котик И. С.	69
Валяева О. В.	39, 72	Котик О. С.	72
Вашков А. А.	120	Краснов А. Г.	115
Викентьев И. В.	160	Кряжева И. В.	75
Вихоть А. Н.	12	Кузьмин Д. В.	52
Власов М. И.	115	Кушманова Е. В.	82
Вовчина Т. А.	16	Лавренко Н. С.	175
Воробьёв Н. Н.	20, 75	Лыжоров С. В.	72
Галушкин Ю. И.	69	Львовский А. И.	145
Гатовский Ю. А.	56	Лютоев В. А.	12
Герасимова А. И.	25	Магомедова А. Ш.	86
Голубева Ю. В.	75	Майдль Т. В.	34, 175
Громыко Д. В.	149	Максименко Н. И.	91
Груздев Д. А.	29, 72	Марченко-Вагапова Т. И.	20
Даньшикова И. И.	34	Матвеев В. А.	96
Денисова Ю. В.	12	Матвеева Н. А.	103
Деревесникова А. А.	39	Мингалева А. Е.	131
Джумаян Н. Р.	42	Митюшева Т. П.	60
Езимова Ю. Е.	47	Михеева А. Ю.	72
Ерофеевский А. В.	25, 29	Морохин А. И.	108
Ершова В. Б.	7	Мяндин А. С.	112
Жангуров Е. В.	3	Напалков М. С.	115
Журавлев А. В.	25, 29	Никулова Н. Ю.	16
Зайнуллин Г. Г.	200	Носова О. Ю.	120
		Паникоровский Т. Л.	125
		Перлов Д. К.	188

Перовский И. А.	125	Травин А. В.	160, 210
Петрова О. В.	131	Тропников Е. А.	202
Пийр И. В.	115	Туленкова Н. В.	52
Плаксына В. А.	155		
Плотицын А. Н.	29, 134	Удоратин В. В.	47, 86
Пономарев Д. В.	75	Удоратина О. В.	112
Пономаренко Е. С.	140	Ульныров И. Л.	175
		Уляшев В. В.	180
Размыслов И. Н.	145	Уляшева Н. С.	184
Ремизова С. Т.	103		
Рязанов К. П.	149, 155	Худолей А. К.	7
Салдин В. А.	72	Цыбульская А. Е.	149
Сандула А. Н.	103		
Сантоцкий Э. Ю.	155	Червяков Р. В.	188
Селькова Л. А.	72		
Соболев Д. Б.	162	Шадрин А. Н.	192
Соболев И. Д.	160	Шеболкин Д. Н.	72, 196
Соболева А. А.	202	Шеболкина И. П.	200
Соболева М. А.	162	Шмакова А. М.	202
Сокиран Е. В.	29	Шмелёва Л. А.	206
Соколова Л. В.	171	Шуйский А. С.	184, 210
		Шумилова Т. Г.	180
		Шушков Д. А.	125

СОДЕРЖАНИЕ

Свойства, генезис и классификация почв приречных скальных выходов бассейна среднего течения р. Кожым (Приполярный Урал) <i>И. А. Боков, Е. В. Жангуров</i>	3
Результаты исследований U—Pb-изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского Камня (Тиманской гряды) <i>Е. А. Брусницына, В. Б. Ершова, А. К. Худолей, Т. Андерсен</i>	7
Прогнозирование оползневой процесса способом оценки доверительного интервала значений удельного электрического сопротивления в зоне ослабления на оползневый сдвиг <i>А. Н. Вихоть, Ю. В. Денисова, В. А. Лютов</i>	12
Условия образования верхнепротерозойских песчаников северо-западного Пай-Хоя <i>Т. А. Вовчина, Н. Ю. Никулова</i>	16
Минеральный состав тяжелой фракции полярной (осташковской) морены на севере Большеземельской тундры <i>Н. Н. Воробьев, В. А. Исаков, М. Н. Буравская, Т. И. Марченко-Ваганова</i>	20
Разрез турнейского яруса на юго-западном крыле Ыджидской антиклинали (юг Печоро-Кожвинского мегавала) <i>А. И. Герасимова, А. В. Ерофеевский, А. В. Журавлев</i>	25
Лымбадяхинская свита верхнего девона севера Пай-Хоя <i>Д. А. Груздев, А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев, Е. В. Антропова, А. В. Ерофеевский, Е. В. Сокиран</i>	29
Пустотное пространство силурийских карбонатных пород гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины <i>И. И. Даньщикова, Т. В. Майдль</i>	34
Использование ароматических гопанов в геохимическом анализе природных битумов <i>А. А. Деревесникова, О. В. Валяева, Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	39

Петрология углей Мугунского месторождения <i>Н. Р. Джумаян</i>	42
Концентрация радона-222 в почвенном воздухе в пределах Колвинского мегавала <i>Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин</i>	47
Особенности пробоподготовки горных пород и минералов для определения редких и редкоземельных элементов. Опыт применения ИСП-МС <i>Г. В. Игнатьев, Д. В. Кузьмин, Н. В. Туленкова</i>	52
Структура радиоляриевого комплекса баженовской свиты (волжский ярус-берриас) в скважине Губкинская-651 (Западная Сибирь) <i>В. А. Козлова, Ю. А. Гатовский</i>	56
Оценка санитарного состояния водохозяйственного комплекса Койгородского района Республики Коми <i>Ю. А. Кокишарова, Т. П. Митюшева</i>	60
Синтез, структура и электрические свойства Ho-, Yb-допированных титанатов висмута <i>М. С. Королева</i>	67
История нефтегазообразования в центральной части коротаихинской впадины на примере скважины 1-Коротаихинская (результаты 1d моделирования) <i>И. С. Котик, Ю. И. Галушкин</i>	69
Литолого-геохимическая характеристика волжских отложений Ижемского района (р. Айюва, обн. 31) <i>О. С. Котик, В. А. Салдин, Д. Н. Шеболкин, Д. А. Груздев, С. В. Лыуров, Л. А. Селькова, А. Ю. Михеева, О. В. Валяева</i>	72
Литологические особенности, палеоэкологический анализ микротериофауны и палинологическая характеристика отложений местонахождения Лог-1 на Северном Урале <i>И. В. Кряжева, Ю. В. Голубева, Д. В. Пономарев, Н. Н. Воробьев</i>	75

Кристаллические сланцы неркаюского комплекса: состав протолита и условия формирования <i>Е. В. Кушманова</i>	82
Отражение Западно-Тиманского разлома в гравимагнитных полях <i>А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин</i>	86
Геологическая позиция и геоморфологические особенности разновидностей зювитов Карской астроблемы <i>Н. И. Максименко</i>	91
Стратиграфическое значение строматолитов в карбонатных толщах палеозоя Тимано-Североуральского региона <i>В. А. Матвеев</i>	96
Граница среднего и верхнего карбона в разрезе «Верхние ворота» на р. Щугер (Северный Урал) <i>Н. А. Матвеева, А. Н. Сандула, С. Т. Ремизова</i>	103
Сравнительный анализ первичных, смешанных и окисленных руд Волковского месторождения (Средний Урал) <i>А. И. Морохин</i>	108
Минералы вулканитов Южного Тимана: скважина 114-р1 <i>А. С. Мяндин, О. В. Удоратина</i>	112
Влияние допирования на фотокаталитическую активность наноразмерных пирохлоров <i>М. С. Напалков, А. Г. Краснов, М. И. Власов, И. В. Пийр</i>	115
Особенности петрографического состава тиллов южной части Кольского полуострова <i>О. Ю. Носова, А. А. Вашков</i>	120
Фторидная технология для повышения качества некондиционного алюминиевого сырья Республики Коми <i>И. А. Перовский, Д. А. Шушков, Т. Л. Паникоровский</i>	125
Синхротронные исследования твердых тканей живых организмов <i>О. В. Петрова, А. Е. Мингалева</i>	131

Фаменские конодонты бассейна р. Уса (верхний девон Полярного Урала) <i>А. Н. Плотицын</i>	134
Новые данные о строении и составе нижнесилурийских доломитовых брекчий на р. Илыч (Северный Урал) <i>Е. С. Пономаренко</i>	140
Особенности гранулометрического состава бокситов Вежаю-Ворыквинского месторождения <i>И. Н. Размыслов, А. И. Львовский</i>	145
Новые данные по изучению триасовых образований лестаншорской свиты (юго-запад Пай-Хоя) <i>К. П. Рязанов, А. Е. Цыбульская, М. А. Афонин, Д. В. Громыко</i>	149
Формирование и распределение флюоритовой минерализации в породах каменноугольного карбонатного комплекса западного побережья Югорского полуострова <i>Э. Ю. Сантоцкий, К. П. Рязанов, В. А. Плакцина</i>	155
Каменноугольный магматизм Полярного Урала (первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базитов мусюрского комплекса) <i>И. Д. Соболев, И. В. Викентьев, А. В. Травин</i>	160
Анализ распространения конодонтов и остракод в живетско-франских отложениях Южного Тимана <i>М. А. Соболева, Д. Б. Соболев</i>	162
Конодонты пограничных отложений лудлова и пржидола обн. 236 р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) <i>Л. В. Соколова</i>	171
Особенности строения и коллекторские свойства карбонатных пород верхнего силура вала Гамбурцева <i>И. Л. Ульныров, Т. В. Майдль, Н. С. Лавренко</i>	175
Особенности импактных природных и синтезированных стекол <i>В. В. Уляшев, Т. Г. Шумилова, С. И. Исаенко</i>	180

Рудная минерализация в метасоматитах харбейского комплекса (Полярный Урал) <i>Н. С. Уляшева, А. С. Шуйский</i>	184
Использование технологии геологической документации Shegra на мобильных устройствах при проведении полевых работ <i>Р. В. Червяков, Д. К. Перлов, А. Г. Коннов</i>	188
Распространение ооидов в отложениях верхнего визе бассейна р. Малая Печора (нижний карбон, Северный Урал) <i>А. Н. Шадрин</i>	192
Условия образования венлокских отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева <i>Д. Н. Шеболкин</i>	196
Структура и электрические свойства 4f-замещенных титанатов иттрия со структурой типа пирохлора <i>И. П. Шебопкина, М. С. Королева, Г. Г. Зайнуллин</i>	200
Девонские базальты и долериты юго-восточной части полуострова Канин <i>А. М. Шмакова, А. А. Соболева, Е. А. Тропников</i>	202
Трофическая структура верхнеордовикского рифа Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал) <i>Л. А. Шмельёва</i>	206
Гранитоиды северной части Гердизского массива (Полярный Урал): Ag-Ag данные <i>А. С. Шуйский, А. В. Травин</i>	210

Научное издание

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 28-й научной конференции
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Компьютерный набор. Подписано в печать 13.11.2019
Формат 60×90 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 120

Усл. печ. л. 13.87

Заказ 1121

Издательско-информационный отдел
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
geoprint@geo.komisc.ru