

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 23-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

25—27 ноября 2014 г.

Сыктывкар

2014

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. 172 с.

В сборнике представлены материалы 23-й научной конференции «Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологий минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов,
с незначительной технической правкой*

Почетные члены оргкомитета:

А. М. Асхабов, И. Н. Бурцев

Оргкомитет конференции:

Е. В. Антропова (председатель),

М. Н. Буравская (зам. председателя),

Н. С. Инкина (секретарь),

Д. А. Груздев, Г. Н. Каблис, Н. С. Ковальчук, И. В. Кряжева,

Б. А. Макеев, В. А. Матвеев, Н. Н. Носкова, А. Н. Плотицын,

М. А. Соболева, Л. В. Соколова, А. Н. Шадрин, Р. И. Шайбеков

Конференция проводится при финансовой поддержке грантов
РФФИ № 14-35-10184 мол_г и УрО РАН №14-5-МШ-1

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ И МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ (НА ПРИМЕРЕ ПОСТРОЕК ФРАНА ГДП)

Е. В. Антропова, Е. С. Пономаренко

ИГ Коми НЦ УрО РАН

antropova@geo.komisc.ru

Строматопороиды относятся к губкам-склероспонгиям с базальным скелетом [5] и широко распространены в отложениях силура и девона в Тимано-Североуральском регионе [2]. Они обладают высокой приспособляемостью к меняющимся факторам окружающей среды и часто являются эврифациональными. По всей видимости, строматопороиды могли легко вступать во взаимоотношения с бактериальными сообществами, с которыми формировали постройки типа калиптр, в то время как строматолитообразующая биота часто оказывала отрицательное воздействие на существование остальной бентосной фауны [3].

Случай совместных образований микробиально-строматопоратовых построек отмечались некоторыми исследователями, но не изучались ими с точки зрения возможных палеоэкологических взаимоотношений.

В. Н. Рябинин [7] указывал, что в чудовских слоях Главного девонского поля (фран) встречаются многочисленные желваки, в которых видно обрастание строматопороидей водорослями. В таких случаях строматопороидей трудно определить до вида, тем более что такие желваки еще источены сверлящими организмами, а сами корочки строматопороидей незначительны и переслаиваются с корочками водорослей [7, стр. 103]. Е. Соломко отмечалось, что в псковских слоях (окрестности г. Пскова) часто встречаются желваки водорослей, переслаивающихся со строматопороидеями (нижний фран) [8].

Нами подобные обрастания обнаружены в отложениях сирайской и ухтинской свит верхнего франа Южного Тимана. Строматопороиды из этих отложений внешне имеют прекрасную сохранность. Однако микроскопическое строение ткани и некоторых элементов нарушено постседиментационными процессами, что затрудняет точность определений.

На основании изучения образца (рис. 1) из разреза «Старый Изборск» (пос. Старый Изборск, западный и восточный борта оз. Городищенское), отложения которого относятся к псковским слоям плявиньского горизонта нижнего франа [6], в серии ориентированных шлифов прослеживается изменение соотношений строматопо-

роидей и микробиальных остатков. В основании постройки строматопороиды представляют собой тонкие прослои высотой 1-2 каркасных этажа мощностью 0.1–1.5мм. Строматопороиды характеризуются представителями рода *Simplexodictyon*, для которых характерно наличие раздельных ламин со срединным просветом, которые здесь расщепляются на отдельные ламинарные цепочки к боковому краю желвака (рис. 1, А). Выше идет неравномерное тонкое переслаивание микробиальных образований и строматопороид-

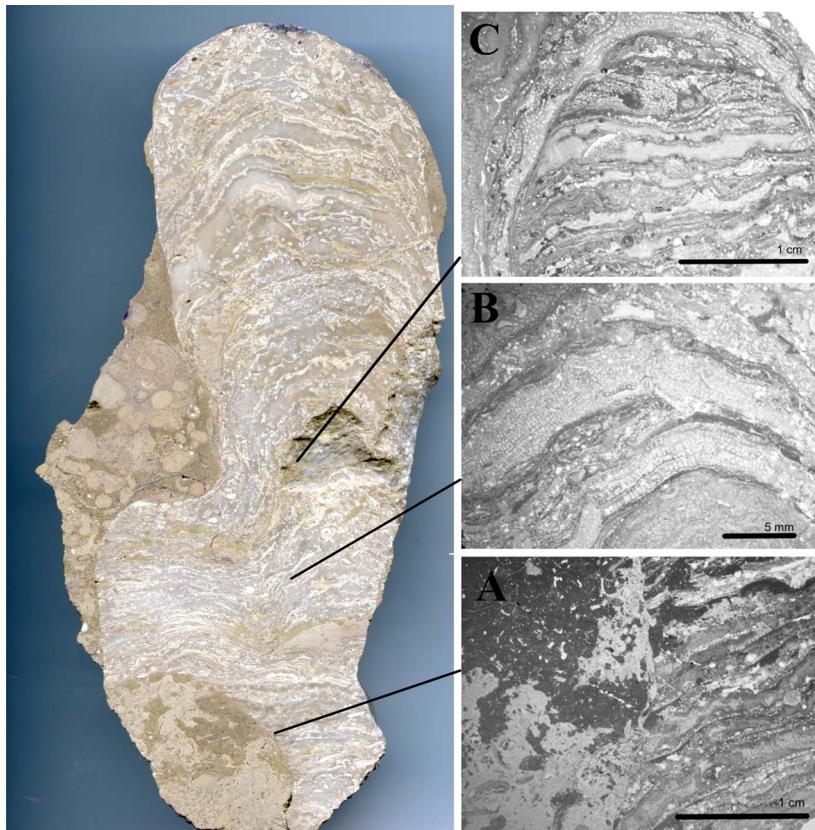


Рис. 1. Калиптра, образованная микробиально-строматопоратовой ассоциацией. Разрез «Старый Изборск» (пос. Старый Изборск, западный и восточный борта оз. Городищенское), псковские слои плявиньского горизонта нижнего франа верхнего девона. А – строматопороиды *Simplexodictyon*, у которых ламины со срединным просветом расщепляются на отдельные цепочки. В – неравномерное тонкое чередование микробиального кальцита и строматопороидей *Actinostrom sp.* и *Gerronostroma sp.*. С – Строматопороиды *Gerronostroma sp.* в верхней части постройки

дей примерно в равном соотношении (рис. 1, В). В верхней части калипты строматопораты значительно доминируют, представляют собой чередование *Actinostroma* sp. и *Gerronostroma* sp., которые перекрываются ценостемами *Gerronostroma* sp. толщиной до 1.5 см (рис. 1, С).

На некоторых поверхностях обрастаний развиты табуляты *Aulopora*, или серпулиды (незначительно). На нескольких уровнях отмечаются следы сверления метазойными организмами, что свидетельствует о дискретности роста калипты. При растворении этих скелетных построек 8%-ой уксусной кислоте было обнаружено большое количество фрагментов различной фауны, не содержащихся во вмещающих породах, что указывает на то, что микробиальные пленки служили своеобразным коллектором, склеивая мелкие органические остатки, среди которых выявлены окатанные фрагменты конодонтов, спикулы губок, обломки раковин брахиопод с фрагментарными реликтами прижизненной окраски, а также шарообразные халцедоновые розетки.

Особый интерес вызывает палеоэкологические взаимоотношения бактериальных сообществ и строматопороидей. Известно, что современные морские и пресноводные губки являются мощными биофильтраторами (губка живым весом 1.0 кг фильтрует 24-25 тыс. л. воды в сутки), питающиеся растворенными в воде органическими веществами, гетеротрофными и аутотрофными бактериями, а также более крупными клетками микроскопических водорослей, грибков и зоопланктонных организмов [1]. Многие исследования показали, что губки получали значительное количество питательных веществ из микробиальных симбионтов [9].

Таким образом, высокая адаптивность строматопороидей и их трофические «предпочтения» позволяли им благоденствовать в условиях неблагоприятных, или даже губительных, для других групп метазойной фауны. Выявление характера экологической функциональности системы бактерии-стрематопороиды имеет важное значение в понимании развития симбиотических связей и пищевых цепей в раннем палеозое. Определение биологического взаимодействия в подобных структурах позволит в будущем пополнить данные о морфологическом разнообразии, распространении и развитии этой группы фауны. Изучение морфологических и тафономических особенностей, фациальной и стратиграфической приуроченности микробиально-стрематопоратовых калиптр, определение таксономического состава слагающей их биоты, даст ключ к углубленной многосторонней расшифровке геологической истории водоемов.

Литература

1. *Anakina P. P.* Губки – биологические индикаторы и оздоровляющие составляющие пресноводных экологических систем // Биосфера, 2010. Т. 2. №3. С. 397–408.
2. *Антропова Е. В.* К развитию строматопороидей в силуре в Тимано-Североуральском палеобассейне // Тезисы докладов Девятой всероссийской научной школы молодых ученых-палеонтологов, Москва, 2012. С. 8.
3. *Безносова Т. М., Цыганко В. С., Соколова Л. В., Матвеев В. А.* Доминантные сообщества и основные этапы развития биоты позднего ордовика и раннего силура // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. №12. С. 3–5.
4. *Богоявленская О. В.* Строматопораты палеозоя (морфология, систематическое положение, классификация и пути развития). М.: Наука, 1984. 96 с.
5. *Большакова Л. Н.* О современных аналогах строматопороидей // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 70–75.
6. *Опорные разрезы Эйфельских-нижнефранских отложений востока главного девонского поля* // Путеводитель экскурсии 21–24 сентября 2012 г. III Всеросс. сов. «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия» / А. О. Иванов, Г. В. Стинкулис, И. О. Евдокимова, А. В. Журавлев. С-Пб., 2012. 54 с.
7. *Рябинин В. Н.* Строматопороиды Главного девонского поля / Фауна Главного девонского поля. Издательство Академии наук СССР, М.–Л., 1941. С.85 – 110.
8. *Соломко Е.* Строматопоры девонской системы России. 1886. 48 с.
9. *Haygood M. G., Schmidt E. W., Davidson S. K., Faulkner D. J.* Microbial symbionts of Marine Invertebrates: Opportunities for Microbial Biotechnology // J. Molec. Microbiol. Biotechnol., 1999. V. 1. P. 33–43.

ПИРОКСЕНЫ БАЗАЛЬТОВ ВЕРХНЕ-ВОРЫКВИНСКОГО ПОКРОВА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Е. А. Анферова¹, С. С. Шевчук², О. В. Удоратина²

¹Комигеолфонд ТФИ РК, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

udoratina@geo.komisc.ru

На Среднем Тимане в верховьях р. Верхняя Ворыква базальтовый покров вскрыт в пределах Вежаю-Ворыквинской группы бокситовых месторождений. Покровы базальтов, дайки долеритов рассматриваются в составе канино-тиманского комплекса [4] средне-верхнедевонского возраста (D_{2-3}) и составляют объем яранской свиты.

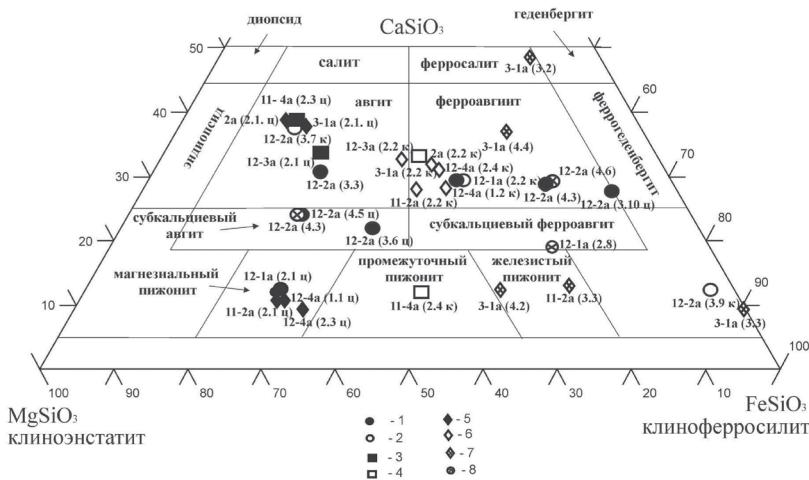
Вскрытые части покрова базальтов (долеритов) были опробованы в 2010—2011 гг. В стенках двух карьеров бокситового и базальтового покровов обнажен на всю мощность. Изучение верхнего контакта затруднено, так как наблюдаемая верхняя часть покрыта растительным покровом. Нижний контакт обнажен на большом протяжении и видно как покров налегает на бокситы. Опробование пород покрова проведено вертикально от подошвы до кровли (от 0 до 12 м).

Минералы базальтов изучались в петрографических шлифах, шлифах на эпоксидной основе и аншлифах. Петрографические и микрозондовые исследования проведены в ИГ Коми НЦ УрО РАН (на микроскопе Olympus BX-51 и спектральном электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с эдс X-MAX 50mm Oxford Instruments). Более ранние данные по составам минералов базальтов Среднего Тимана приведены в работах [1-2, 5].

Базальты темно-серого цвета, с зеленоватым оттенком, массивные, порфировые. Вкрацленники представлены пироксеном черного цвета (размер поперечнике 0.1—0.3 мм), на выветрелой поверхности видны вкрацленники плагиоклаза удлиненной формы (в длину 0.3—0.5 мм до 1 мм). Под микроскопом наблюдается порфировая, долеритовая структура. Вкрацленники представлены плагиоклазом (15—45 об. %) и моноклинным пироксеном (5—30 об. %), матрикс плагиоклаз-пироксеновый, рудный минерал, стекло. Структуру породы формируют вкрацленники плагиоклаза, располагающиеся как в виде единичных кристаллов, так и образующими скопления, погруженные в микролитовый матрикс, сформированный мелкими листами плагиоклаза и близизометричными кристаллами пироксена. Породы нижней, средней и верхней части покрова не отличаются макроскопически и петрографически, в шлифах варьирует содержание стекла и для центральной части покрова характерны более крупные кристаллы.

Вкрашенники плахиоклаза без развития продуктов замещения наблюдаются в виде удлиненных лейст (0.9 до 0.123 мм), разбитых трещинами. В скрещенных николях хорошо видны полисинтетические двойники, погасание неровное. Вкрашенники пироксена представлены таблитчатыми кристаллами (0.9 до 0.3 мм). Характеризуется слабым плеохроизмом, в скрещенных николях имеет высокие цвета интерференции в голубовато-серой гамме. Основная масса сложена микролитами плахиоклаза и пироксена. Вулканическое стекло составляет 7—30 об. % породы, слагает межзерновые промежутки, имеет как изометричную, так и удлиненную форму с характерными заливами между кристаллами плахиоклаза и пироксена. Стекло раскристаллизовано, характеризуется буровато-желтой окраской в параллельных николях и реагирует на поляризационный свет. Рудный минерал занимает нередко до 10 об. % породы. В параллельных и скрещенных николях имеет черную окраску. Форма выделений, различна: угловатая, неправильная, часты скелетные формы роста, выделения «елочкой» и другие.

Проведенные микрозондовые исследования показали, что минералы имеют зональное строение и переменный состав (рисунок). Полученные при микрозондовых исследованиях данные использованы для расчета формул [3], химический состав пироксенов приведен в таблице.



Положение точек составов изученных пироксенов
на диаграмме $\text{MgSiO}_3\text{--CaSiO}_3\text{--FeSiO}_3$.

Положение образца в покрове (положение точки в зерне): 1 – кровля (центр), 2 – кровля (край), 3 – подошва (центр), 4 – подошва (край), 5 – средняя часть (центр), 6 – средняя часть (край), 7 – подошва – не зональный пироксен, 8 – кровля – не зональный пироксен. Цифры на рисунке соответствуют номерам в таблице (номер образца (номер точки))

Химический состав и формульные коэффициенты для пироксенов

Компоненты	2a(2.1u)	2a(2.2k)	3.1a(2.1u)	3.1a(2.2k)	3.1a(3.2)	3.1a(3.3)	3.1a(4.2)	3.1a(4.4)	11-2a	11-2a	11-2a	11-4a	11-4a	12-1a (2.1u)
SiO₂	51.83	50.69	52.39	49.60	33.40	18.93	57.05	48.66	53.37	49.95	48.14	51.65	50.87	53.67
TiO₂	0.60	0.82	0.69	0.97	39.11	34.17	0.41	1.47	0.38	1.04	0.84	0.67	0.56	0.41
Al₂O₃	1.68	1.90	1.53	1.56	1.96	1.55	14.68	1.52	0.94	1.22	0.78	1.91	-	1.10
FeO²⁺	8.92	21.87	10.10	19.08	7.52	38.13	10.21	25.57	17.15	21.38	37.06	9.05	27.08	16.38
MnO	-	0.51	0.33	-	0.55	1.44	-	-	0.52	0.63	-	-	-	0.41
MgO	16.78	10.82	16.18	11.96	1.06	0.34	3.34	6.39	22.14	11.86	7.38	16.32	14.62	22.24
CaO	18.74	14.99	18.25	15.26	7.09	3.12	1.78	16.82	5.27	13.47	5.84	18.63	5.63	6.02
Na₂O	0.34	-	-	-	-	0.37	4.93	-	-	-	-	-	-	-
K₂O	-	-	-	-	-	2.05	0.88	2.23	-	-	-	-	-	-
Сумма	98.89	100.60	99.48	98.43	92.74	99.60	94.63	100.43	99.24	99.35	100.66	98.22	98.75	100.23
Формульные коэффициенты														
Si	1.93	1.96	1.96	1.94	1.65	0.87	2.27	1.88	1.98	1.95	1.96	1.94	2.00	1.97
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	1.45	1.19	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
Al	0.07	0.04	0.07	0.07	0.11	0.08	0.69	0.07	0.04	0.06	0.04	0.08	-	0.05
Al⁴⁺	0.00	0.01	0.02	0.01	-0.24	-1.04	0.00	-0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02
Fe³⁺	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.05	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Fe²⁺	0.22	0.71	0.32	0.62	0.31	1.52	0.34	0.64	0.53	0.69	1.26	0.28	0.89	0.50
Mn	-	0.02	0.01	-	0.02	0.06	-	-	-	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
Mg	0.93	0.62	0.90	0.70	0.08	0.02	0.20	0.37	1.22	0.69	0.45	0.92	0.86	1.22
Ca	0.75	0.62	0.73	0.64	0.37	0.15	0.08	0.70	0.21	0.56	0.25	0.75	0.24	0.24
Na	0.02	-	-	-	0.03	0.38	0.00	-	-	-	-	-	-	-
K	0.00	-	-	-	-	0.12	0.04	0.11	-	-	-	-	-	-
Минералы														
Mg	0.42	0.27	0.40	0.30	0.03	0.01	0.08	0.16	0.55	0.29	0.18	0.40	0.36	0.55
Ca	0.33	0.27	0.33	0.27	0.13	0.06	0.03	0.30	0.09	0.24	0.10	0.33	0.10	0.11
Fe	0.12	0.30	0.14	0.27	0.10	0.53	0.14	0.36	0.24	0.30	0.52	0.13	0.38	0.23
Липоксит														
Ca	0.42	0.27	0.40	0.30	0.03	0.01	0.08	0.16	0.55	0.29	0.18	0.40	0.36	0.55
Fe	0.12	0.30	0.14	0.27	0.10	0.53	0.14	0.36	0.24	0.30	0.52	0.13	0.38	0.23
Al₂O₃	0.07	0.04	0.07	0.07	0.11	0.08	0.69	0.07	0.04	0.06	0.04	0.08	-	0.05
SiO₂	51.83	50.69	52.39	49.60	33.40	18.93	57.05	48.66	53.37	49.95	48.14	51.65	50.87	53.67
TiO₂	0.60	0.82	0.69	0.97	39.11	34.17	0.41	1.47	0.38	1.04	0.84	0.67	0.56	0.41
Al₂O₃	1.68	1.90	1.53	1.56	1.96	1.55	14.68	1.52	0.94	1.22	0.78	1.91	-	1.10
FeO²⁺	8.92	21.87	10.10	19.08	7.52	38.13	10.21	25.57	17.15	21.38	37.06	9.05	27.08	16.38
MnO	-	0.51	0.33	-	0.55	1.44	-	-	0.52	0.63	-	-	-	0.41
MgO	16.78	10.82	16.18	11.96	1.06	0.34	3.34	6.39	22.14	11.86	7.38	16.32	14.62	22.24
CaO	18.74	14.99	18.25	15.26	7.09	3.12	1.78	16.82	5.27	13.47	5.84	18.63	5.63	6.02
Na₂O	0.34	-	-	-	-	0.37	4.93	-	-	-	-	-	-	-
K₂O	-	-	-	-	-	2.05	0.88	2.23	-	-	-	-	-	-
Сумма	98.89	100.60	99.48	98.43	92.74	99.60	94.63	100.43	99.24	99.35	100.66	98.22	98.75	100.23

Примечание: Номер образца и исследованные кристаллы пироксена, II – центр, K – край. «» – не обнаружено.

Таблица (продолжение)

Компоненты	12-1a (2.2к)	12-2a (2.8)	12-2a (3.3)	12-2a (3.6и)	12-2a (3.7к)	12-2a (3.9и)	12-2a (4.5и)	12-2a (4.6и)	12-2a (4.5и)	12-3a (2.1и)	12-3a (2.2и)	12-3a (2.2и)	12-4a (1.1и)	12-4a (1.2и)	12-4a (2.3и)	12-4a (2.4и)
SiO₂	48.30	51.12	50.22	52.50	42.52	29.54	48.09	52.47	51.77	50.04	51.91	47.50	52.62	49.58		
TiO₂	1.00	1.42	1.19	0.61	4.46	14.61	0.82	0.51	0.69	1.21	-	0.86	0.42	0.91		
Al₂O₃	1.26	-	-	-	-	-	1.37	1.00	1.00	1.41	1.54	0.93	1.03	0.79	1.27	
FeO²⁺	24.14	33.71	14.71	20.20	9.32	33.42	40.45	30.86	14.10	14.10	12.70	20.42	17.24	23.21	18.98	22.19
MnO	0.55	0.76	0.46	0.50	0.69	0.43	0.43	-	-	0.39	0.49	0.46	0.50	0.44	0.46	
MgO	9.38	15.36	15.16	16.73	2.86	1.12	5.45	19.34	19.34	16.00	11.11	21.71	10.41	21.47	10.77	
CaO	13.23	8.52	14.76	10.44	18.33	11.53	4.68	13.08	11.97	11.97	16.53	15.49	4.78	12.71	4.54	14.48
Na₂O	-	-	-	-	-	-	2.61	-	-	0.28	0.40	0.37	-	-	-	-
K₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.88	98.68	97.82	99.41	99.22	97.86	105.57	100.35	99.82	99.82	99.58	100.69	97.39	96.23	99.26	99.66

Фондуктните компоненти

Минаты

Прирокен	ФЕППО-АБРНТ									
	ФЕППО-АБРНТ					ФЕППО-АБРНТ				
Прирокен	АБРНТ									
	ФЕППО-АБРНТ									
Mg	0.23	0.16	0.38	0.38	0.41	0.07	0.03	0.14	0.48	0.40
Ca	0.24	0.15	0.26	0.19	0.33	0.21	0.08	0.23	0.21	0.29
Fe	0.34	0.47	0.20	0.28	0.13	0.46	0.56	0.43	0.20	0.20

Пироксен наряду с плагиоклазом слагает как основную массу породы, так и формирует вкрапленники. Имеет как четко выраженное зональное строение, так и не зональное. Подошвенная часть покрова (0–3 м): центральные зоны пироксенов вкрапленников по данным микрозондового анализа, представлены авгитом и субкальциевым авгитом, а краевые части – ферроавгитом. Отмечается уменьшение магнезиальности от $x\text{Mg}$ 22.24–9.38 и соответственно увеличение железистости $x\text{Fe}$ 0.2–0.31, прямая зональность от центральной зоны пироксена к краевой. Не зональные пироксины основной массы соответствуют ферросалиту, железистому пижониту и ферроавгиту. Средняя часть покрова (4–7 м): центральные зоны пироксенов вкрапленников представлены авгитом, а краевые – авгитом и промежуточным пижонитом. Кровля покрова (8–12 м): центральные зоны пироксенов вкрапленников представлены субкальциевым авгитом, а краевые части – ферроавгитом и авгитом. Отмечается уменьшение магнезиальности от $x\text{Mg}$ 0.31–0.2 и соответственно увеличение железистости $x\text{Fe}$ 9.38–22.24 от центральной зоны пироксена к краевой. Не зональные пироксины основной массы – субкальциевый авгит, субкальциевый ферроавгит и авгит.

Остывание покрова проходило быстро, об этом свидетельствуют структуры распада рудного титаномагнетита [1]. Наблюданная (прямая) зональность пироксенов и плагиоклазов [2] свидетельствует, что формирование этих минералов было более длительным. Они в основном кристаллизовались на глубине до излияния магмы на поверхность и частично могли дорастать уже после излияния покрова. Для подошвенной и прикровельной частей покрова характерен пироксен вкрапленников – авгит (центр) → ферроавгит (края). В центральной части покрова характеризующейся более крупнозернистым строением состав пироксена вкрапленников авгит (центр) → пижонит (края). Не зональные пироксины основной массы различны по составу и наблюдаются во всех частях покрова, но для подошвенной и прикровельной частей характерны более железистые незональные пироксины.

Литература

1. Анферова Е. А. Рудные минералы базальтов Верхне-Ворыквинского покрова (Средний Тиман) // Металлогения древних и современных океанов – 2012. Гидротермальные поля и руды. Материалы Восемнадцатой научной молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 333–335.
2. Анферова Е. А., Шевчук С. С., Удоратина О. В. Плагиоклазы базальтов Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия. IV Всероссийская школа молодых ученых. Сборник трудов. Черноголовка. 2013. С. 5–7.

3. *Булах А. Г.* Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Издание второе исправленное и дополненное. М.: Недра, 1967. 142 с.

4. Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР / В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова и др. // Серия пре-принтов «Научные рекомендации – народному хозяйству». Сыктывкар, 1985. Вып. 53. 24 с.

5. *Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И.* Минеральный состав базальтов Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры. Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 281–283.

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТИТАНОВЫХ РУД ПАЛЕОРОССЫПЕЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

С. В. Вахрушев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sevahx@gmail.com

Титан относится к стратегическим видам полезных ископаемых, развитие его сырьевой базы для самообеспечения России остро необходимо. Титан широко используется в авиационной промышленности, электронике, очистных сооружениях, а также для производства красок и белил. Россыпи являются наиболее дешевым источником сырья и служат основным промышленным источником титановых минералов.

Изучение титановых руд Среднего Тимана проводится с начала XX века, в том числе в ИГ Коми НЦ УрО РАН (Авдигев Г. Р., Коржаков В. В., Бурцев И. Н., Игнатьев В. Д. и др. [1-3]), но вопросы, касающиеся их технологических особенностей, не перестают быть актуальными. Применение и совершенствование существующих теоретических и практических достижений минералогии, а также внедрение новых методик, приобретают определяющее значение. Как подчеркивали Гинзбург А. И., Пирогов Б. И., Ревнивцев В. И. — без глубокого и всестороннего исследования и учета генетических особенностей минералов и руд, невозможно получить объективные представления об их реальных технологических свойствах.

Цель работы. Выявить взаимосвязь между вещественным составом и технологическими свойствами объектов исследования, определяющих их обогатимость.

Основные методы исследований:

-оптическая микроскопия для изучения структурных особенностей и минерального состава руд и продуктов их обогащения;

-рентгеноспектральный микролитоанализ для изучения элементного состава и взаимоотношений минералов;

-рентгенографический фазовый анализ, в том числе, количественный, для определения минерального состава пород и руд,

-рентгеновская микротомография для исследования взаимосвязи между элементами структуры минеральных образований и морфоструктурных особенностей в их естественном состоянии;

-аналитическая электронная микроскопия для выявления особенностей микростроения тонкодисперсных минеральных систем, иден-

тификации микрофаз, определения реального состава и строения минералов.

Диагностика минеральных фаз осуществляется микродифракционным методом.

Титановые руды палеороссыпей Среднего Тимана отличаются сложным полиминеральным составом, что порождает проблемы в их обогащении и переработке. Представляется актуальным углубить знания в области минералого-технологической свойств титановых руд, используя новые подходы в области технологической минералогии для создания более эффективных технологий их переработки и обогащения.

В докладе представлены новые данные в области направленного изменения свойств минералов титана, включая их поверхностные свойства, как основа создания эффективных технологий.

Литература

1. Авиджес Г. Р., Коржаков В. В. Яргское месторождение – крупная и перспективная сырьевая база развития титановых производств в России // Народное хозяйство Республики Коми. Воркута; Сыктывкар; Ухта, 1993. Т. 2, № 1. С. 77–84.
2. Бурцев И. Н., Игнатьев В. Д. Лейкоксен Тимана: минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997.
3. Тигунов Л. П., Быховский Л. З., Зубков Л. Б. Титановые руды России: состояние и перспективы освоения // ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского. Москва, 2005.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ИХНОФОССИЛИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ФРАНСКОГО ЯРУСА ТИМАНА

О. В. Гамолюк, П. А. Безносов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

gamich88@mail.ru, Beznosov@geo.komisc.ru

Отложения франского яруса верхнего девона широко развиты вдоль всей осевой части Тимана. Благодаря залежам нефти и других полезных ископаемых, их стратиграфия, вещественный состав, а также большинство групп, встреченной в них ископаемой фауны, достаточно хорошо изучены. До недавнего времени среди неохваченных исследованиями направлений на Тимане оставалась палеоихнология, объектами которой являются запечатленные в осадке следы жизнедеятельности ископаемых организмов – ихнофоссилии. В известной нам литературе имеются лишь краткие упоминания об их присутствии в отложениях устьярской, крайпальской и березовской свит на Среднем Тимане [2].

За последние четыре года авторами был собран представительный материал из франских разрезов по рекам Волонга (Северный Тиман), Цильма (Средний Тиман), Ижма, Ухта и Лыаель (Южный Тиман), а также изучены коллекции, хранящиеся в геологическом музее им. А. А. Чернова Института геологии Коми НЦ. В результате для большинства стратиграфических подразделений франского яруса Тимана были получены уточненные данные о таксономическом составе ихнофоссилий и их вертикальном распространении. К сожалению, охватить весь интервал разреза на данном этапе не представляется возможным, поэтому приводимые здесь сведения (таблица) следует считать предварительными.

На Южном Тимане наиболее богатый комплекс ихнофоссилий приурочен к верхней части тиманской свиты [1]. Он в значительной степени схож с сообществами из одновозрастных отложений Среднего Тимана, отличаясь, главным образом, отсутствием следовых дорожек *Diplichnites*, весьма обычных в устьяркинской свите. Вышележащая устьярская свита на Среднем Тимане хорошо распознается по появлению в разрезе следов *Chondrites*. Для Южного Тимана сведения по ихнофоссилиям из этого интервала, к сожалению, пока отсутствуют.

По всей видимости, совершенно лишены ихнофоссилий доманиковые отложения. Нам так и не удалось достоверно установить их присутствие в основных опорных разрезах по рр. Доманик, Чуть и

Распространение ихнофоссилий в отложениях франского яруса Тимана

Ярус D _{3fm}	Горизонт	Южный Тиман	Средний Тиман	Северный Тиман	
	Волгоградский	Сосновогорская св.			
Франский (D _{3sf})	Евлановский	Устьухтинская св. ?		Каменская св. +	
	Ливенский	Ухтинская св. <i>Chondrites isp.</i> +	Седьюская св.		
	Сирабчайский	Сирабчайская св. <i>Thalassinoides isp.</i>	Лышеевская св. <i>Planolites isp.</i> <i>Trypanites isp.</i>	Каменноручейская св. ○	Устьбезмештская св. <i>Gyrochorte isp.</i> <i>Chondrites isp.</i> <i>Skolithos isp.</i>
	Бетлосянский	Ветласянская св. ○		Березовская св. +	
	Доманиковый	Доманиковая св.	<i>Chondrites isp.</i> <i>Cruiziana isp.</i> , <i>C. isp.2</i> <i>Lockeia isp.</i> <i>Planolites isp.</i> <i>Rhizocorallium isp.</i> <i>Skolithos isp.</i> <i>Thalassinoides isp.</i> <i>Piscichnus isp.</i> +		Россохинская св. ○
	Саргаевский	Устьяргская св. ○	Устьяргская св. <i>Chondrites isp.</i> <i>Palaephycus isp.</i> <i>Planolites isp.</i> +		Груборучейская св. <i>Paleohelcura isp.</i> <i>Undichna isp.</i>
	Тиманский	Тиманская св., верхняя подсвита <i>Lockeia isp.</i> <i>Planolites isp.</i> <i>Rhizocorallium isp.</i> <i>Skolithos isp.</i> <i>Thalassinoides isp.</i>	Устьчиркинская св. <i>Diplichnites isp.</i> <i>Lockeia isp.</i> <i>Palaephycus isp.</i> <i>Planolites isp.</i> <i>Skolithos isp.</i> <i>Thalassinoides isp.</i> <i>?Undichna isp.</i>		Выучейская св. ○
	...?	Тиманская св., нижняя подсвита		Цилемская св.	Кумушинская св.
	D _{2gv}				

Условные обозначения:

«+» - ихнофоссилии с неясной таксономической принадлежностью

«○» - отсутствие сведений

Ухта. Напротив, одновозрастные среднефранские отложения Среднего Тимана, представленные крайпальской свитой, характеризуются наиболее богатым комплексом ихнофоссилий в пределах рассматриваемого интервала. При этом внутри свиты отдельные ихнотаксоны отмечаются на разных уровнях, так что в разрезе четко прослеживается несколько ритмов смены ихнотаксий – от мелководно-шельфовой крузиановой к прибрежной сколитовой.

В верхнефранских отложениях Среднего и Южного Тимана ихнофоссилии довольно редки и не отличаются разнообразием. Относительно богатое сообщество, отмеченное для отложений сосновогорской свиты [3], характерно только для фаменской части ее разреза.

Еще реже ископаемые следы организмов встречаются на Северном Тимане, причем здесь это касается всего франского разреза, сложенного, большей частью, косослоистыми пляжевыми песчаника-

ми. Наряду с такими широко распространенными на Тимане ихнотаксонами, как *Skolithos* и *Chondrites*, только на Северном Тимане встречены единичные следовые дорожки скорпионоподобных артропод *Paleohelcura* (в груборучейской свите) и ползающих полихет *Gyrochorte* (в устьбезмошицкой свите). Кроме того, не менее двух своеобразных ихнотаксонов обнаружено в каменской свите, однако их таксономическая принадлежность пока точно не установлена.

В целом для франских отложений Тимана на данный момент выявлено 14 ихнородов. Среди них наиболее обычными и широко распространенными являются *Skolithos*, *Chondrites* и *Planolites*. Наиболее богатые сообщества франских ихноФоссилий приурочены к мелководно-морским фациям.

Литература

1. Гамолюк О. В. Некоторые ихноФоссилии из разреза тиманской свиты (верхний девон) Южного Тимана // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-ой научной конференции. Сыктывкар, 2012. С. 34—36.
2. Цаплин А. Е., Сорокин В. С. Франский ярус Среднего Тимана. Ухта: УГРЭ, 1988. 54 с.
3. Luksevics E., Beznosov P., Mikulas, R. & Meskis S. Late Devonian trace fossils from the Sosnogorsk Formation (South Timan, Komi Republic) // Latvijas Universitate 71. Zinatniska conference. Geografija. Geologija. Vides zinatne. Riga: Latvijas Universitate, 2013. P. 332—334.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИКРОВЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕНД – РИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА НИЖНЕЧУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С. А. Горобец¹, Т. А. Овчарова²

¹ООО Нефтегазпромтех, ²УГТУ, Ухта

Rommel88@yandex.ru

Район исследований в тектоническом отношении приурочен к центральной части Ухта-Ижемского вала, Восточно-Тиманского мегавала. В нефтегеологическом отношении площадь относится к Нижнечутинскому месторождению, Ухта-Ижемскому НГР Тиманской нефтегазоносной области. Построение площади моделирования началось со сбора информации, который разделился на несколько этапов. На первом этапе проходил сбор фондовых материалов прошлых лет, этими материалами являются паспорта по пробуренным скважинам, годовые производственные отчеты за некоторые годы деятельности Водного промысла. Второй этап включал себя обследование скважин, со снятием gps координат. На третьем этапе происходила загрузка скважинных данных, координат устьев скважин, альтитуды, отметки пластов. Загружено порядка 400 скважин, после чего были выполнены структурные построения методом kriging interpolation в программе Roxar RMS. С учетом разбуренности и размеров площади исследования, был выбран размер элементарной ячейки 50×50 м.

Кристаллическим основанием Нижнечутинского месторождения (рис. 1), являются метаморфические сланцы с весьма сложным рельефом. Преобладающее распространение имеют темно-серые кварцитово-мусковитовые, реже кварцito-серicitовые сланцы. Среди сланцев встречаются обособленные пласты разнообразных кварцитов. Характерно, что повсеместно на глубину до 20 м от эродированной кровли, сланцевый массив сложен глинисто-слюдяными породами зоны выветривания. Эти породы, почти совершенно лишенные трещин, являются как бы своеобразной глинистой покрышкой для трещиноватых и неразрушенных ниже залегающих сланцев и кварцитов, содержащих газовые и нефтяные скопления. Наиболее важное значение для накопления УВ флюидов имеет трещиноватость сланцевого массива. Сланцы и особенно кварциты, пронизаны большим числом кругопадающих трещин.

Кровля сланцев колеблется от +45 м в точке на Воднинском поднятии, и до –225 м в пределах Большого яргеского сброса. Как вид-

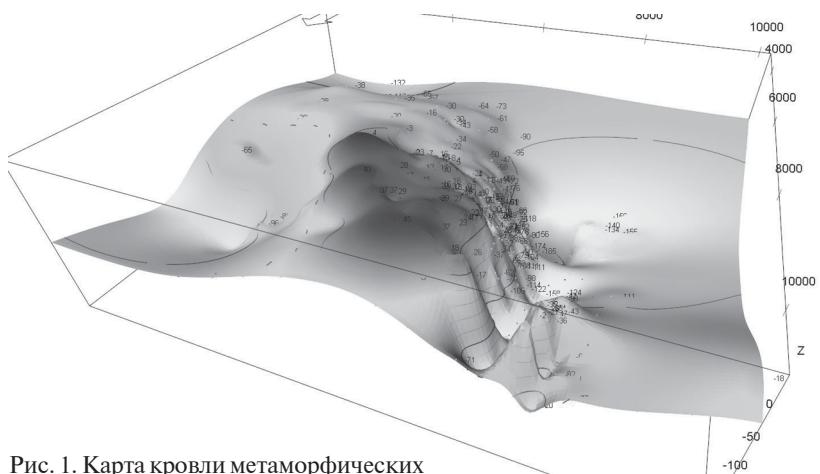


Рис. 1. Карта кровли метаморфических сланцев в пределах Нижнечутинского месторождения

но по построенной поверхности, площадь представляет собой ступенчатые дизъюнктивные дислокации сланцевого массива. К юго-западу исследуемой площади, поверхность сланцев плавно погружается и ограничивается Тобысским разломом. К северо-востоку площадь погружается на протяжении 23 км, в среднем на 10 м на 1 км. К востоку сланцевая поверхность изгибается и обрывается крупным Ярегским сбросом, с простиранием близким к меридиальному. Амплитуда на юге достигает до 170 м и уменьшается до 50 м на севере, далее уходит на погружении (рис. 2). Поверхность Ярегского сброса построена по 114 скважинам.

В пределах площади моделирования, скважинами различного назначения была вскрыта прикровельная часть вендских отложений, отмечается наличие метаморфизованных кварцевых песчаников. Нефтегазопроявления в породах фундамента известны с 30-40-х годов, когда интенсивно разбуривались участки Ярегского месторождения, Водного промысла, расположенные в сводовой части Ухта-Ижемского вала. В десятках скважин, вскрывших фундамент на глубину 200—400 м, в керне зафиксированы жидккая нефть, битум, асфальт по трещинам, кавернам и порам в сланцах, кварцитопесчаниках. Следует отметить, что Ярегское месторождение и Водный промысел интенсивно разбиты разрывными нарушениями. В породах развита трещиноватость, преимущественно северо-западного простирания, также существуют поперечные разломы и связанные с ними трещиноватость, создающие замкнутые блоки, которые по данным бурения являлись нефтегазоносные.

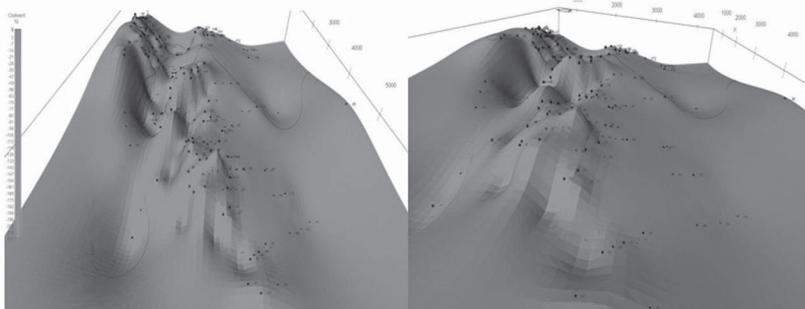


Рис. 2. Карта кровли метаморфических сланцев
в пределах Большого Яргского сброса

В пределах месторождения в 1905 г. в пойме р. Ярга была пробурена скважина глубиной 117 м предпринимателем Вороновым, из интервала 68.3–114.1 м, которой было поднято 45.8 м пропитанных нефтью, слабо метаморфизованных песчаников фундамента. В 1935 г. примерно в 250 м к юго-западу от нее Водным промыслом пробурена скважина № 59 глубиной 308.7 м, в которой метаморфизованные песчаники фундамента вскрыты в интервалах 117.2–288.2 м и с глубиной 300.7 и до забоя. При этом в интервале 117.2–152.2 м песчаники насыщены нефтью. Таким образом, только вскрытая скв. №59 толщина песчаников фундамента составляет 179 м, она может оказаться значительно больше, поскольку забой скважины не вышел из них. Но песчаники перекрыты в кровле фундамента слоем сланцев толщиной 43.7 м. В скважине 247 по описанию В. А. Калужного нефть плотностью 0.952 г/см³, поступала из трещин кварцитов с таким напором, что прекращалось поступление воды в скважину.

В 2006 г. примерно в 750 м к западу от скв. Воронова пробурена скв. 15-ПР, а в 850 м к югу скв. 16-ПР. В скважине 15 ПР фундамент вскрыт в интервале 118–189 м и представлен трещиноватыми сланцами с тонкими прослойками песчаника со слабыми признаками нефтенасыщения. В скважине 16 ПР фундамент вскрыт в интервале 119.6–170 м, в том числе 6 пропитанных нефтью прослоев песчаников толщиной от 0.6 до 2.4 м (суммарная толщина 9 м), с пористостью от 6.8–26.94%. По данным ГИС также выделяются 6 продуктивных прослоев. Данные исследования керна и ГИС практически совпали, что говорит о надежности приведенных данных. При испытании скважин был получен только приток фильтрата.

Газопроявления в фундаменте не менее многочисленны, чем нефтепроявления. Свободные скопления газа здесь приурочены к небольшим “карманам”, видимо, тектонического происхождения. В конце

1941 года в связи с поставленной задачей перехода Энергохозяйства Промысла с дефицитного жидкого топлива на природный газ, была вновь поставлена проблема найти на промысловой площади, природный горючий газ в больших количествах. Для этого, с одной стороны, приступили к эксплуатации существующих газирующих водных скважин, а с другой стороны заложили новые разведочные скважины, в 1936 году при бурении ударили газовый фонтан с дебитом до 21600 м³. Скважина была пробурена и сдана в эксплуатацию с дебитом 15750 м³ газа в сутки. Всего в эксплуатации на газ находилось 11 скважин. В период 1941—1945 гг. было добыто порядка 11 млн. м³ [1]. В период с 1955—1960 гг. завод Комиэлектростеатит для собственных нужд возобновил добывчу газа с 5 старых скважин, в год добывалось около 1.5 млн. м³. При этом газовые скопления могут пополняться за счет подтока из глубоких горизонтов фундамента, одним из примеров служит выделение газа на протяжении 50 лет из некоторых скважин Водного промысла (рис. 3).



Рис. 3. Факел из старой скважины на территории пос. Водный

В целом кварцитопесчаники являются перспективными объектами в отношении нефтегазоносности, таким образом можно значительно нарастить запасы нефти и газа в старейшем нефтегазодобывающем районе.

Литература

Петухов А. В. Теория и методология изучения структурно-пространственной зональности трещинных коллекторов нефти и газа. Автореферат ... д. г.-м. н. Ухта, 2002 г.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАЛЬБЕЙСКОГО БЛОКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

И. И. Данышкова, О. С. Процько

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iidanshikova@geo.komisc.ru

В настоящее время к среднеордовикско-нижнедевонскому карбонатному нефтегазоносному комплексу (НГК) в центральной части гряды Чернышева проявляют не только научный, но и практический интерес. Проведенные ранее работы положительно оценивают перспективы нефтегазоносности комплекса [1, 2]. В последние годы, в рассматриваемом районе проводились многочисленные геологические исследования, позволившие существенно уточнить особенности строения рассматриваемого участка. Согласно современным представлениям, центральная часть поднятия Чернышева представляет сочетание крупных тектонических пластин, ограниченных снизу подошвенным надвигом, приуроченному к эвапоритовым отложениям верхнего ордовика. Фронтальные зоны пластин интенсивно дислоцированы и формируют многообразие чешуйчато-складчатых приповерхностных структур [3, 4]. В данных отложениях отмечаются как продукты хрупкого разрушения пород (брекчии, катаклазиты, милиониты), так и стресс-тектониты (породы с структурными преобразованиями в результате процессов рекристаллизации, пластической деформации течения, смятия, эпигенетической сульфатизации и пр.), а также их переходные разности [5].

Изучение строения, состава, вторичных изменений и нефтегазоматеринских свойств силурийских карбонатных пород проводилось по четырем разрезам скважин в северной части гряды Чернышева. По результатам проведенных литолого-петрографических исследований силурийских пород выявлены постседиментационные преобразования. Самыми распространенными из них являются стилолитизация, перекристаллизация, доломитизация, пиритизация, выщелачивание, реже встречается сульфатизация. Сульфатизация и доломитизация-перекристаллизация наиболее характерные для нижней части силурийского разреза и отрицательно сказываются на коллекторских свойствах. Улучшение же свойств отмечается в верхах разреза, где встречены такие вторичные изменения как выщелачивание, стилолитизация и трещинообразование, которые способствовали увеличению размеров пустот.

Коллекторы в целом характеризуются однотипным строением пустотного пространства и относятся к сложным средне-, низкоёмким трещинно-кавернового, трещинно-порового и трещинного типов [1, 2].

Для изучения особенностей формирования коллекторов и их фильтрационно-емкостных характеристик нами было проведено детальное химико-битуминологическое ($C_{\text{опт}}$, ХБА, ГЖХ), люминесцентно-битуминологическое и пиролитическое изучение органического вещества силурийских пород. Данные исследований показали широкое распространение бедных нефтегазоматеринских пород с реализованным потенциалом за счет сильной катагенетической преобразованности (стадии МК₄₋₅). Остаточный средний и богатый УВ потенциал характерен для глинистых и доломитизированных известковистых разностей пород преимущественно северо-западных районов. По данным люминесцентно-битуминологического анализа в силурийских породах распространены смолистые и смолисто-асфальтеновые компоненты. Первый из них имеет коричневые цвета люминесценции. Они встречены в межзерновом пространстве, всевозможных пустотах и стилолитовых швах. Более тяжелые асфальтенистые компоненты (коричнево-черные, черные) встречены только в широко распространенных сутурных швах. Легкие и маслянистые компоненты, имеющие голубовато-белые и бело-желтые цвета люминесценции встречаются единично и могут свидетельствовать об аллохтонных притоках углеводородного (УВ) компонента в сильно преобразованных (стадии МК₄₋₅) породах.

Таким образом, выявленные вторичные изменения силурийских пород неодинаково воздействовали на их коллекторские свойства. Наиболее благоприятное влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород оказали стилолитизация, трещинообразование и выщелачивание. Коллектора с хорошими емкостными характеристиками распространены в верхнесилурийском комплексе. Оценка нефтегазоматеринских (НГМ) свойств рассматриваемого комплекса показало, что породы характеризуются преимущественно остаточным генерационным потенциалом. Богатые и средние НГМ породы имеют локальное распространение в основном в верхнесилурийской части разреза западных окраин Тальбейского блока. Продолжение подобных исследований позволит прогнозировать наиболее перспективные участки для поиска залежей УВ и способствовать выявлению причин отсутствия их промышленных притоков.

Работа выполнена при поддержке проекта УрО РАН для молодых ученых и аспирантов №14-5-НП-287.

Литература

1. *Данилов В. Н., Иванов В. В., Гудельман А. А. и др.* Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геологоразведочных работ на Адакской площади [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2011.pdf.
2. *Данилов В. Н., Огданец Л. В., Макаров И. Р. и др.* Основные результаты изучения органического вещества и УВ-флюидов Адакской площади [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/1/22_2011.pdf.
3. *Борисов Н. С., Ткаченко Ю. П., Кокошко А. Л.* Надвиговые структуры Тальбейского блока гряды Чернышева. Механизм формирования и перспективы нефтеносности // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. 3. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 96–98.
4. Новые сведения о строении поднятия Чернышева по результатам сейсморазведочных работ / В. И. Антонов, В. В. Иванов, А. А. Гудельман, О. Л. Уткина, А. Г. Казанцева // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 7–9.
5. *Майдль Т. В., Даньщикова И. И.* Литологические признаки тектонических деформаций карбонатных пород Адакской площади (гряда Чернышева) // Материалы VII Всероссийского литологического совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск: РИЦ НГУ, 2013. Т. II. С. 205–209.

ВКЛЮЧЕНИЯ В АКЦЕССОРНОМ ЦИРКОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ю. В. Денисова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yulden777@yandex.ru

При изучении типоморфических и типохимических особенностей акцессорных минералов, исследование имеющихся в минерале включений проходит поверхностно. Вместе с тем, по включениям можно получить информацию о фазовом составе, химизме, температуре и давлении минералообразующей среды. Особенно интересен в этом отношении циркон, характеризующийся исключительной стойкостью к различным химическим и физическим воздействиям, происходящим в среде минералообразования.

Включения, в зависимости от времени образования, могут быть: протогенетические (образовавшиеся до образования минерала-хозяина), сингенетические (образованные одновременно с минералом-хозяином), эпигенетические (образованные после кристаллизации минерала-хозяина).

К первой группе относятся главным образом включения кристаллов породообразующих и акцессорных минералов. Более раннее формирование их доказывается положением в объеме индивида и анализом характера взаимоотношений. В цирконе протогенетические включения представлены кварцем, биотитом, калиевыми полевыми шпатами, амфиболом, плагиоклазом, а так же апатитом, магнетитом и др.

Более определенно диагностируются синпетрогенные (первичные) включения на основе анализа границ кристаллов-включений и кристалла- хозяина. Можно наблюдать следы одновременного роста апатита и циркона, ильменита и циркона, циркона и циркона. Наличие поздних (вторичных) включений, довольно широко распространенных в цирконе, является признаком наложенных процессов.

Включения минералообразующей среды в цирконе отмечаются большим разнообразием состава и формы и по фазовому составу подразделяются на твердые (расплавные), газовые и газово-жидкие. В циртолитах встречаются и жидкие включения. В цирконе расплавные включения обычно фиксируются в виде выделений изометричной формы, что свидетельствует о магматической природе содержащей их породе. Чаще всего встречается апатит, расположенный как правило хаотично. Так же присутствует биотит, который представлен отдельными пластинками, в отдельных случаях гексагональными окрашенными и плеохроирующими кристаллами, расположены-

ными вдоль продольных трещин в вытянутых индивидах. Встречаются и полифазные включения: пирит + апатит, галенит + пирит и др. Газовые включения характеризуются шаровидной и вытянутой формами. Первый вид часто ассоциируется с округлыми расплавными включениями. Удлиненные включения обычны для кристаллов неправильной формы, но особенно часто присутствуют в топедовидных кристаллах. Форма газово — жидких включений более разнообразно — от изометричной до удлиненной. Такие включения встречаются в кольцевидных, гиациントовых и торпедовидных типах циркона. Некоторые включения могут свидетельствовать о росте цирконов в присутствии газово- флюидной фазы. Кроме того, наличие каналов — полостей в минерале не всегда признак газовых, газово- жидких включений, возможно это следы от ранее существовавших минералов, выщелоченных или отвергнутых в процессе роста кристалла [2—4].

Кристаллы акцессорного циркона из гранитоидов Приполярного Урала часто переполнены газово-жидкими и твердыми минеральными включениями. Синтетические включения представлены включениями биотита, хлорита, роговой обманки, плагиоклаза, кварца, апатита, учитывая последовательность кристаллизации которых можно получить более детальную информацию об отдельных этапах циркообразования. Например, асимметричное расположение включений в кристалле указывает на снижении симметрии среды кристаллизации. Наличие газово- жидких включений в отдельных зернах циркона, сформировавшихся в присутствии газо- флюидной фазы, позволяют говорить о формировании того или иного гранитного массива на малых и средних глубинах. Для гранитов Бадьюского, Яротского, Кожимского, Николайшорского массивов характерны включения кварца, апатита, эпидота. В отдельных зернах акцессорного циркона Николайшорского массива присутствуют включения монацитита. В акцессорном цирконе Кожимского массива отмечено включение золота [1, 5].

Таким образом, анализ состава включений в цирконе позволяет сделать вывод о физико- химических свойствах минералообразующей среды, а так же о большом диапазоне времени выделения минерала в общем процессе формирования породы.

Литература

1. Денисова Ю. В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 5, 2014. С. 9—16.
2. Краснобаев Г. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

3. *Ляхович В. В.* Аксессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Москва: Наука, 1967. 446 с.

4. *Носырев И. В., Ромул В. М. и др.* Генерационный анализ акцессорного циркона. М: Наука, 1989. 203 с.

5. *Фишман М. В., Юшкун Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П.* Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.-Л.: Наука, 1968. 252 с.

ПОЧВЫ ГОРНОЙ КАТЕНЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: МОРФОЛОГИЯ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ

Е. В. Жангурев, А. А. Дымов, Ю. А. Дубровский

ИБ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

zhangurov@ib.komisc.ru

Несмотря на достаточно длительную историю исследований почв горной ландшафтной зоны Приполярного Урала [1, 2, 3 и др.] вопросы генезиса, диагностики и классификации этих почв, высотно-поясной дифференциации почвенного покрова и роли пестроты минералогического состава почвообразующих пород до сих пор остаются слабоизученными. Распределение почв на территории исследования в значительной мере определяется как характером рельефа, который представлен преимущественно среднегорными массивами с отметками высот от 700 до 1500 м над уровнем моря, так и спецификой высотной поясности растительного покрова [2]. Литературные данные пространственного размещения типов и подтипов почв в системе высотного градиента от подножия до вершины склона горных хребтов являются фрагментарными и единичными.

Цель работы — на основании сравнительного исследования морфологических и физико-химических свойств, специфики минерального состава песчаных фракций мелкозема установить генетические особенности почв в сопряженных геохимически подчиненных ландшафтах в пределах горной катены.

Район исследований находится на Приполярном Урале и охватывает разные участки склона хребта Малдынырд, где был заложен эколого-топографический профиль (катена) протяженностью около 2 км. Охвачены все высотные пояса, от нижней части горно-лесного (400 м над уровнем моря) до границы горно-тундрового пояса и горных каменистых пустынь (760 м над уровнем моря). В данной работе рассматриваются почвы и ландшафтно-экологические условия почвообразования только для горно-лесного и подгольцового растительного пояса, а также примыкающей предгорной равнины. Объектами исследований были выбраны 4 опорных разреза, заложенных по катене в различных ландшафтных условиях на склоне юго-восточной экспозиции хребта Малдынырд. Полевые работы включали заложение, описание почвенных профилей с последующим отбором проб почвенных горизонтов, а также ручное бурение с отбором льдистых

кернов с шагом 10 см до глубины 100—120 см. Минералогический состав средне-крупнозернистой (1.0—0.25 мм) и мелкозернистой фракций (0.25—0.1 мм) определяли оптическим иммерсионным методом с помощью поляризационного микроскопа и бинокуляра с предварительным разделением в бромоформе (удельная масса 2.9 г/см³) на легкие и тяжелые минералы. Номенклатура и классификация почв дана согласно «Полевому определителю почв России» [4].

В условиях верхней части горно-лесного пояса (400—550 м над уровнем моря) в растительном покрове представлены лиственничные леса из *Larix sibirica*, которые переходят в разреженные лиственничные редколесья подгольцовского пояса (550—650 м над уровнем моря). На данном участке пологого склона (с крутизной 5—7°) почвообразующие породы представлены элювиально-делювиальной обильно щебнистой толщей продуктов разрушения и переотложения риолитов, кварц-серicitовых и кварц-мусковитовых сланцев. Глубина подстилания горных пород — с 20—30 см. Формирующиеся в этих условиях иллювиально-железистые подзолы (разрезы 9-2009 и 10-2009) отчетливо дифференцированы на генетические горизонты: О-Е-BF-ВС. Физико-химические свойства отражают характерные черты сходства: сильнокислую реакцию среды (рН сол. 3.3—3.8), очень низкую степень насыщенности основаниями минеральных горизонтов (5—8 %), элювиально-иллювиальное перераспределение оксалато- и дитионитрастворимых форм соединений Fe_2O_3 .

Для средней более пологой части склона хребта Малдынырд (с крутизной 3—5°) на относительно однородных легко-среднесуглинистых отложениях, подстилаемых с глубины 55—60 см щебнисто-глыбистой толщей кварц-мусковитовых сланцев, риолитов и кварцитов, формируются светлоземы иллювиально-железистые (разрез 22-2009). Строение профиля: О-Е-BF-CRM-BCcrm-ВС. Отличительной особенностью светлоземов является наличие специфически оструктуренного срединного горизонта CRM — с рассыпчатой комковато-ореховатой или угловато-крупнитчатой структурой с горизонтальной делимостью почвенной массы [4]. Почвы кислые (рН сол. 3.4—3.8), с равномерно-аккумулятивным характером распределения органического углерода, ненасыщены основаниями.

В нижней части профиля в условиях пологих и слабопокатых предгорных равнин описаны безлесные участки тундровых сообществ, которые окружены елово-лиственничными лесами. Формирующиеся в этих условиях почвы относятся к типу глееземов иллювиально-ожелезненных мерзлотных. Строение профиля: О-BGcf-BG-BCg-ВС-многолетнемерзлые горизонты. В почвенном профиле в течение всего года сохраняется многолетняя мерзлота, верхняя граница которой

Минеральный состав тяжелой фракции (размер частиц 0,25-0,1 мм), % от числа зерен

		Минералы тяжелой фракции																
Горизонт, (глубина, см)		zemant	minokrech	minhant	minjor	pytini	mykrobiot	trypanin	upkomin	shartas	amfiflood	efeh	atpmahin	smartint	marchent	impokrech	jincher	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Разрез 9-2009. Подзол иллювиально-железистый (на кварц-серцицитовых сланцах)																		
E (10-22)	100	зн.	-	ед.	зн.	-	-	-	ед.	зн.	ед.	-	-	-	-	-	-	-
BF (22-40)	100	зн.	-	ед.	зн.	-	-	-	ед.	зн.	ед.	-	-	-	-	-	-	-
BC (40-60)	100	зн.	-	ед.	зн.	-	-	ед.	ед.	зн.	ед.	-	-	-	ед.	-	-	-
Разрез 10-2009. Подзол иллювиально-железистый (на кварц-мусковитовых сланцах)																		
E (15-25)	100	зн.	зн.	зн.	зн.	-	-	-	зн.	зн.	ед.	-	-	-	-	-	-	-
E (25-40)	100	зн.	зн.	зн.	зн.	-	-	-	зн.	зн.	ед.	ед.	-	-	-	-	-	-
BF (40-50)	100	зн.	-	зн.	зн.	-	-	ед.	зн.	зн.	ед.	-	-	-	-	-	-	-
BC (50-60)	100	зн.	-	зн.	зн.	-	-	ед.	зн.	зн.	ед.	-	-	-	-	-	-	-
Разрез 22-2009. Светлозем иллювиально-железистый (на кварц-мусковитовых сланцах и кварцитах)																		
E (6-14)	80	15	зн.	зн.	5	-	-	ед.	ед.	-	-	ед.	-	-	-	-	-	-
BF (14-30)	78	20	-	ед.	2	-	-	ед.	зн.	-	-	-	-	ед.	-	-	-	-
CRM (30-37)	80	10	5	зн.	5	-	-	ед.	ед.	-	-	-	-	зн.	-	-	-	-
BCsm (37-55)	85	15	-	ед.	зн.	-	-	ед.	ед.	ед.	ед.	-	-	зн.	-	-	-	-
BC (55-70)	83	15	-	зн.	2	-	-	ед.	ед.	ед.	ед.	-	-	зн.	-	-	-	-

Разрез 25-С. Глеевозем иллювиально-окжелезненный мерзлотный (обломки пород отсутствуют)												
	зн.	зн.	зн.	зн.	-	-	-	-	-	-	-	ед.
BGcf (5-20)	100*	100*	зн.	зн.	-	-	-	-	-	-	-	-
BG (5-20)	100*	зн.	зн.	-	-	ед.	ед.	-	-	-	-	-
BCg@ (20-40)	60	10	20	-	-	ед.	ед.	-	-	-	-	-
BC (40-60)	65	10	10	5	5	зн.	ед.	ед.	-	-	-	-
BC ₁ (60-70)	55	10	10	10	-	15	зн.	ед.	ед.	ед.	-	ед.
керн1 (70-80)	55	15	15	10	-	5	-	ед.	ед.	ед.	зн.	-
керн2 (80-90)	60	10	-	10	5	5	-	ед.	ед.	ед.	зн.	-
керн3 (90-100)	72	5	10	10	3	-	-	ед.	ед.	зн.	зн.	-
керн4 100-120	67	3	15	10	3	5	-	ед.	ед.	ед.	зн.	ед.

Примечание: * – гематит, + слюда; зн. – знаки; ед. – единично встречается; прочерк – отсутствует

залегает на глубине 55—60 см и служит водоупором. Мощность слоя сезонно-тального слоя (СТС) составляет от 35 до 55 см и во многом зависит от мощности органогенных горизонтов. Глееземы имеют кислую реакцию по всему профилю, наибольшая кислотность характерна для органогенных горизонтов (рН сол. 2.6—2.9). Валовой химический состав отражает слабую дифференциацию полуторных оксидов по профилю (SiO_2 65.0—67.4 %, Fe_2O_3 7.2—7.7 %, Al_2O_3 14.5—15.7 %).

Минералогический состав легкой фракции рассмотренных выше почв представляет собой существенно выветрелую слюдисто-полевошпатово-кварцевую ассоциацию минералов и характеризуется достаточно однообразным набором минералов. В сравниваемых разрезах 9-2009, 10-2009 и 22-2009 в минеральном составе тяжелой фракции в значительном количестве содержится гематит (см. таблицу) с равномерным распределением по горизонтам почвенного профиля. В мерзлотном глееземе минеральном составе тяжелой фракции доминируют гематит, лимонит, лейкоксен, эпидот, составляющие 75—90 % от общей суммы всех минералов (табл.), при явном преобладании гематита (55—70 %). В верхней части СТС зоной наиболее активного внутрипочвенного выветривания минералов тяжелой фракции являются глеевые горизонты BGcf-BG, где скапливаются кислые продукты почвообразования и имеют место частые колебания температуры около 0 °C. Частая смена окислительно-восстановительных условий в надмерзлотной толще глеевых горизонтов определяет усиление подвижности (гидро)оксидов железа и специфические особенности в распределении рудных и железистых минералов. Происходит интенсивное разрушение практических всех минералов, за исключением сростков гематита и слюды.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 12-П-4-1018 и научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 14-4-НП-20.

Литература

1. Беляев С. В., Забоева И. В., Попов В. А., Рубцов Д. М. Почвы Печорского промышленного района. М.-Л.: Наука, 1965. 110 с.
2. Симонов Г. А. Почвы / Влияние разработки россыпных месторождений Приполярного Урала на природную среду. Коми научный центр УрО РАН. Сыктывкар. 1994. С. 11—29.
3. Русанова Г. В., Кюхри П. Почвы границы леса и горной тундры Приполярного Урала // Почвоведение. 2001. №4. С. 409—417.
4. Полевой определитель почв России. М, 2008. 182 с.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДВУХ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ (КЛАССИЧЕСКИЙ ХИМИЧЕСКИЙ И РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ)

Г. В. Игнатьев, Т. И. Иванова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ignatiev.grigoriy@gmail.com

В настоящей работе представлен материал сланценоносных отложений Чим-Лоптюгского месторождения Мезенского бассейна. Горючие сланцы по их свойствам, широкой распространённости и значительным запасам могут быть использованы в качестве минерального сырья многоцелевого назначения (энергетического, технологического, энерготехнологического). Однако, прежде чем использовать сланцы, необходимо провести их геохимическое изучение с помощью надежных количественных методов анализа. В прежней нашей работе, не имея данных по породообразующим элементам, мы не могли произвести литохимическую характеристику породы [1]. Ниже будут рассмотрены результаты двух методов определения породообразующих элементов (классический химический и рентгенофлуоресцентный), которым будет дана сравнительная характеристика для выбора оптимального метода анализа.

В Институте геологии Коми НЦ УрО РАН силикатный анализ породообразующих элементов выполняется методом классической «мокрой» химии, имеющим свои достоинства и недостатки. Для тщательного геохимического исследования желательно выполнить несколько сотен анализов, что классическим химическим методом выполнить практически нереально, поскольку это займет немало времени и ресурсов. Решить проблему можно используя экспрессный метод рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), при условии, что его результаты удовлетворительно совпадают с результатами химического анализа (расхождение не более 10 %) [2]. С помощью данного метода можно определять все основные породообразующие элементы, кроме потерь при прокаливании (ППП) и оксида железа FeO, которые предварительно определяют «мокрой» химией. При отсутствии соответствующих стандартных образцов метод РФА выполняется как полуколичественный и дает приближенную оценку содержания элементов. Для проведения сравнительной характеристики результатов двух методов, были отобраны и проанализированы образцы (всего 25) горючих сланцев, глинистых горючих сланцев и глин методами «мокрой» химии и РФА.

Таблица I

Коэффициент отношения результатов метода РФА к методу «мокрой» химии для горючих сланцев

Элементы	539-20	539-33	313-9	319-17	338-50	338-58	355-44	342-42	539-21	539-22	539-27	539-28	304-28	342-40	355-36	355-52	Среднее
SiO ₂	0.98	1.04	1.04	0.95	1.00	1.07	1.02	1.08	1.00	0.99	1.03	1.04	1.02	1.07	1.03	0.99	1.02
TiO ₂	1.01	1.06	0.87	0.82	0.86	0.92	1.08	1.15	0.95	0.96	1.08	1.04	0.86	0.90	1.07	0.97	0.97
Al ₂ O ₃	1.08	1.13	1.15	1.17	1.15	0.95	1.13	1.07	1.08	1.10	1.13	1.18	1.12	0.97	0.96	1.09	
Fe ₂ O ₃ (общ)	1.02	0.91	1.20	1.11	1.11	0.96	1.10	0.81	1.01	1.06	1.10	0.94	1.23	0.90	1.01	0.94	1.03
MnO	1.18	1.08	1.24	1.10	1.14	1.29	1.13	1.11	1.00	1.03	1.13	1.07	1.23	1.17	1.05	1.06	1.13
CaO	1.06	1.12	1.13	1.05	1.14	1.04	1.06	1.08	1.04	1.07	1.09	1.02	1.12	1.14	1.01	1.08	1.08
MgO	1.07	0.50	1.39	1.02	0.99	1.14	1.02	1.04	1.07	0.81	0.63	0.69	1.17	1.27	0.95	0.90	0.98
K ₂ O	0.98	1.01	1.05	0.99	1.08	1.09	1.04	1.16	0.99	0.97	1.02	1.10	0.99	1.10	1.02	0.92	1.03
Na ₂ O	0.84	0.99	1.05	0.87	0.96	1.04	1.13	1.17	0.91	0.86	1.03	0.98	0.94	1.02	1.18	1.10	1.00
P ₂ O ₅	0.98	0.98	0.97	1.01	1.01	1.04	1.06	1.20	1.02	1.04	1.03	0.91	1.11	1.10	1.05	-	1.04

Анализ методом РФА выполнялся в несколько этапов. Вначале был выполнен приближенно количественный анализ проб, далее на основе полученных данных образцы были предварительно поделены на три группы: горючие сланцы, глинистые горючие сланцы и глины. После этого для каждой пробы был произведен перерасчет по соответствующему контрольному образцу. В качестве контрольных образцов для каждой из групп берется пробы уже с известными содержаниями породообразующих элементов, определенных методом «мокрой» химии.

При сравнении результатов «мокрой» химии и пересчитанных данных по РФА были выявлены систематические завышения по марганцу и кальцию во всех группах. В глинистых горючих сланцах систематически завышается алюминий. В отдельных пробах во всех группах имеются завышения по железу (проба 370-3 коэффициент отношения составляет 1.36). В горючих сланцах и глинистых горючих сланцах в ряде проб идет сильное расхождение по магнию (пробы 539-33, 313-9, 539-27, 539-28 и 342-40). В некоторых образцах наблюдаются расхождения более 10 % в обе стороны для натрия и фосфора. По остальным элементам расхождение проявляется в единичных случаях. В целом средние расхождения коэффициентов по группам не превышают 10 %, что приемлемо для проведения литохимической характеристики [2], за исключением марганца в горючих сланцах (коэффициент отношения 1.13) и глинистых горючих сланцах (коэф-

Таблица 2
Коэффициент отношения результатов метода РФА
к методу «мокрой» химии для глинистых горючих сланцев

Элементы	304-42	338-46	370-8	374-30	539-24	539-26	Среднее
SiO ₂	1.03	1.00	1.04	1.07	1.03	1.04	1.04
TiO ₂	0.93	0.90	1.05	1.02	1.12	1.06	1.02
Al ₂ O ₃	1.14	1.15	1.00	1.11	1.03	1.04	1.08
Fe ₂ O ₃ (общ)	1.23	1.22	0.99	0.91	1.09	1.11	1.09
MnO	1.23	1.19	1.00	1.15	1.38	1.32	1.21
CaO	1.13	1.10	1.07	1.15	1.06	1.00	1.09
MgO	1.07	0.82	0.88	1.05	0.98	1.02	0.97
K ₂ O	1.02	1.06	1.04	1.06	1.04	1.03	1.04
Na ₂ O	0.99	0.99	1.16	1.22	0.85	0.85	1.01
P ₂ O ₅	1.14	1.09	0.96	1.09	1.08	1.05	1.07

фициент отношения 1.21). Для некоторых элементов с систематическим завышением результатов возможно введение корректирующих коэффициентов. Результаты представлены в табл. 1–3.

Таблица 3

**Коэффициент отношения результатов метода РФА
к методу «мокрой» химии для глин**

Элементы	370-3	539-19	355-49	Среднее
SiO ₂	1.04	0.99	0.96	0.99
TiO ₂	1.08	1.03	0.92	1.01
Al ₂ O ₃	1.07	1.06	1.01	1.05
Fe ₂ O ₃ (общ)	1.36	1.05	0.83	1.08
MnO	1.00	0.95	1.22	1.06
CaO	0.88	1.02	1.07	0.99
MgO	0.99	1.08	0.93	1.00
K ₂ O	1.07	1.00	0.99	1.02
Na ₂ O	1.00	0.89	1.04	0.98
P ₂ O ₅	1.12	1.03	1.02	1.05

Итак, для определения литохимической характеристики вполне можно использовать данные породообразующих элементов, полученные экспрессным методом РФА, предварительно выполнив химический силикатный анализ контрольных образцов. В качестве контрольных образцов желательно иметь не менее шести (по два на каждый тип породы) с различным содержанием органического, глинистого и карбонатного веществ. Глинистое вещество должно иметь разное содержанием MgO (монтмориллонит) и K₂O+Na₂O (гидрослюды). Настоящее исследование следует считать предварительным и по возможности продолжить его с учетом вышеизложенных требований к контрольным образцам.

Литература

1. Игнатьев Г. В., Иванова Т. И. Элементы примеси в горючих сланцах Чим-Лоптюгского месторождения Мезенского бассейна // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 11. С. 30–33.
2. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД И МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОБСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Б. И. Канев¹, К. В. Куликова^{1,2}, О. В. Удоратина²

¹ СыктГУ, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

slava.kanев.1995@mail.ru

Собский массив образует крупное интрузивное тело (Лагортинско-Кокпельский батолит по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкиреву) протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала [2, 3].

Собский массив в южной его части сложен кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Характерной особенностью большинства разновидностей пород является наличие обильных, в разной степени дезинтегрированных более меланократовых включений. Состав включений варьирует от кварцевых диоритов и диоритов до габброидов с преобладанием последних [1].

Изученные породы весьма разнообразны по составу (табл. 1). Согласно петрохимической классификации породы, слагающие Собский массив, являются представителями основных (содержание SiO_2 от 45 до 53 мас. %), средних (53–64 мас. %) и кислых (64–78 мас. %) пород и принадлежат к субщелочным габброидам, габброидам, диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, щелочным лейкогранитам, лейкогранитам.

По содержанию суммы щелочей как матрикс пород, так и включения относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам, большинство к серии нормальной щелочности, являются калиевыми и натровыми породами. Большая часть проанализированных включений относится к калиевым. Практически все породы относятся к умеренно низкотитанистым разностям (TiO_2 до 0.5 мас. %). И включения, и матрикс пород по показателю FeO/MgO относятся к известково-щелочной и толеитовым сериям, большинство включений соответствует известково-щелочной серии. Содержание оксида железа (FeO общего), оксида марганца (MnO) и оксида магния (MgO) увеличивается с уменьшением кремнезема (SiO_2) и во включениях, и в матриксе.

Были изучены также редкоземельные (РЗЭ) и рассеянные элементы в породах и во включениях Собского массива (табл. 2, табл. 3). Для включений характерно уменьшение суммарной концентрации РЗЭ от 76.25–86.23 г/т в габброидах до 57.4–60.3 г/т в диоритах. Наиболее высокие содержания характерны для пород с повышенным

Таблица 1

Химический состав пород матрикса и магматических включений Собского массива

	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	
	u 4/12	48.53	3.43	15.25	5.71	6.83	0.24	3.7	8.64	3.83	1.03	0.63	2.18	100
	u 32a/12	75.45	0.02	13.51	0.36	0.68	0.02	0.1	0.85	2.56	6.15	0.02	0.27	100
	u 2a/12	65.03	0.38	15.45	1.96	3.17	0.16	2.15	5.73	3.01	1.94	0.13	0.9	100
	u 3a/12	60.41	0.33	16.81	2.49	3.93	0.21	2.91	6.14	3.22	0.89	0.21	2.45	100
	u 6/12	47.73	0.55	18.52	2.48	6.33	0.16	6.36	12.9	1.91	0.07	0.01	2.99	100
	u 7a/12	62.51	0.45	15.79	2.05	3.86	0.16	2.56	6.74	2.77	1	0.15	1.96	100
	u 8/12	64.47	0.29	16.17		3.26	0.1	1.94	4.46	3.21	1.73	0.14	1.63	99.34
Матрица														
	u 8a-1/12	61.97	0.51	14.61	2.29	5.61	0.2	3.36	6.84	2.68	0.29	0.15	1.5	100
	u 9/12	57.42	0.5	17.99	2.5	5.07	0.23	2.77	7.22	2.71	1.29	0.41	1.88	100
	u 11/12	65	0.35	14.58	2.06	2.65	0.11	2	6.94	3.56	0.5	0.08	2.16	100
	u 12/12	64.36	0.16	18.26	0.89	1.59	0.05	0.84	7.52	3.82	1.56	0.05	0.9	100
	u 13a/12	75.85	0.05	12.79	0.37	1	0.02	0.27	1.49	3.62	3.8	0.02	0.66	100
	u 13б/12	55.16	0.5	17.52	2.91	5.55	0.2	4.09	6.55	2.64	0.8	0.23	3.86	100
	u 14a/12	63.42	0.34	16.09	1.83	3.54	0.17	2.1	6.33	0.99	1.3	0.14	1.75	100
	u 20/12	52.62	0.57	18.19	3.26	6.78	0.25	3.93	9.92	2.34	0.32	0.19	1.65	100.01
	u 21/12	58.38	0.41	15.76	2.48	5.34	0.17	3.84	7.52	2.63	1.75	0.12	1.6	100
	u 28a/12	65.61	0.28	15.23	2.14	2.77	0.17	1.81	6.34	3.1	1.32	0.13	1.1	100

		Бактериальная флуоресценция											
		Маркировка											
u 33r/12	64.02	0.41	15.76	2	3.34	0.12	2.2	6.71	2.72	1.84	0.1	0.77	100
u 36/12	55.68	0.52	18.1	1.85	4.11	0.17	4.46	10.4	2.94	0.4	0.11	1.27	100
u 38B/12	75.3	0.08	11.99		1.4	0.03	0.58	1.22	3.27	4.35	0.015	0.59	100.31
u 42/12	52.12	0.67	16.88	2.05	6.39	0.18	6.57	10.2	2.37	0.61	0.02	1.98	100
u 42a/12	52.31	0.69	15.63	2.48	6.84	0.2	7.13	9.93	2.98	0.22	0.06	1.54	100
u 46a/12	66.19	0.3	15.52	1.84	3	0.15	1.6	5.99	3	1.54	0.14	0.73	100
u 36/12	48.87	0.57	18.67		6.39	0.33	5.04	6.18	3.57	1.42	0.19	3.02	99.54
u 146/12	52.86	0.44	18.08		6.36	0.35	4.51	6.78	3.37	1.75	0.14	1.65	100.41
u 306/12	52.88	0.5	17.57		6.5	0.3	4.32	6.46	3.21	1.71	0.13	1.98	99.61
u 26/12	59.39	0.29	15.81		5.57	0.32	3.31	6.84	3.11	1.2	0.12	0.4	99.93
u 8a-2/12	55.99	0.36	17.21		5.9	0.25	3.99	6.63	3.14	0.99	0.067	1.71	99.49
u 12B/12	55.37	0.45	16.95		5.76	0.22	3.79	6.61	3.19	1.55	0.12	1.28	99.03
u 27B/12	54.33	0.39	17.5		5.77	0.33	4.18	6.96	3.12	1.64	0.13	1.72	100.35
u 41a/12	54.23	0.58	17.36	3.2	6.12	0.29	4.19	6.86	2.67	1.57	0.16	2.77	100
u 466/12	52.86	0.53	13.31	4.63	8	0.63	5.79	8.9	2.08	1.38	0.21	1.69	100

Примечание: состав пород (концентрации в масс. %) определен методами рентгено-флуоресцентного и классического химического анализа в лаборатории химии минерального сырья ИГ КомиНЦ УрО РАН.

Таблица 2

Содержания рассеянных элементов (г/т) в породах матрикса и включений Собского массива

	№ обр.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U
Martynke	u2a/12	82.5	22.2	9.34	10	28.5	56.2	12.4	26.8	360	9.6	48.8	1.19	1.51	288	1.6	0.12	6.09	1.39	0.55
	u4/12	362	27	32.6	17.4	29.4	124	21.6	14.8	471	44.4	233	8.63	0.28	261	5.53	0.57	2.59	2.28	0.78
	u8a-1/12	223	49	20	13.6	22.1	64	14.3	4.29	388	20.5	82.5	2.68	0.19	121	2.33	0.17	8.79	2.28	0.68
	u9/12	70.6	18.4	14.1	10	32.2	87.2	17.3	16.8	710	19.7	42	1.18	0.4	339	1.41	<0.1	11.2	1.47	0.69
	u11/12	432	42.2	40.1	61.6	63.4	131	20.8	19.7	238	48.1	194	8.39	0.78	305	5.37	0.56	10.1	2.19	0.5
	u12/12	52.9	26.8	5.48	10.6	13.1	27.3	15.6	22.7	549	7.09	57.2	0.94	0.55	411	1.83	<0.1	9.54	2.78	0.85
	u13a/12	15.2	68.6	2.11	14.1	26.3	16.8	8.69	32	313	4.27	54.7	0.85	0.3	1250	2.01	0.11	16.1	9.47	2.08
	u20/12	237	16.5	25.2	11.4	63.7	99.3	17.3	2.99	558	14	19.1	0.65	0.11	76.8	0.64	<0.1	17.8	0.32	0.19
	u28a/12	88.7	36.7	9.51	19.4	22.1	50.3	13.5	18.2	425	16.7	65.6	0.94	0.56	212	2.09	0.13	29.3	1.8	0.92
	u32a/12	11.8	39.8	1.19	11.1	24.8	12.5	10.9	63.3	72.7	17.4	29.7	1.14	0.76	150	2.73	0.44	22.6	6.11	4.33
BKM09HENR	u38B/12	17.3	27.4	2.39	10.4	17.2	23.8	9.08	56	143	7.99	63.8	1.42	0.9	504	2.24	0.15	32.3	8.22	1.58
	u40a/12	90.3	23.6	10.6	9.74	18.2	59.5	13.4	25.6	381	11.1	47.2	1.37	1.36	291	1.4	0.13	10.5	1.26	0.64
	u26/12	145	33.3	16.3	12.2	104	90	14.9	20.4	350	37.7	25	1.72	1.27	135	1.28	0.15	5.83	1.11	0.5
	u8a-2/12	253	18.9	21.5	14.7	47.1	79	14.6	13.8	431	16.1	29	1.51	0.43	358	1.27	0.12	7.98	1.14	0.34
	u306/12	221	15.6	24.8	12.7	167	111	17.4	31.7	496	31.7	22.7	1.87	1.1	388	1.25	<0.1	21.9	1.46	0.52
(ICP-MS) ThermoQuest Finnigan MATELEMENT-2 в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ	u41a/12	207	15.5	23.3	12.6	540	94.7	15.8	24.8	393	22.5	29.6	1.66	0.43	349	1.2	0.12	11.5	0.7	0.39
	u466/12	241	97.9	26.6	19.9	247	141	14.3	21.8	216	352	64.7	2.1	0.9	122	1.87	0.13	8.6	0.38	289

Примечание: содержания рассеянных элементов (г/т) определены на высокочувствительном плазменном масс-спектрометре (ICP-MS) ThermoQuest Finnigan MATELEMENT-2 в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ

Таблица 3
Содержания редкоземельных элементов (г/т) в породах матрикса и включений Собского массива

	№ Обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	u2a/12	4.79	9.68	1.33	6.09	1.54	0.55	1.4	0.23	1.55	0.34	1.12	0.2	1.11	0.22
	u4/12	4.94	15.2	3.05	16.7	5.02	0.96	4.6	0.85	5.83	1.32	4.11	0.66	4.21	0.8
	u8a-1/12	19.7	52.2	7.37	35.4	8.73	3.13	8.92	1.42	8.45	1.62	4.72	0.67	3.93	0.64
	u9/12	8.76	23	3.12	14.2	3.33	0.72	2.87	0.49	3.38	0.76	2.21	0.35	2.35	0.45
	u11/12	7.43	20.9	2.98	12.6	2.82	0.94	2.11	0.36	2.47	0.54	1.7	0.27	1.94	0.34
	u12/12	12.5	27.8	3.81	17.8	4.13	1.32	3.38	0.53	3.37	0.73	1.95	0.32	1.87	0.34
Martnrc	u13a/12	43.4	6.13	28.6	7.38	2.36	7.66	1.4	8.47	1.91	5.38	0.79	4.67	0.77	
	u20/12	7.42	14.3	1.53	6.1	1.35	0.69	0.91	0.16	1.04	0.23	0.74	0.13	1.05	0.17
	u28a/12	14.1	24.2	2.39	7.85	1.47	0.58	0.85	0.12	0.62	0.13	0.44	0.071	0.61	0.12
	u32a/12	3.83	9.79	1.43	7.33	1.99	0.76	1.88	0.37	2.27	0.52	1.5	0.21	1.49	0.23
	u38B/12	5.07	12.1	1.54	7.84	2.11	0.71	1.96	0.36	2.31	0.59	1.65	0.27	1.98	0.34
	u46a/12	8.08	22.9	3.48	17.9	4.46	1.08	4.03	0.76	4.68	1.03	3.13	0.51	3.58	0.63
Bkliogehhing	u26/12	4.52	7.84	0.89	3.38	1.14	0.11	1.14	0.28	2.22	0.49	1.69	0.3	2.44	0.45
	u8a-2/12	9.44	18.3	1.87	7.28	1.5	0.38	1.06	0.18	1.11	0.26	0.81	0.13	1.01	0.19
	u306/12	7.16	19.1	2.6	13.7	3.23	0.86	3.02	0.6	3.49	0.77	2.44	0.36	2.49	0.48
	u41a/12	3.94	9.3	1.22	6.34	1.6	0.56	1.46	0.27	1.68	0.39	1.17	0.19	1.37	0.24
	u466/12	6.6	24.4	4.32	23.4	5.37	1.29	4.61	0.84	5.18	1.17	3.59	0.58	4.14	0.74

Примечание: содержания редкоземельных элементов (г/т) определены на высокочувствительном плазменном масс-спектрометре (ICP-MS) ThermoQuest Finnigan MATELEMENT-2 в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

содержанием циркония и фосфора, формирующими соответственно минералы-концентраторы РЗЭ – циркон и апатит. Выявлена тенденция обогащения РЗЭ меланократовых включений по сравнению с вмещающим их лейкократовым матриксом.

Спектры распределения крупноионных и высокозарядных малых элементов средних и основных пород матрикса и включений Собского массива соответствуют распределению пород островодужных обстановок.

Таким образом главной особенностью химизма включений является отсутствие увеличения железистости пород с ростом кремнекислотности, что характерно для установленных экспериментально меланократовых (богатых железом) ликваторов основного состава [4], а также более высокие содержания как когерентных, так и типичных литофильных элементов по сравнению с породами более кислого матрикса. Все это указывает на то, что лейкократовые части Собского массива не могли образоваться в процессе кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов, а разделение их имело ликвационную природу.

Работа выполняется при финансовой поддержке проекта 12-С-5-1024

Литература

1. Канев Б. И., Удоратина О. В. Морфология мафических включений в тоналитах и кварцевых диоритах Собского массива (Полярный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. Том XVII. С. 60–67.
2. Ремизов Д. Н. Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.
3. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
4. Watson E. B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications// Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 56. №. 1. P. 119–134.

СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ МОРОЗОВСКОЙ СВИТЫ (RF_3mr) СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Т. А. Канева
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
ta_kaneva@mail.ru

На территории Пай-Хоя рифейско-вендский вулканогенный комплекс образует синклинальную структуру ядра Амдерминской антиклинали и является ее фундаментом. В основании разреза позднепротерозойских образований выделяется существенно карбонатная амдерминская свита (RF_3am), в которой ранее был определен богатый комплекс микрофоссилий, указывающий на позднерифейский возраст. Выше залегает вулканогенная морозовская свита и венчает разрез терригенная, с прослойями кислых эфузивов, сокольниковская свита (RF_3-Vsk) [3].

По результатам проведенных исследований было установлено, что морозовская свита позднерифейского возраста (RF_3mr) представлена разнообразными вулканогенными породами – вулканокластическими (литокристаллокластические туфы трахибазальтового, трахиандезибазальтового и риодацитового составов) и эфузивными (трахибазальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты) [1].

Среди эфузивных пород присутствуют овально-вытянутые и линзообразные субвулканические тела неправильной формы и различной протяженности (100–1500 м), наиболее распространенные восточнее оз. Малое Тонто, по рр. Желтая и Амдерматане (рис. 1). В современном рельфе эти тела обычно образуют изолированные сопки или вытянутые гряды, возвышающиеся на 3–30 м над окружающим рельефом. Контакты с вмещающими породами согласные. Субвулканические образования представлены обильно порфировыми базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами и трахиандезибазальтами. Определенным критерием отличия субвулканических тел от эфузивных пород является обильное количество в них крупных порфировых короткопризматических вкрапленников клинопироксена (ряда эндиопсид-диопсид-авгит) размером до 1.5 см [2].

Нами были изучены петрографические особенности, а также петрохимические и минеральные составы субвулканической фации морозовской свиты (RF_3mr) северо-западного Пай-Хоя.

Базальты и трахибазальты на макроуровне серовато-зеленого цвета, с многочисленными порфировыми вкрапленниками плагиокла-

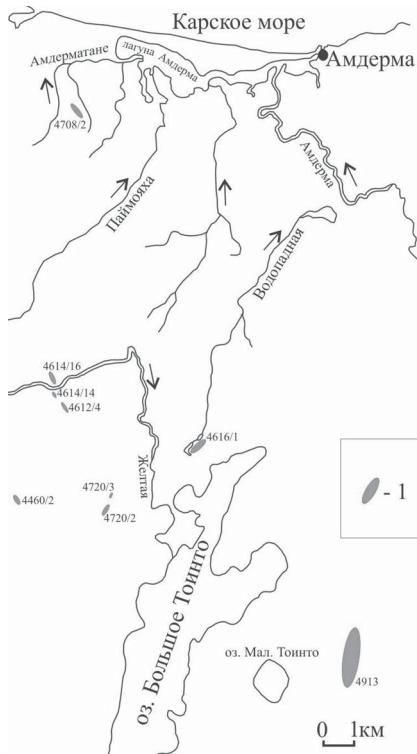


Рис. 1. Схема расположений овально-вытянутых и линзообразных субвулканических образований морозовской свиты (RF_3mr).

1 – субвулканические образования

за и пироксена. Микроскопически породы характеризуются порфировой структурой и миндалекаменной текстурой (рис. 2).

Порфировые вкрапленники представлены соссюритизированным плагиоклазом (до 10 %) размером 0.4—1.4 мм и клинопироксеном (до 40 %) размером от 3.4 до 4—8 мм. Плагиоклаз образует широкие, реже изометричные таблички и зерна неправильной формы. Они расположены хаотично, иногда образуют кучные гломеропорфировые сростки двух или более кристаллов, очертания их нечеткие, немного погружены в основную массу. Агрегаты мелких зерен альбита, чешуйки хлорита и листоватый амфибол псевдоморфно замещают плагиоклаз, поэтому двойникового полисинтетического строения не наблюдается. Кристаллы грязно-коричневого цвета из-за развития агрегата вторичных минералов.

Клинопироксен (ряда эндиопсид-диопсид-авгит) представ-

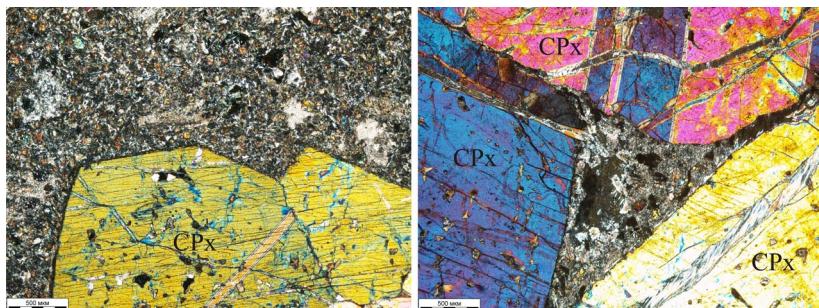


Рис. 2. Крупные короткокристаллические кристаллы клинопироксена из субвулканических трахибазальтов морозовской свиты (RF_3mr), местами замещенные волокнистым хлоритом (пикнохлоритом); фото с анализатором

лен короткопризматическими кристаллами. Бесцветный, с высоким рельефом. В кристаллах наблюдается совершенная спайность, параллельная удлинению. Присутствуют двойники. Цвета интерференции от сине-зеленых до желтовато-оранжевых второго порядка. Пироксен в центре нередко замещен волокнистым хлоритом (пикнохлоритом). Хлорит окрашен в светло зеленый цвет, слабо плеохроирует в зеленых тонах. Имеет аномальные цвета интерференции - низкие темно-коричневые.

В лепидонематогранобластовой основной массе различаются лейсты плагиоклаза (альбита), чешуйки хлорита (заполняет интерстиции между породообразующими минералами, диагностирован как пикнохлорит), мусковит, амфибол - иголки актинолита и каннилloit, сгустки землистого эпидота, мелкие зерна титанита и хромшпинелид, а также многочисленные миндалины разного состава (до 10 %). Миндалины преимущественно уплощенной и оваловидной формы, размер варьируется от 0.8 до 1.2 мм, неравномерно заполнены хлоритом и клиноцизит-эпидотом.

По петрохимической классификации субвулканические образования морозовской свиты принадлежат к семействам базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов и трахиандезибазальтов нормального и субщелочного петрохимического ряда. Они представляют собой калиевые и калиево-натриевые породы. Исходя из содержания K_2O подавляющая часть субвулканических образований относится к низко- и к умереннокалиевым породам. По содержанию Al_2O_3 (6.6–18.29) и TiO_2 являются высокоглиноземистыми (редко низкоглиноземистыми), весьма и умеренно низкотитанистыми породами. Все субвулканические образования морозовской свиты относятся к породам известково-щелочной серии [2].

Методом микрозондового анализа (спектральный электронный микроскоп Tescan Vega 3 LMH с эдс X-MAX 50mm Oxford Instruments Института геологии, аналитик С. Шевчук) нами были изучены вкрапленники клинопироксенов из субвулканических базальтов и трахибазальтов морозовской свиты (RF_3mr) хребта Пай-Хой.

В субвулканических базальтах и трахибазальтах фенокристаллы сложены клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса представляет собой мелкозернистый агрегат хлорита (пикнохлорит), амфибала (актинолит, каннилloit), эпидот-клиноцизита, мусковита, альбита. Из акцессорных минералов были определены титанит и хромшпинелид.

На диаграмме Mg-Ca-Fe (рис. 3) клинопироксины занимают широкую область составов и соответствуют эндиопсиду, диопсиду и авгиту во вкрапленниках и авгиту и субкальциевому авгиту в основной

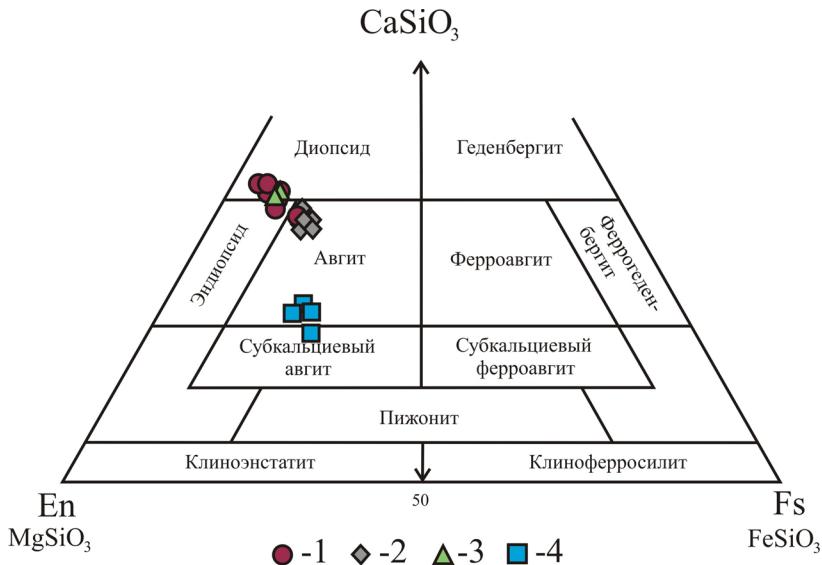


Рис. 3. Положение фигуративных точек состава пироксенов из суббулканических трахибазальтов морозовской свиты (RF_3mr) на номенклатурной диаграмме моноклинных пироксенов, относящихся к системе $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ - $CaSiO_3$ [4]. 1 — точки составов пироксенов в центральной части; 2 — точки составов пироксенов в краевой части; 3 — точки составов пироксенов в периферийной части; 4 — точки составов пироксенов в основной массе.

массе. Как показали измерения, клинопироксены во вкрашенниках обладают довольно сложной зональностью, так как наблюдаются различные варианты изменения концентраций отдельных элементов от центра к периферии, а затем к краям кристаллов. Исходя из наших наблюдений, мы можем выделить тренд, выражющийся в увеличении содержания Fe, Al и в уменьшении содержания Mg, Ca, Si по направлению к краям зерен. Этот тренд отражает нормальный ход дифференциации расплава, а также быстрое падение температуры кристаллизации клинопироксенов. Вероятно, кристаллизация каймы клинопироксена происходила в близповерхностных условиях.

Нами были рассчитаны средние показатели железистости ($f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+}) \cdot 100$) клинопироксенов эфузивной и суббулканической фаций: у вулканитов он немного выше ($f = 14-20$), чем у суббулканических образований ($f = 13-19$). Это может указывать на то, что суббулканические базальты и трахибазальты кристаллизовались при более высокой температуре на большей (но незначительно) глубине по сравнению с эфузивной фацией морозовской свиты [2].

Таким образом, состав клинопироксенов меняется от магнезиальных, высококальциевых ядер в сторону понижения кальциевости и магнезиальности в промежуточных и краевых зонах (прямой тренд, соответствующий кристаллизационной дифференциации). Химические и минеральные составы субвулканической фации близки эфузивным трахибазальтам, андезибазальтам и трахиандезибазальтам в составе морозовской свиты, что свидетельствует об их комагматичности и формирования из единого магматического очага, но в разных порциях расплава.

Литература

1. Канева Т. А. Петрологическое сравнение вулканитов морозовской свиты северо-восточной части хребта Пай-Хой и бедамельской серии хребта Оченырд // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 59–63.
2. Канева Т. А. Субвулканическая и эфузивная фации морозовской свиты (RF_3mrg) северо-западного Пай-Хоя // V Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка: ИПХФ РАН, 2014. С. 59–61.
3. Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004.
4. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes. Mineral // Petrol. 1988. № 39. Р. 55–76.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД НЯРТИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХОВЬЕВ Р. КОЖЫМ [ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ]

Н. С. Ковальчук, Б. А. Макеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kovalchuk@geo.komisc.ru

Проблема металлоносности углеродсодержащих пород в настоящее время является весьма актуальной. Углеродистые толщи относятся к перспективным объектам для промышленного выявления на благородные металлы и комплексные благородно-редкометальные руды, которые могут образовывать крупные месторождения, например можно назвать такие гигантские месторождения как Брокен-Хилл (Австралия), Мурунтау (Узбекистан) и Сухой Лог в России. В связи с этим выявление новых рудоносных объектов в углеродистых породах с практической значимой металлоносностью вызывает большой интерес.

По данным Шумиловой Т. Г. [1], для полиформационных объектов центральной минерагенической зоны Полярного, Приполярного, Среднего и Южного Урала с углеродистой минерализацией выявлены резкие аномалии по золоту (0.1–3.98 г/т) и высокие по серебру (0.6–5.0 г/т). В 1986–1990 гг. производственными работами Воркутинской ГРЭ (Вознесенский, Пыстин, 1991 г.) по геологическому доизучению масштаба 1:50000 Малдинской площади определены перспективы рудоносности верхнепротерозойских сланцевых толщах Приполярного Урала с концентрациями золота (0.6–5.2 г/т) и установлены признаки полиметаллического оруденения на значительных площадях распространения отложений пуйвинской свиты, развитых в обрамлении няртинского метаморфического комплекса.

Няртинский раннепротерозойский гнейсо-мигматитовый комплекс слагает ядро хобеинской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклиниория [2]. Он сложен гранатсодержащими биотитовыми и двуслюдянymi гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами, включающими редкие прослои кварцитов и мраморов. Комплекс подразделяется на две толщи: нижнюю — амфиболитово-гнейсовую (мощность более 500 м) и верхнюю — плагиогнейово-сланцевую (мощность более 700 м). Первично-интрузивные породы в пределах няртинского

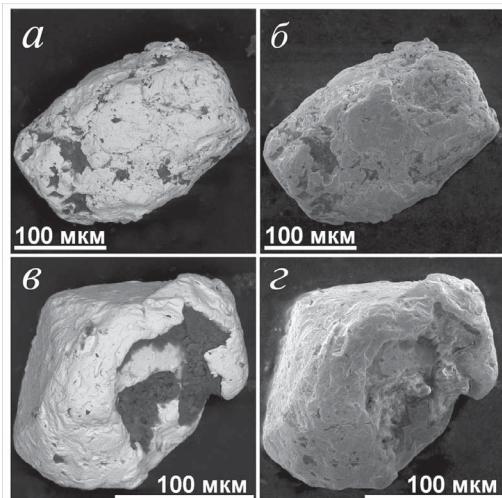
комплекса представлены небольшими массивами гнейсовидных гранитов, объединяемых в николайшорский комплекс и дайкообразными телами амфиболитов. В современном структурном плане няртинский комплекс имеет вид вытянутой и утолщенной в северо-восточной части линзы длиной 65 км и шириной от 15 до 35 км. Пересякающие няртинский комплекс отложения подразделяются на следующие свиты (снизу вверх): маньхобеинскую, щокуринскую, пуйвинскую, хобеинскую, мороинскую, саблегорскую и лаптапайскую [2].

С целью выявления горизонтов с возможным повышенным содержанием углерода и анализа металлоносности в экспедиционных работах (2014 г.) было проведены геологические наблюдения и опробование метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ няртинского гнейсо-магматитового комплекса, маньхобеинской, щокуринской и пуйвинской свит (Приполярный Урал). Изучены разрезы в верхнем течении р. Кожым и ее притоках: ручьям Кожымвож, Николайшор, Игшор, Осею, Понью, Хасаварка. Кроме того, проведено изучение россыпной минерализации из аллювия с целью выявления полезных компонентов. Во время работ намыто порядка 20 шлихов (10 л/проб) в верховьях р. Кожым и ее притоках. В тяжелой фракции диагностированы: гранат, магнетит, хлорит, турмалин, рутил, анатаз, золото, пирит, слюда, гетит.

Из шлихов отобрано 10 зерен золота. Размер всех зерен золота не превышает 0.25 мм. Химический состав характеризуется содержаниями Au от 91.04 до 99.34 % и соответствует высокопробному. В качестве постоянной примеси в золоте присутствует серебро – от 0.38 до 8.96 %, иногда медь от 0.11 до 0.65 %. На поверхности зерен золота в виде примазок встречены глина, полевой шпат и кварц. Морфология поверхности золотин и отсутствие следов переноса указывают на близкий источник сноса (рисунок).

Установлено, что химический состав гранатов из коренных выходов пород пуйвинской свиты и аллювия близкий, и соответствует гроссуляр-альмандину ($(\text{Fe}_{1.5-1.9}\text{Ca}_{0.8-1.2}\text{Mg}_{0-0.5}\text{Mn}_{0-0.4})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$). Морфология зерен граната сходная и соответствует ромбододекаэду. Все зерна имеют обильные включения и примазки кварца. Параметры элементарной ячейки совпадают и соответствуют $a_0=11.6 \text{ \AA}$.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлен идентичный тип минерализации в коренных выходах и аллювии р. Кожым и ее притоках. Близкий химический состав и сопоставимая морфология зерен граната позволяют предположить, что источником золота на данной территории являются отложения пуйвинской свиты.



Электронно-микроскопические изображения зерен золота в режимах упруго-отраженных (*а, б*) и обратно-рассеянных (*б, г*) электронов: *а, б* – верховья р. Кожым; *в, г* – р. Осею

Авторы выражают благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации. Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН № 12-С-5-1035.

Литература

1. Шумилова Т. Г., Шевчук С. С., Исаенко С. И. Углеродное вещество и металлоносность уральских пород черносланцевого типа // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 358–360.
2. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы Западного склона Урала. СПб: Наука, 1994. 208 с.

СИНТЕЗ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕДЬСОДЕРЖАЩИХ ТИТАНАТОВ ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ ПИРОХЛОРА

М. С. Королева
ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
marikorolevas@gmail.com

В настоящее время изучение титанатов висмута с различным типом структур привлекает большое внимание в связи с их свойствами: сегнетоэлектрическими ($\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$) [1], диэлектрическими и электрическими ($\text{Bi}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$) [2], фотокатализитическими и электрооптическими ($\text{Bi}_{12}\text{TiO}_{20}$) [3]. Титанат висмута $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ со структурой пирохлора является диэлектриком [4]. Благодаря высокой диэлектрической константе, малым диэлектрическим потерям и низкому температурному коэффициенту емкости $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ используется в качестве малогабаритных конденсаторов. Однако, его применение ограничивается температурой разложения при $t > 612^\circ\text{C}$ до образования более стабильных фаз $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ и $\text{Bi}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$ [4]. Стабилизация структуры пирохлора вплоть до температур плавления и изменение свойств возможно при допировании соединения атомами разных элементов [5-6].

В настоящей работе был осуществлен синтез серии медьсодержащих титанатов висмута $\text{Bi}_{2-y}\text{Cu}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ твердофазным методом (ТМ). Два состава $\text{Bi}_{1.6}\text{Cu}_{0.1}\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ и $\text{Bi}_{1.6}\text{Cu}_{0.5}\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ были синтезированы гидротермальным методом (ГМ) и методом сжигания нитрат-органических прекурсоров (метод Печини (МП)). Исходными реагентами в ГМ были $\text{Bi}(\text{NO}_3)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (ч. д. а.), $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (х. ч.) и $\text{Ti}(i\text{-C}_3\text{H}_7\text{O})_4$ (х. ч.). Синтез образцов проводился в автоклаве (объем заполнения 80 %) при 200°C (12 ч). В МП исходные реагенты $\text{Bi}(\text{NO}_3)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (ч. д. а.), $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (х. ч.), TiO_2 (о. с. ч.) смешивались в стехиометрических количествах, нагревались на плитке, в присутствии органической добавки лимонной кислоты происходило сгорание, после прессования полученного порошка производили последовательное прокаливание при 650 , 850 и 950 – 1000°C (по 6 ч). ТМ включал в себя перетирание исходных реагентов Bi_2O_3 (х.ч.), TiO_2 (о. с. ч.), CuO (ч. д. а.) и постадийное прокаливание при 650 , 850 и 950 – 1000°C (по 10 ч) с промежуточным перетиранием. Методом рентгенофазового анализа (дифрактометр – Shimadzu XRD-6000, CuK_α -излучение, 10 – 80° , шаг – 0.05°) установлено, что не зависимо от метода синтеза, образцы получены однофазными и имеют структуру кубического пирохлора. Методом сканирующей электронной

микроскопии (TESCAN VEGA 3 SBU) выявлено, что частицы вещества, полученные ТМ, имеют размеры 30—50 мкм, МП — 2—10 мкм и ГМ — 50—100 нм. Синтез разными методами был проведен для получения ультрадисперсных порошков с целью получения из них пленок.

Для серии образцов $\text{Bi}_{2-y}\text{Cu}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$, полученных ТМ, было проведено исследование электрических свойств двухэлектродным методом (серебряные электроды) с помощью измерителя LCR MT-4090. Измерения емкости и тангенса угла диэлектрических потерь проводились при 1, 10, 100 и 200 кГц в интервале 120—760 °С. Установлено, что по мере роста температуры проводимость образцов увеличивается, однако, нелинейно, что указывает на изменение механизма переноса электрического тока в образцах. Расчет энергии активации (E_a) образцов в высокотемпературной области $600 \leq t, {}^{\circ}\text{C} \leq 760$ для составов $\text{Bi}_{2-y}\text{Cu}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ с $y = 0—0.3$ и с $x = 0.3—0.7$ близки к 1.0 эВ. Такие величины E_a обычно связаны с проводимостью, обусловленной ионами. Для структуры пирохлора ионами, обуславливающими проводимость, являются подвижные ионы кислорода O^- подрешетки Bi_2O^+ .

Литература

1. Aurivillius B. Mixed bismuth oxides with layer lattices. Structure of $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ // Arkiv for Kemi. 1949. V. 1(58). P. 499—512.
2. Liu J., Duan Ch.-G., Yin W.-G. et al. Dielectric permittivity and electric modulus in $\text{Bi}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$ // John R. Hardy Papers. Paper 1. 2003. V. 119(5). P. 2812—2819.
3. Yao W. F., Wang H., Xu X. H. et al. Characterization and photocatalytic properties of Ba doped $\text{Bi}_{12}\text{TiO}_{20}$ // J. Mol. Catal. A. Chem. 2003. V. 202. P. 305—311.
4. Roberto Esquivel-Elizondo J., Hinojosa B. B., Nino J. C. $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$: it is not what you have read // Chemistry Mater. 2011. V. 23(22). P. 4965—4974.
5. Королева М. С., Пийр И. В., Рябков Ю. И. и др. Синтез и свойства хромсодержащих титанатов висмута со структурой типа пирохлора // Известия Академии Наук. Серия химическая. 2013. № 2. С. 410—413.
6. Piir I. V., Koroleva M. S., Ryabkov Yu. I. et al. Bismuth iron titanate pyrochlores: thermostability, structure, properties // J. Solid State Chem. 2013. V. 204. P. 245—250.

МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫВВОЖСКОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Е. Ю. Котречко

УГГУ, Ухта

sanchez_khokhlov35@mail.ru

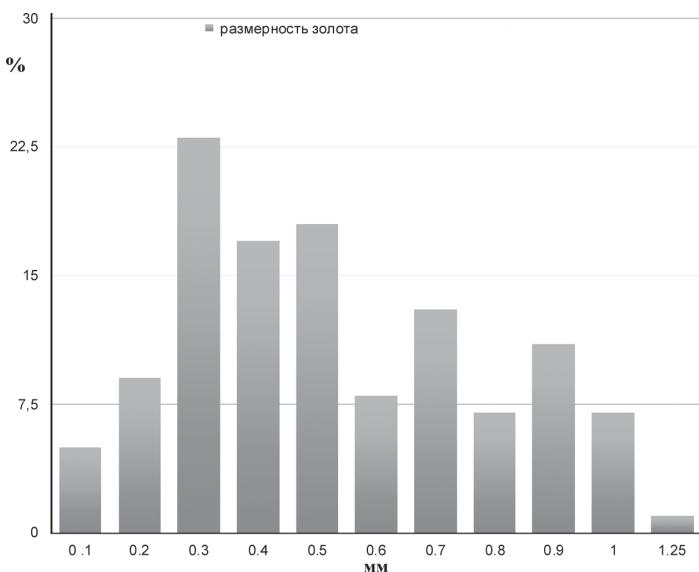
Кыввожский район расположен в пределах центральной части Вольско-Вымской горст-антиклинали (Средний Тиман). В 1961 г. на данной территории проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000, в ходе которой было установлено золото в аллювиальных отложениях р. Белая Кедва. Позднее – в 90-х годах получены дополнительные сведения о золотоносности кайнозойских отложений, выявлены россыпи, представляющие промышленный интерес [1]. В настоящее время поисковые работы проводятся ООО Ухтагеосервис (Савельев и др., 2012 и др.). Нами проведено шлиховое опробование речного аллювия (руч. Средний Кыввож), выделены монофракции золота и проведено их изучение. Пробы отбирались на участке ручья протяженностью около 7 км. Расстояние между точками отбора проб составляло 500 м.

В районе работ коренные породы выходят на поверхность в долинах рек и их притоков, а также на отдельных склонах приводораздельных участков. Они представлены серо-зелеными сланцами кварц-хлорит-серицитового состава и черными углистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

В результате работ обнаружено знаковое видимое золото практически во всех шлиховых пробах. Изучение золота под микроскопом показало, что частицы золота имеют интенсивный желтый цвет. Иногда на них наблюдаются серые пленки предположительно глинистого состава, частично покрывающие поверхность золотин. Обнаружено несколько сростков золота с ильменитом и кварцем.

В таблице показаны морфологические особенности золота. Форма частиц золота бывает пластинчатой, комковидной, друзовой, проволоковидной, дендритовидной. Окатанность варьирует в широких пределах. В шлихах присутствуют как неокатанные, так и хорошо окатанные частицы. Наиболее часто встречается слабо окатанное золото пластинчатой, комковидной и друзовидной формы. Величина частиц золота колеблется от весьма незначительной до 1–1.5 мм (рисунок). В основном золото мелкое (0.3–0.5 мм).

Результаты исследований позволяют предполагать, что золото поступало в аллювиальные отложения из разных источников.



Величина золота из шлиховых проб аллювиальных отложений
руч. Средний Кыввож

Морфология золота Кыввожского россыпь проявления

Форма золота	Название формы	Степень окатанности	Количество золотин	Процентное содержание
	Пластинчатая	Неокатанное	7	5.3 %
		Слабоокатанное	26	19.8 %
		Хорошо окатанное	25	19 %
	Комковидная	Неокатанное	6	4.6 %
		Слабоокатанное	14	10.7 %
		Хорошо окатанное	17	13 %
	Друзовая	Неокатанное	-	-
		Слабоокатанное	16	12.2 %
		Хорошо окатанное	7	5.3 %
	Проволочная	Неокатанное	1	0.8 %
		Слабоокатанное	5	3.8 %
		Хорошо окатанное	-	-
	Дендриты	Неокатанное	1	0.8 %
		Слабоокатанное	5	3.8 %
		Хорошо окатанное	1	0.8 %

Литература

1. Дудар В.А. Рассыпи Среднего Тимана // Руды и металлы, 1996, № 4. С. 80—90.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМОСНИМКОВ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ

И. С. Котик

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iskotik@geo.komisc.ru

Исследуемая территория расположена в южной части Тимано-Печорской провинции в пределах Омра-Сойвинского и Ухта-Ижемского нефтегазоносных районов (рис. 1). За длительный период поисково-разведочных работ наиболее крупные структуры и связанные с ними месторождения нефти и газа в этих районах уже выявлены и основными объектами для воспроизводства запасов, очевидно, могут служить небольшие структуры. В данной работе в пределах исследованных районов проведен комплексный анализ результатов структурного дешифрирования космических снимков и геолого-геофизической информации с целью выявления новых объектов для нефтегазопоисковых работ.

Предпосылкой использования дистанционных методов в пределах изучаемых нефтегазоносных районов является установленное ранее проведенными исследованиями отражение антиклинальных структур платформенного чехла на космических снимках и в морфологии современного рельефа [1, 2]. В результате дешифрирования космических снимков на прилегающих к выявленным месторождениям территориях было спрогнозировано 15 локальных структур (рис. 1). Они представлены небольшими по площади (до 50 км²) локальными объектами брахиантиклинальной и антиклинальной формы.

Основными материалами для сопоставления служили карты трансформированного гравитационного поля (V_{zzz}), временные разрезы и структурные построения по данным сейморазведочных работ. По информативности карта локальных аномалий поля силы тяжести (V_{zzz}) является отражением различных структурных форм (антеклиналей, структурных носов) в строении палеозойского осадочного чехла (Семенова, 1993 г.). Поэтому, пространственная корреляция дешифрируемых структур с локальными аномалиями гравитационного поля, которая отмечается для 10 объектов, может свидетельствовать о проявлении в современном ландшафте структурных форм осадочного чехла (рис. 1).

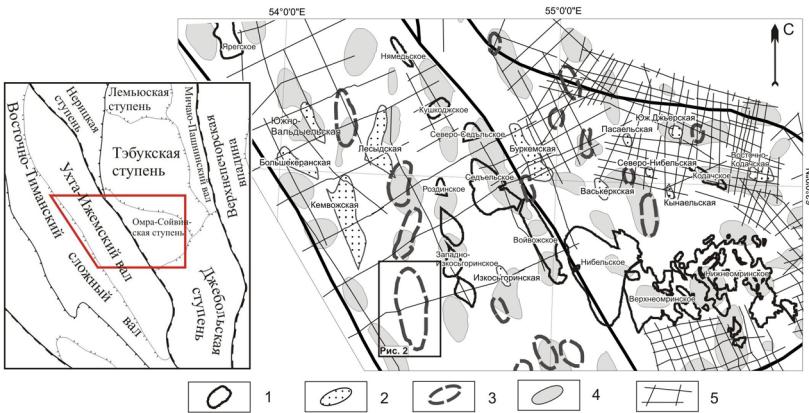


Рис. 1. Карта результатов дешифрирования локальных структур.

1 — контуры месторождений углеводородов; 2—3 — локальные структуры: 2 — по сейсморазведочным данным, 3 — по результатам дешифрирования космоснимков; 4 — локальные аномалии гравитационного поля (по материалам Семеновой Е. И., 1993 г.);
5 — сейсморазведочные профили

Ряд дешифрируемых структур пересекаются сейсморазведочными профилями. На временных разрезах они характеризуются антиклинальными изгибами отражающих горизонтов, а в плане соответствуют небольшим структурным выступам, носам и террасам (рис. 2). Можно предположить, что дешифрируемые по космоснимкам локальные объекты, отражающиеся на сейсморазведочных материалах, фиксируют замкнутые антиклинальные складки. Учитывая небольшие размеры и амплитуду структур чехла, невыраженность их на сейсмических материалах в виде замкнутых локальных объектов может быть обусловлено как редкой сетью профилей (Ухта-Ижемский вал), так и невысокими разрешающими характеристиками сейсморазведочных исследований, выполненных в конце 80-х — начале 90-х годов (Омра-Сойвинская ступень).

Таким образом, из общего количества прогнозируемых структур 12 (80 %) коррелируются с локальными аномалиями гравитационного поля, отражающего строение разноплотностных комплексов осадочного чехла, а также с сейсморазведочными данными, показывающими наличие антиклинальных перегибов по отражающим горизонтам. Наличие плановой и профильной корреляции с геофизическими аномалиями свидетельствует о проявлении в современном ландшафте структурных форм фундамента и осадочного чехла, активизированных на рельефообразующем этапе.

При дальнейшем планировании поисково-разведочных работ выделенные локальные структуры могут выступать в качестве потен-

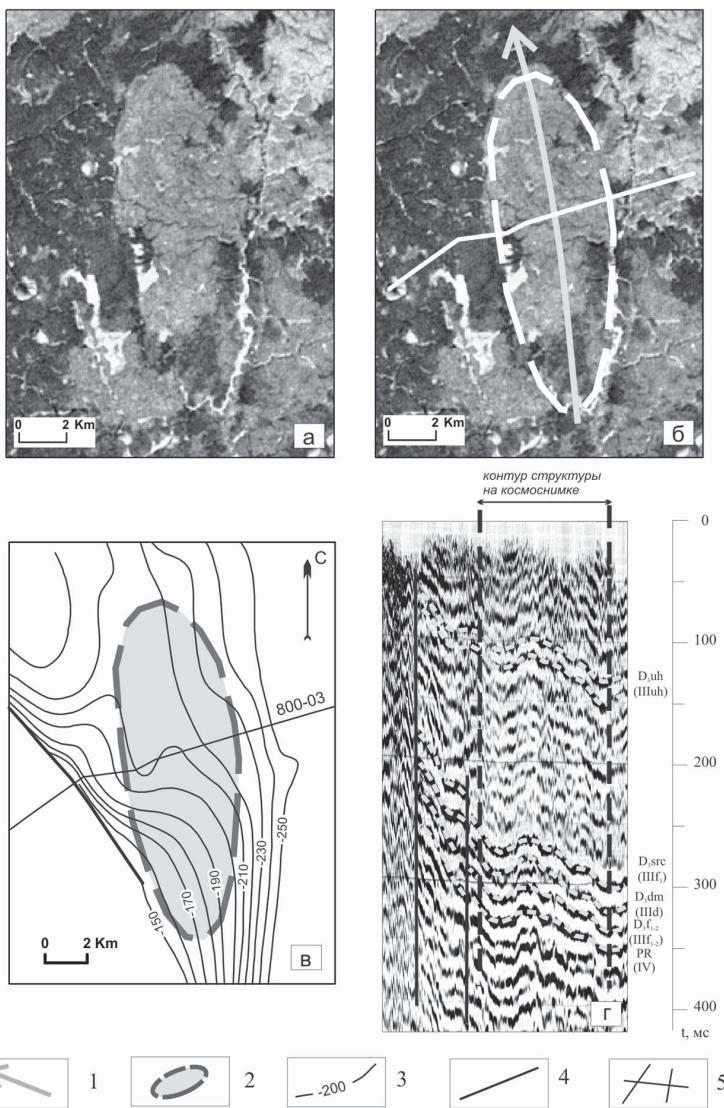


Рис. 2. Отражение прогнозируемой структуры на сейсморазведочных материалах.
 а – космический снимок со спутника Landsat-1, б – космический снимок со спутника Landsat-1 с результатами дешифрирования, в – структурная карта по подошве доманикового (D_{dm}) горизонта (по материалам ОАО «Севергеофизика», 2001 г. с упрощениями), г – сейсмический временной разрез по профилю 800-03 (по материалам ОАО «Севергеофизика», 2001 г.). 1 – ось складки; 2 – контур структуры по данным дешифрирования (на космоснимке белым); 3 – изогипсы, м; 4 – тектонические нарушения; 5 – сейсморазведочные профили

циальных ловушек для залежей углеводородов, что позволит сконцентрировать объемы исследований на конкретных поисковых объектах.

Литература

1. *Kotik I. S.* Картирование локальных структур Южного Тимана по материалам дистанционных съемок из космоса // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 7. С. 14–17.
2. *Удот Г. Д.* Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 96 с.

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ И ПЛОТНОСТИ РАСТВОРА KNO_3 ПРИ ФАЗОВОМ ПЕРЕХОДЕ ЖИДКОСТЬ-КРИСТАЛЛ

А. А. Кряжев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kryazhev@geo.komisc.ru

Как было показано в работе [1], ослабление интенсивности прошедшего через объект рентгеновского излучения может быть использовано для определения неизвестной плотности и концентрации раствора вещества, с целью контроля этих параметров с большой точностью в процессе роста или растворения кристаллов. Все измерения проводились при постоянной температуре, что является важным условием для построения калибровочных графиков. Известно, что плотность раствора может быть разной при изменении температуры, поэтому в экспериментах с меняющимися температурными условиями необходимо вводить поправку. В данной работе, в качестве модельного объекта, был использован раствор KNO_3 . Выбор данного вещества обусловлен его крутой зависимостью растворимости от температуры. Для веществ с пологой зависимостью следует увеличить время измерения.

В качестве растворителя использовалась дистиллированная вода. Для нее также был построен график зависимости абсорбции рентгеновских лучей от температуры [2]. Все измерения проводились в терmostатируемой ячейке объемом 8 мл с цифровым датчиком температуры, погруженным непосредственно в раствор вблизи окна для рентгеновского излучения. Точность измерения температуры составляла $\pm 0.05^\circ\text{C}$, интервал опроса датчика 3 сек. Измерение интенсивности излучения с шагом в 1 сек. начиналось с пустой кюветы для учета абсорбции ее стенками. Затем в кювету заливался исследуемый раствор, что вызывало падение интенсивности излучения и перепад температуры на датчике – это точка синхронизации по времени датчика температуры и счетчика интенсивности излучения.

Раствор KNO_3 подготавливается путем взвешивания соли и отмера воды так, чтобы точка его насыщения была на 40°C . Затем соль полностью растворялась в дистилляте при температуре $\sim 80^\circ\text{C}$. Измерения проводились при охлаждении раствора в интервале температур от 80 до 20°C . Полученные результаты представлены на рис. 1 и в пересчете интенсивности прошедшего излучения на линейную температурную шкалу на рис. 2. Также был произведен пересчет интенсивности непосредственно на плотность и концентрацию раствора (рис. 3, рис. 4).

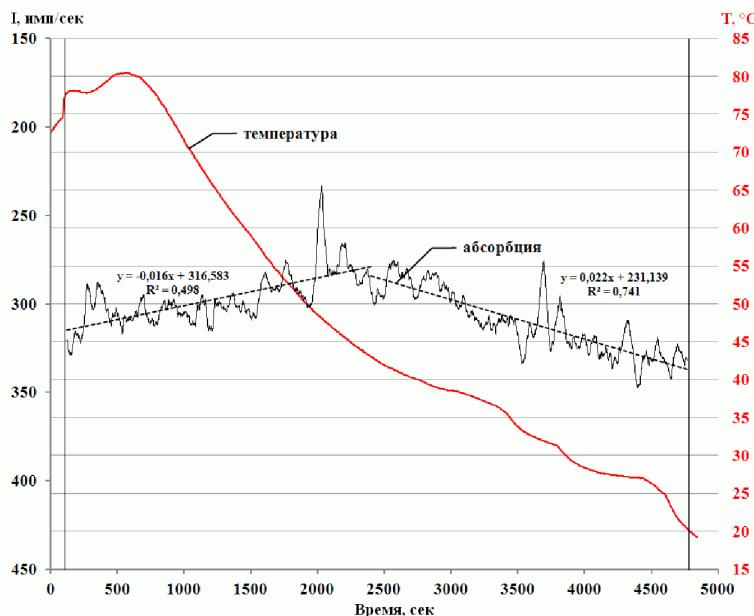


Рис. 1. Изменение абсорбции рентгеновских лучей со временем при изменении температуры раствора KNO_3

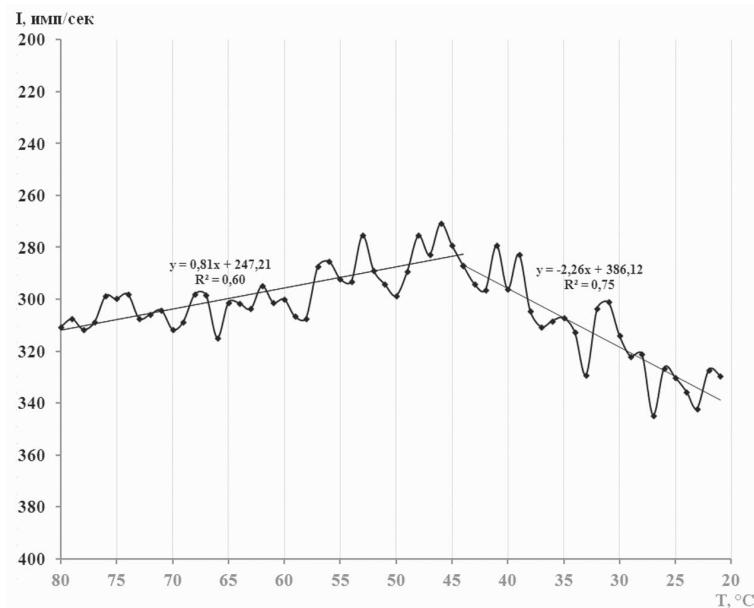


Рис. 2. Абсорбция рентгеновских лучей при изменении температуры раствора KNO_3

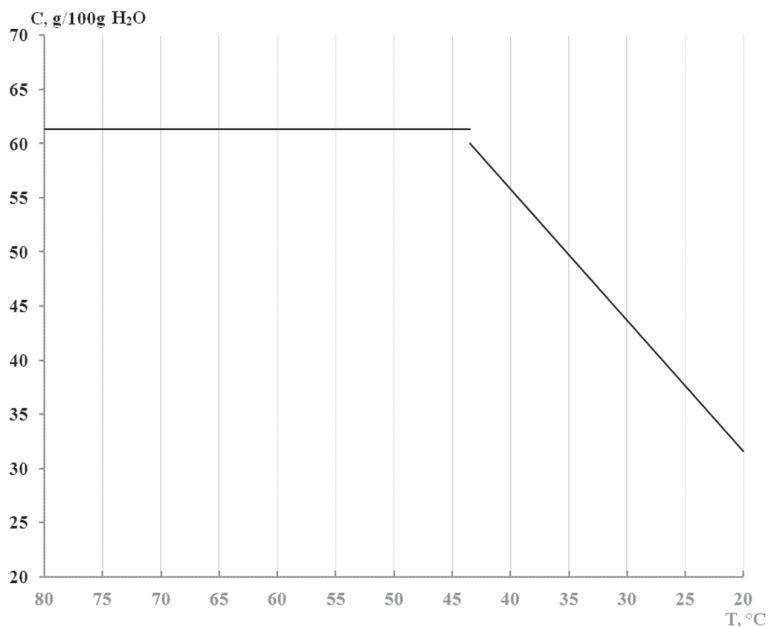


Рис. 3. Изменение концентрации раствора KNO₃

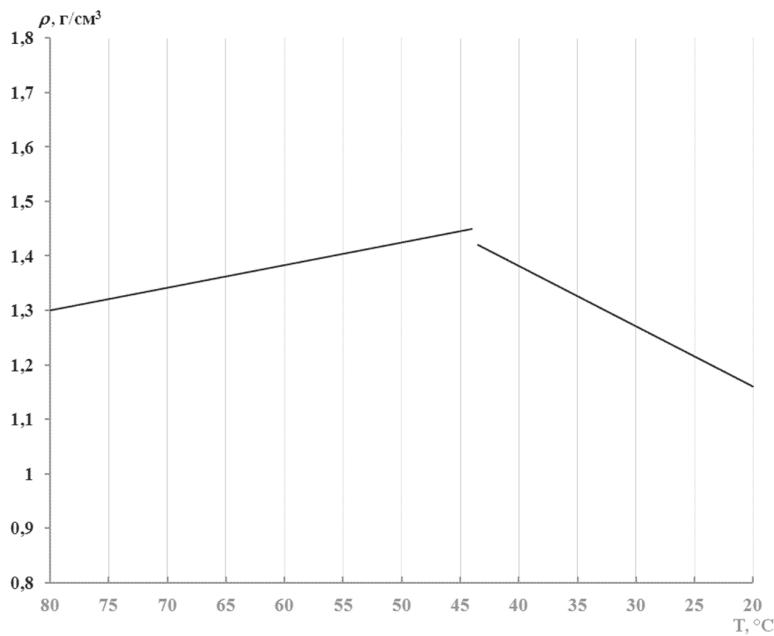


Рис. 4. Изменение плотности раствора KNO₃

Как видно из рисунков охлаждение раствора до точки насыщения увеличивает абсорбцию из-за увеличения его плотности, затем абсорбция уменьшается т. к. в нем начинает кристаллизоваться растворенная соль. Линии тренда абсорбции подбирались путем максимизации коэффициента R^2 . К сожалению, в первом эксперименте не были учтены некоторые факторы, что привело к потере качества измерений. Необходимо увеличить начальную интенсивность излучения, а также закрыть кювету пробкой, для минимизации испарения растворителя (что вызвало несовпадение линий тренда в точке насыщения 40 °C). Это не является технической проблемой и будет учтено в дальнейшем.

В экспериментах по измерению концентраций растворов без изменения температуры достаточно воспользоваться калибровочными кривыми [1]. Если кривая растворимости исследуемого вещества имеет линейную зависимость, то калибровка, полученная при н.у., также будет справедлива и для других температур. В случае нелинейной зависимости растворимости или переменных температурных условий необходимо вводить дополнительную поправку. Можно использовать рентгеновскую абсорбцию в дополнение к стандартным методикам определения растворимости вещества при проблемах связанных с визуальными наблюдениями.

Исследования выполнены при финансовой поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 14-5-НП-86, РФФИ № 14-05-00592-а, а также НШ-4795.2014.5.

Литература

1. Кряжев А. А. Абсорбция рентгеновских лучей в растворе NaCl // Материалы 21-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента», Сыктывкар, 2012. С. 123—128.
2. Кряжев А. А. Абсорбция рентгеновских лучей в растворе KNO₃ при изменении температуры // Материалы минералогического семинара с международным участием “Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшклинские чтения — 2013)”, Сыктывкар, 2013. С. 390—393.

МОРФОТИПИКА ИСКОПАЕМЫХ LEMMINI ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА В СРАВНЕНИИ С СОВРЕМЕННЫМИ *LEMMUS* И *MYOPUS*

И. В. Кряжева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Innageologi@mail.ru

С эоплейстоцена до современности зубы леммингов изменялись в сторону усложнения рисунка жевательной поверхности [1—3]. Ход этого процесса, и без того не очень выраженного, сильно усложняется значительной географической изменчивостью рисунка жевательной поверхности в разных частях огромного ареала вида.

Данная работа направлена на морфотипическое исследование коренных зубов ископаемых леммингов позднего плейстоцена и голоценца западного склона Приполярного Урала и сравнение их с шестью выборками современных *Lemmus* и *Myopus* из разных частей ареала (таблица):

- 1) норвежского лемминга (*Lemmus lemmus*) из Швеции (Зоомузей МГУ);
- 2) сибирского лемминга (*Lemmus sibiricus*) из Бользеземельской тундры, Ненецкого АО, р-н Амдермы (коллекция Коми НЦ);
- 3) сибирского лемминга (*Lemmus sibiricus*) из Малоземельской тундры, Ненецкого АО, бассейн рек Индиги, Нерусовея, Силовой (коллекция Коми НЦ);
- 4) лесного лемминга (*Myopus schisticolor*) из Кольского п-ова (Зоомузей МГУ);
- 5) лесного лемминга, (*Myopus schisticolor*) из Западной Сибири, заповедник Малая Сосьва (Зоомузей МГУ);
- 6) лесного лемминга, (*Myopus schisticolor*) из восточной части Западной Сибири, среднее течение р. Енисея, окрестности пос. Мирное (Зоомузей МГУ).

Предваряя описание результатов морфотипического исследования настоящих леммингов, следует прояснить две существенных детали. Во-первых, в своем анализе мы исходили из предположения, что четыре позднеплейстоценовые ископаемые выборки представлены остатками только одного вида *Lemmus sibiricus* (или одного рода *Lemmus*), а остатки другого вида *Myopus schisticolor* отсутствуют. Во-вторых, что две позднеголоценовые выборки представлены только остатками вида *Myopus schisticolor*, а остатки вида *Lemmus sibiricus* отсутствуют. Однако, весьма вероятно, что в позднеплейстоценовых выборках содержатся остатки лесных леммингов. Обширная практика

Морфотипы жевательной поверхности коренных зубов современных ископаемых Lemmimi

Выборка	N	m/1			m/3			M1/			M2/			
		1	2	3	1	2	3	4	5	1	2	3	1	2
современные														
<i>M. schisticolor</i> , Кольский полуостров	144	100	—	—	—	33.3	0	54.2	12.5	66.7	33.3	—	58.3	41.7
<i>M. schisticolor</i> , Северная Сосьва	205	100	—	—	—	47.8	4.4	39.1	8.7	82.4	17.6	—	79.2	16.7
<i>M. schisticolor</i> , Енисей	238	100	—	—	—	59.4	29.7	8.1	2.8	85	15	—	57.5	37.5
<i>L. lemmus</i> , Швеция	180	6.7	93.3	—	6.7	93.3	—	—	—	93.3	6.7	—	73.3	26.7
<i>L. sibiricus</i> , Амдерма	526	27.1	69.4	3.5	—	95.1	—	4.9	—	95.1	4.9	—	56.4	42.6
<i>L. sibiricus</i> , Северный Тиман	421	41.2	58.8	—	—	84.6	—	15.4	—	82.6	17.4	—	61.1	33.3
ископаемые														
Щугер-4, слой 1	215	58.9	41.1	—	—	79.3	0.4	21	0.3	25.6	46.8	27.6	25.8	51.6
Щугер-4, слой 2, 3	649	60.5	39.5	—	—	49.3	6.3	38.2	6.2	26.3	41.5	32.2	29.9	41.9
Щугер-2	87	100	—	—	—	46.1	15.4	30.8	7.7	26.9	53.8	19.3	35	55
Кожим-1	157	55.8	44.2	—	—	42.5	12.5	40	5	32.8	42.8	24.4	26.9	46.2
Кожим-2	45	100	—	—	—	50	21.5	24	4.5	33.3	66.7	—	40	60
Соколиный, слой 2	138	54.5	36.4	9.1	—	48.5	15.3	35.2	1	—	100	—	31.6	57.9

Продолжение таблицы

Выборка	M3/									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>M. schisticolor</i> , Кольский полуостров	—	—	—	—	62.5	37.5	87.5	—	—	12.5
<i>M. schisticolor</i> , Северная Сосьва	61.8	—	—	—	82.3	17.7	24.2	3	12	—
<i>M. schisticolor</i> , Енисей	—	—	—	—	65.8	34.2	77.5	15	0	7.5
<i>L. lemmus</i> , Швеция	69.0	13.8	13.8	3.4	51.8	48.2	—	—	—	—
<i>L. sibiricus</i> , Амдерма	97.1	1.5	—	1.5	68.6	31.4	—	—	—	—
<i>L. sibiricus</i> , Северный Тиман	95.4	—	1.5	3.1	64.7	35.3	—	—	—	—
ископаемые										
Щугер-4, слой 1	54.2	35.4	8.3	2.1	48	52	—	—	—	—
Щугер-4, слой 2, 3	43.3	41.1	9.7	5.9	38.9	61.1	—	—	—	—
Щугер-2	6	—	—	—	23.5	76.5	47	35.3	11.7	—
Кожим-1	48.9	37.2	5.6	8.3	43.6	56.4	—	—	—	—
Кожим-2	—	—	—	—	—	100	50	33.3	16.7	—
Соколиный, слой 2	64	32	4	—	23.1	76.9	—	—	—	—

тика палеозоологических исследований по применению метода родовой идентификации по пропорциям M3/ [3] показывает, что значительная часть остатков Lemmini из плейстоценовых местонахождений должна относиться к роду *Myopus* [4, 5].

По рисунку жевательной поверхности моляров выделяется 24 морфотипа. Морфотипы были выделены и описаны К. И. Исайчевым.

m/1

У современного лесного лемминга все **m/1** представлены только первым морфотипом, такое же распределение морфотипов наблюдается ускопаемого лесного лемминга. Ускопаемого сибирского лемминга количество экземпляров **m/1** морфотипа составляют 54.5–60.5%, II морфотипа – 36.4–44.2%, III морфотипа – 9.1%. Для современных леммингов соответственно 27.1–41.3% и 58.8–69.4%. III морфотип, как упоминалось выше, был встречен только для трех экземпляров из Амдермы. Как видно, по количественному соотношению первых двух морфотипов **m/1** современные ископаемые сибирские лемминги хорошо отличаются.

m/3

Преобладающим морфотипом третьего нижнего коренного зуба как для современных, так и для ископаемых зубов является II. При

этом у современного сибирского лемминга экземпляров этого морфотипа больше (84.6—95.1%), чем у ископаемого (42.5—79.3%), а также больше чем у современного (33.3—59.4%) и ископаемого (46.1—50%) лесного.

Вторым по численности является IV морфотип. Причем у ископаемых сибирских и лесных леммингов экземпляров этого морфотипа больше, чем у современных. В отличии от ископаемых сибирских леммингов у современных имеются экземпляры I морфотипа.

Из вышеизложенного следует, что у современного сибирского лемминга количество более сложных зубов (I морфотип) больше чем у ископаемых, а количество более простых зубов (IV морфотип) меньше.

M1/ и M2/

У современного лесного лемминга количество экземпляров M1/I морфотипа составляет 66.7—85%, II морфотипа — 15—33.3%, а для M2/ количественное соотношение этих морфотипов соответственно равно 57.5—79.2% и 16.7—41%. III морфотип составляет очень малую часть 4.1—5%.

У современного сибирского лемминга количество экземпляров M1/I морфотипа составляет 82.6—95.1%, II морфотипа — 4.9—17.4%. III морфотип у M1/ современных сибирских леммингов не обнаружен. Для M2/ количественное соотношение этих морфотипов соответственно равно 56.4—73.3% и 26.7—42.6%. III морфотип составляет очень малую часть 1—5.6%.

У ископаемого лесного лемминга количество экземпляров M1/I морфотипа составляет 26.9—33.3%, II морфотипа — 53.8—66.7%, III морфотипа — 19.3 а для M2/ количественное соотношение этих морфотипов соответственно равно 35—40 %, 55—60 % и 10 %.

У ископаемого сибирского лемминга количество экземпляров M1/I морфотипа составляет 25.6—32.8%, II морфотипа — 41.5—100%, III морфотипа — 24.4—32.2%, а для M2/ количественное соотношение этих морфотипов соответственно равно 25.8—35%, 41.9—57.9% и 10.5—28.2%.

Из этого сравнения следует, что у современных сибирских и лесных леммингов увеличивается количество зубов I (более сложного) морфотипа и соответственно уменьшается число экземпляров II морфотипа (относительно упрощенного). У ископаемых же леммингов встречаемость экземпляров с более сложным строением очень низкая, и в отличие от современных леммингов встречается большое количество зубов III морфотипа.

M3/

Большая часть M3/ как у современных, так и у ископаемых сибирских леммингов представлена экземплярами I морфотипа. Для сибирского лемминга характерны также экземпляры II, III и IV морфотипа. Кроме того, очень важно упомянуть, что у современных сибирских леммингов они представлены единичными экземплярами.

Что касается зубов V и VI морфотипов, то можно определенно сказать лишь только то, что у современных леммингов преобладают зубы V морфотипа, а у ископаемых леммингов — VI морфотипа. В отличие от сибирских леммингов у лесных нет экземпляров II, III, IV и в то же время имеются экземпляры VII, VIII, IX и X морфотипов.

По набору морфотипов третьего верхнего зуба все ископаемые моляры позднеплейстоценового возраста схожи с выборками *Lemmus sibiricus*.

По набору морфотипов третьего верхнего зуба все ископаемые моляры позднеголоценового возраста схожи с выборками *Myopus schisticolor*, за исключением единичных экземпляров из Шугера-2.

Таким образом, исходя из количественного соотношения морфотипов для коренных зубов современных и ископаемых леммингов, можно отметить следующее: наиболее четко различаются современные и плейстоценовые сибирские лемминги:

1. По количественному соотношению I и II морфотипов для m1/1.
2. По количественному соотношению I и II морфотипов для M1/ и M2/.

Ископаемые выборки позднеплейстоценового возраста содержат остатки *Lemmus sibiricus*, что хорошо согласуется с реконструкциями природной среды и структурой сообществ.

Ископаемые выборки голоценового возраста содержат остатки *Myopus schisticolor*, что так же согласуется с реконструкциями природной среды и структурой сообществ.

Работа выполнена при поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 14-5-НП-132.

Литература

1. Абрамсон Н. И. Морфотипическая изменчивость строения жевательной поверхности коренных зубов у палеарктических видов р. Lemmus (Rodentia, Cricetidae) // Зоологический журнал, 1986. № 3. С.416–425.
2. Абрамсон Н. И. Род Lemmus в позднем кайнозое Евразии // Труды ЗИН РАН, 1993. С.146–157.
3. Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Бачура О. П. и др. Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тун-

дровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Челябинск, 1997. С. 60—90.

4. Ponomarev D., Puzachenko A., Bachura O. et al. Mammal fauna during the Late Pleistocene and Holocene in the far northeast of Europe // *Boreas*. 2013. Volume 42, Issue 3, P. 779—797.

5. Ponomarev D., Kolschoten van T., Plicht van der J. Late glacial and Holocene micromammals of northeastern Europe // *Russian Journal of Theriology*. 2012, 11 (2). P. 121—130.

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД НЕРКАЮСКОГО ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е. В. Кушманова, И. Л. Потапов, А. В. Панфилов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположенный на восточном склоне Приполярного Урала, выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в 1981 г. [1]. Комплекс слагает одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км по правобережью р. Хулги от ее крупных притоков — р. Хальмерью на юге до р. Бол. Тыкотлова на севере. С востока он ограничен Главным Уральским разломом от Олыся-Мусюрского габбро-гипербазитового массива, а с запада по Эрепшорскому разлому контактирует со средне-верхнериифейскими отложениями вулканогенно-осадочного керегшорского комплекса.

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

Традиционным является представление о связи ультравысокобарического метаморфизма с формированием Уральской сутуры. Однако есть данные о принадлежности высокобарических комплексов севера Урала, в т. ч. неркаюского комплекса, к доуралидам. Изучение структурной части неркаюского комплекса дает возможность представления о структурной эволюции образований комплекса и корреляции структурных особенностей в тектоническом плане с этапами метаморфических событий пород комплекса.

При проведении полевых работ в пределах неркаюского комплекса в 2012 г. и в 2014 г. подтверждены более ранние данные [1] о субширотном и запад-северо-западном простирании структур. Дополнительно установлено, что структуру неркаюского комплекса определяют протяженные асимметричные складки, образованные пакетами изоклинально смятых пород. Прослежены границы тел и отдельные тела на расстоянии от 50–100 м до 1725 м.

По результатам полевых исследований можно выделить три складчатых системы [2].

Ранние складки распространены в эклогитах, апоэклогитовых амфиболитах и кристаллических сланцах неркаюского комплекса, в основном запрокинутые и лежачие, сильно сжаты (изометричные) [3]. Азимут простирания складок 310–350° с падением на северо-восток и 10–75° с падением на восток и юго-восток, углы падения 5–40°. Осевая плоскость имеет северо-западное простиранение с падением на северо-восток, маркируется тонким сланцеватостью-кливажом осевой поверхности с азимутом простирания от 300° до 330° и углами падения от 20° до 35° на северо-восток. Шарниры складок погружаются на восток, с усредненным азимутом погружения 100°, угол погружения 25°.

Вторая генерация складок встречается в амфиболитах и кристаллических сланцах [3]. Она представлена открытыми симметричными складками, крылья которых простираются по азимуту 20–30° и 70–75°, углы падения 30–35° на юго-восток. Простирание осевых плоскостей (и кливажа) северо-западное, шарниры имеют более пологие углы погружения, усредненный азимут погружения 135°, угол погружения 30°.

Поздние складки наблюдаются в диафторированных амфиболитах и кристаллических сланцах. Складки острые, асимметричные, имеют крутые углы падения крыльев (60–80°) с северо-восточным и юго-западным простиранием. Осевые плоскости имеют северо-восточное простирание. Интенсивно развит кливаж осевой поверхности. Усредненный азимут погружения системы шарниров составляет 85°, угол погружения 65°[3].

Изучение метаморфизма пород неркаюского комплекса показало, что имеется три генерации метаморфических минералов, имеющих ареальное распространение (изученная в 2014 г. площадь около 12×30 км).

В метабазитах омфацит участвует в первом парагенезисе (Гр+Омф, Гр+Омф+Ро). Омфацит образует полоски, скопления и единичные порфиробласти. Омфацит характерен преимущественно для сланцеватых гранатовых амфиболитов с высоким (10% и более) содержанием граната и линейным распределением скоплений этого минерала. Пространственное распределение омфацита говорит о дифференциации динамических условий при метаморфизме пород. По-видимому, первый этап метаморфизма проявился в пограничных условиях между эклогитовой и амфиболитовой фациями. Динамическая зональность (субширотная, запад-северо-западная) данного парагенезиса коррелируются со структурным планом комплекса.

Второй парагенезис минералов в метабазитах представлен гранатом второй генерации + роговая обманка. При этом метабазиты име-

ют порфировую и офитовую структуры. Этот этап метаморфизма отвечал условиям амфиболитовой фации. С этим же этапом метаморфизма, по-видимому, связано образование апоэклогитовых амфиболитов, имеющих чаще всего очковую структуру (в выделениях плагиоклаза заключены мелкие гранаты).

Третьему парагенезису отвечают альбит-актинолитовые породы, имеющие вид габбро, порfirитов, долеритов. Они сформировались в условиях зеленосланцевой фации. С этим этапом связывается хлоритизация ранее метаморфизованных пород, которая почти повсеместно проявляется в слюдистых кристаллических сланцах, а в гранатсодержащих породах гранат замещен псевдоморфозами хлорита.

Так же отмечено локальное проявление зеленосланцевого метаморфизма, наиболее ярко выраженного вдоль восточного тектонического контакта неркаюского комплекса. Он привел к образованию зеленосланцевых диафторитов: альбит-хлорит-актинолитового состава по амфиболитам и эклогитам и хлорит-мусковит-кварц-альбитового состава по слюдистым кристаллическим сланцам.

Таким образом, породы неркаюского эклогит-сланцевого комплекса претерпели три структурно-метаморфических события. С наиболее ранними структурами связаны парагенезисы ранней генерации. Со вторым типом складок, и связанным с ним кливажем осевой плоскости коррелируются парагенезисы второй генерации. Низкотемпературные парагенезисы пространственно ассоциируются со складками третьей генерации и зонами позднего рассланцевания, т. о. наиболее поздние низкотемпературные метаморфиты связаны со структурами уральского (северо-восточного) простирания.

Авторы выражают благодарность д. г.-м. н. А. М. Пыстину за помощь в проведении полевых работ и подготовки доклада.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011.

Литература

1. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы Западного Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
2. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с. Отчетная серия, №1 (84).
3. Кушманова Е. В., Потапов И. Л. Структура и метаморфизм пород неркаюского комплекса в среднем течении р. Неркаю (Приморский Урал) // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. 248 с.

АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПО КЕРНУ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

С. А. Логинова, О. Б. Плюснина

ТП НИЦ, Ухта

info@tpnic.ru

В пределах южной части Хорейверской впадины веякская свита нижнего силура неоднородна по литологическому составу и коллекционным свойствам и разделяется на три подсвиты: нижневеякскую S_1vk_1 , средневеякскую S_1vk_2 и верхневеякскую S_1vk_3 , каждой из которых характеризуется переслаиванием продуктивных пачек-коллекторов и плотных пород. На формирование и изменение фильтрационно-емкостных свойств коллекторов оказывает большое влияние интенсивность и направленность вторичных процессов: трещиноватости, выщелачивания и доломитизации. Произведем анализ и оценку фильтрационно-емкостных свойств пород веякской свиты для выявления наиболее продуктивных пачек.

Коллекторами *нижневеякской подсвиты* S_1vk_1 служат тонкие прослои выщелоченных вторичных доломитов, образованных по водорослевым и органогенно-детритовым известнякам (Северо-Баганское, Среднемакарихинское). Фильтрационно-емкостное пространство приходится на вторичную пористость, связанную с выщелачиванием карбонатной составляющей и на поры эпигенетической доломитизации-перекристаллизации.

Открытая пористость пород по керну изменяется в интервале 6.39–11.62% ($K_{\text{пп}}^{\text{ср}} = 9.11\%$), газопроницаемость по керну колеблется от $8.36 \cdot 10^{-3}$ до $189.380 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ при среднем значении $K_{\text{пп}}^{\text{ср}}$ равном $36.892 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (рис. 1 и 2). Коллекторы залегают среди непроницаемой вмещающей толщи пород аналогичного литологического состава. Пористость вмещающих пород соответствует 0.1–3.97 %, газопроницаемость большей части образцов выборки (~60 %) не превышает значения $1 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Разрез отложений *средневеякской подсвиты* S_1vk_2 характеризуется неравномерным переслаиванием пачек-коллекторов и плотных пород, представленных известняками и вторичными доломитами замещения. Средневеякская подсвита, по литологическому составу пород и, проведенной корреляции разреза скважин по материалам

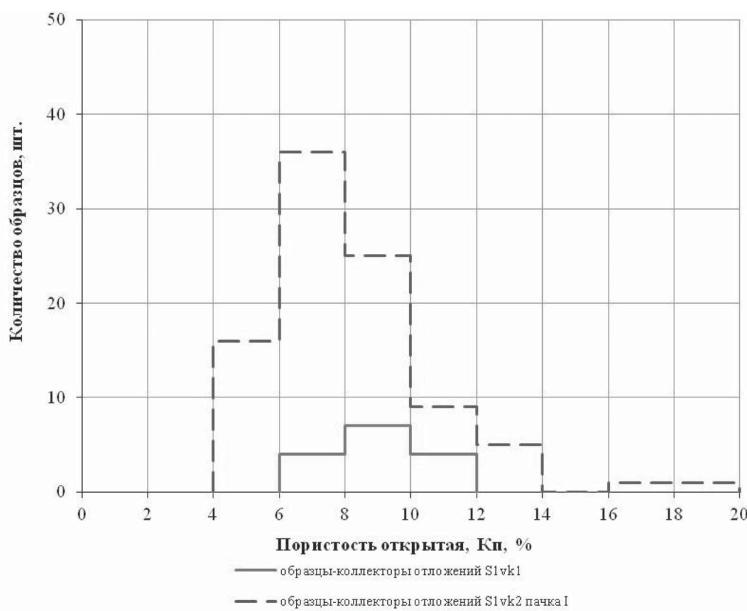


Рис. 1. Гистограмма распределения образцов керна отложений S_1vk_1 и S_1vk_2 пачка I (под размывом) по открытой пористости

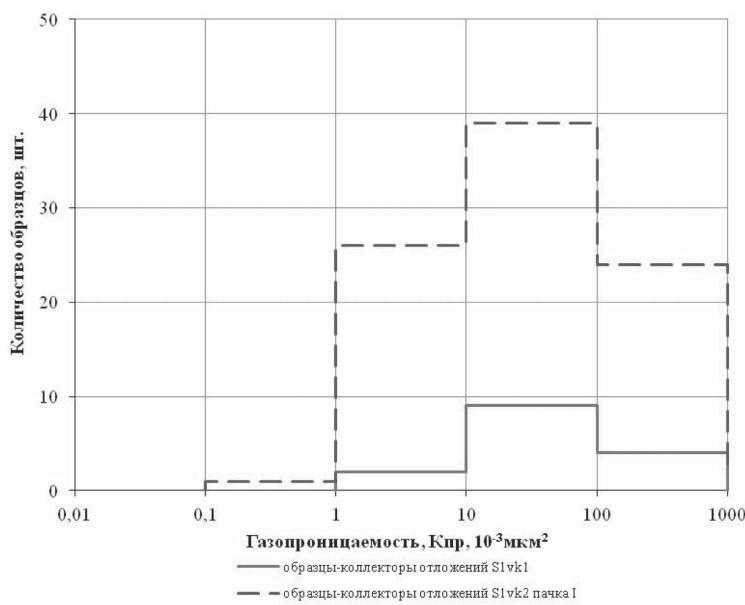


Рис. 2. Гистограмма распределения образцов керна отложений S_1vk_1 и S_1vk_2 пачка I (под размывом) по абсолютной газопроницаемости

ГИС, разделена на три пачки: нижнюю Vk_2 -I, среднюю Vk_2 -II и верхнюю Vk_2 -III. Наиболее емкие коллекторы, связаны со вторичными доломитами пачек Vk_2 -I и Vk_2 -III.

Коллекторы *нижней пачки Vk_2 -I*, сложены преимущественно вторичными доломитами, образованными по водорослевым и органогенно-детритовым известнякам (Северо-Баганское, Баганское, Среднемакарихинское). Коллекторы, распространенные в этой части разреза характеризуются как среднеемкие.

Пористость пород-коллекторов залегающих непосредственно под размывом изменяется от 5.76 до 8.34% ($K_{п}^{cp}=7.07\%$), газопроницаемость – от $0.974 \cdot 10^{-3}$ до $138.47 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ($K_{пр}^{cp}=8.613 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$) (рис. 1 и 2). Ниже по разрезу карбонатные породы, залегающие под мало мощным пластом (до ~45 м), обладают лучшими коллекторскими свойствами и характеризуют высокоемкий коллектор. Открытая пористость пород-коллекторов изменяется от 5.02 до 16.13 % ($K_{п}^{cp}=7.98\%$), газопроницаемость – от $0.979 \cdot 10^{-3}$ до $192.727 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ($K_{пр}^{cp}=28.004 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$) (рис. 3 и 4). С удалением от поверхности размыва, под мощным перекрытием (более 45 м), фильтрационно-емкостные свойства пород заметно ухудшаются, частота встречаемости

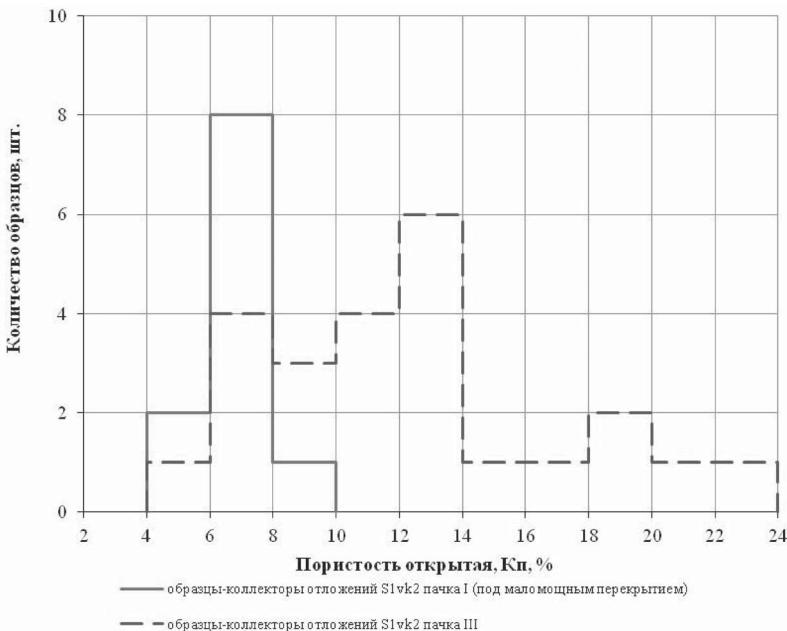


Рис. 3. Гистограмма распределения образцов керна отложений S_1vk_2 пачка I (под аломощным перекрытием) и S_1vk_2 пачка III по открытой пористости

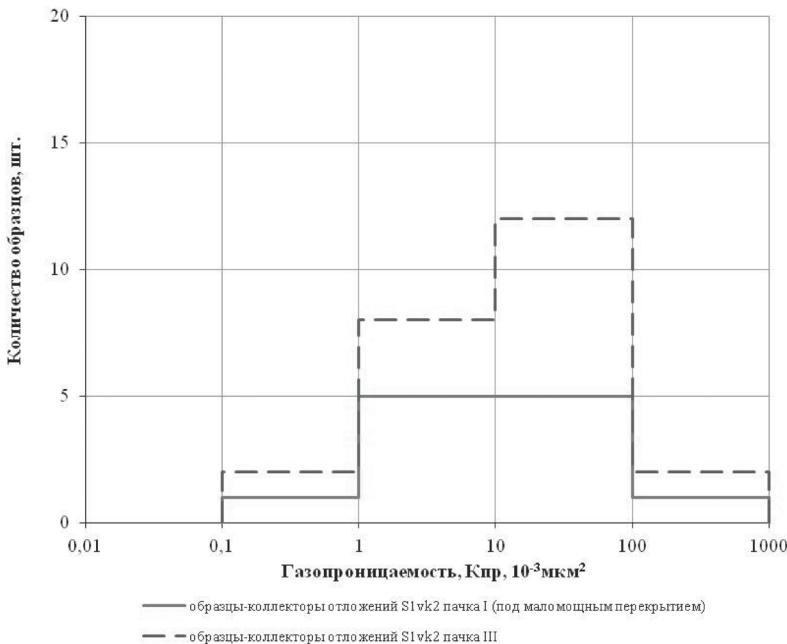


Рис. 4. Гистограммы распределений образцов керна отложений S_1vk_2 пачка I (под маломощным перекрытием) и S_1vk_2 пачка III по абсолютной газопроницаемости

пористых образцов уменьшается. Породы в этой части разреза обладают очень низкими фильтрационно-емкостными свойствами.

В зоне выхода под размыв пород *средней пачки vk_{2-II}* происходит замещение по латерали известняков на доломиты. В связи с этим коллекторы средней пачки на Северо-Баганском месторождении представлены водорослевыми известняками, реже органогенно-детритовыми, а на Баганской площади – в основном вторичными доломитами, образованными по водорослевым известнякам. Открытая пористость пород по керну изменяется от 0.05 до 7.10% ($K_{\text{пп}}^{\text{ср}}=1.12\%$), газопроницаемость – от $0.034 \cdot 10^{-3}$ до $75.80 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ($K_{\text{тр}}^{\text{ср}}=0.271 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$). Газопроницаемость более $1 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ единичных образцов керна выборки в основном обусловлена наличием трещин в образцах. Породы II пачки отложений S_1vk_2 коллекторами не являются.

Верхняя пачка vk_{2-III} характеризуется коллекторами, сложенными доломитами замещения по водорослевым известнякам с небольшим прослоем доломитов замещения по органогенным известнякам в кровельной части разреза (Баганское). Коллекторы третьей пачки vk_2-III характеризуются как среднеемкие. Пористость образцов-коллекторов изменяется от 5.04 до 13.28% ($K_{\text{пп}}^{\text{ср}} = 9.30\%$) при газопрони-

цаемости, изменяющейся в интервале $0.942 \cdot 10^{-3} - 587.00 \cdot 10^{-3}$ мкм² (среднее $K_{\text{пп}} = 8.872 \cdot 10^{-3}$ мкм²) (рис. 3 и 4).

Отложения *верхневеякской подсвиты S₁Vk₃* в целом сложены преимущественно водорослевыми и органогенными известняками. Доломиты замещения по водорослевым и дегритовым известнякам развиты преимущественно в нижней ее части. Отложения S₁Vk₃, в пределах выделенной зоны, на территории южной части Хорейверской впадины не содержат пласти коллекторы. Фильтрационно-емкостные параметры по керну характеризуются следующими значениями: открытая пористость – 0.22–10.65% ($K_{\text{п}}^{\text{ср}} = 1.48\%$), газопроницаемость образцов выборки не превышает значения $1.029 \cdot 10^{-3}$ мкм² ($K_{\text{пп}}^{\text{ср}} = 0.065 \cdot 10^{-3}$ мкм²).

Породы представляют коллектора *трещинно-каверново-порового и каверно-порово-трещинного типов*.

В коллекторах преобладают 4 основных вида пустот:

1) поры и каверны выщелачивания, унаследованные по порам диаэпигенетической доломитизации. Их форма угловато-округлая, неправильная, лапчатая, реже изометрическая. Размер пор 0.2–0.8 мм, каверн до 5 мм (в шлифах) в поперечнике; для них характерна послойная приуроченность;

2) поры диа-эпигенетической доломитизации – перекристаллизации угловатой формы размером 0.01–0.4 мм;

3) поры и каверны выщелачивания, образованные по открытым трещинам. Форма их щелевидная, размеры пор – 0.02–1 мм, каверн – 0.5–3.5 мм (по шлифам);

4) поры и каверны выщелачивания по органическому дегриту, так же связанные с открытой трещиноватостью. Форма их округлая, изометричная, овально-вытянутая, размеры пор – 0.05–1 мм, каверн – до 3 мм (по шлифу), характерна послойная приуроченность;

Фильтрация флюидов осуществляется, в основном, по системе открытых трещин и, в меньшей мере, по межзерновым каналам.

Из проведенного анализа можно сделать вывод, что наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами обладают отложения нижневеякской подсвиты S₁Vk₁ и нижней пачки средневеякской подсвиты S₁Vk₂-III.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ЭМАНАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ РАДОНА В ЗОНАХ ЗАПАДНО-ТИМАНСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНО-ТИМАНСКОГО РАЗЛОМОВ

А. Ш. Магомедова, Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

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

Эманационный метод – один из старейших методов радиометрической разведки месторождений полезных ископаемых, также широко использующийся для решения фундаментальных задач сейсмологии, при решении прикладных задач инженерной и промысловой геофизике [2]. Измерения концентрации радона в подпочвенном воздухе проводятся для различных в геодинамическом отношении регионов с целью выявления разломов, определяемых в тектонике как активные. Информация о них лежит в основе установления теоретических закономерностей разломообразования в земной коре, позволяет оценивать сейсмическую опасность районов интенсивного природопользования, необходима при строительстве коммуникаций, промышленных зданий и сооружений.

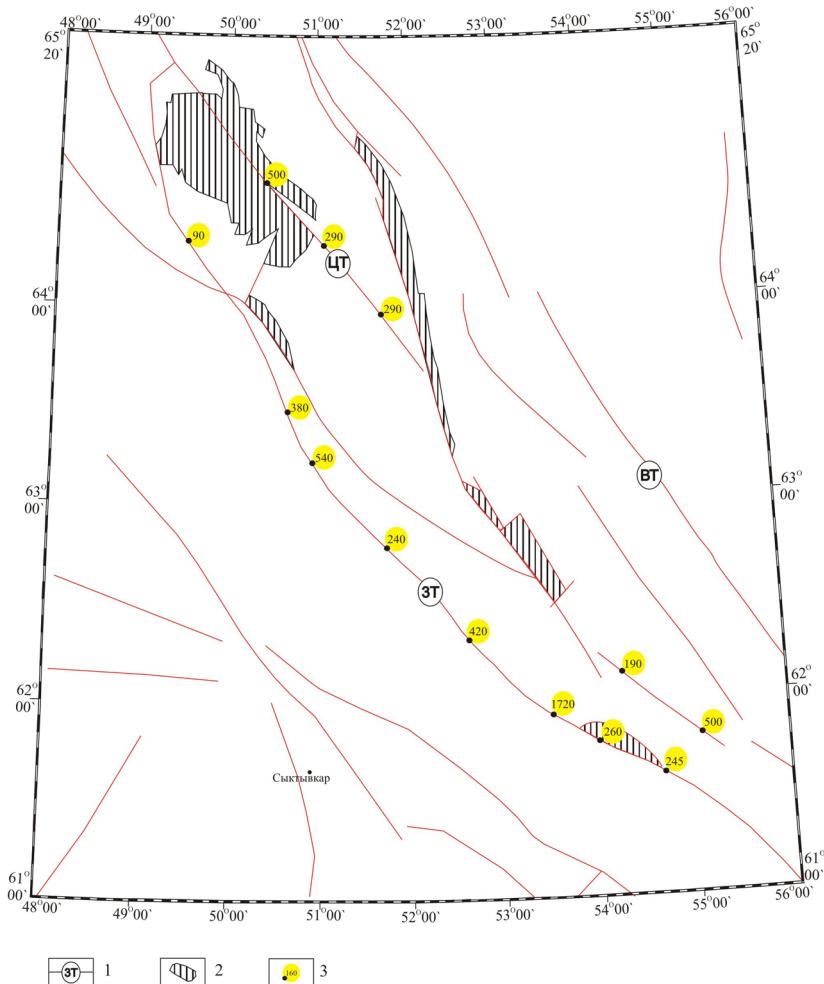
Согласно современным представлениям тектонофизики, разлом у поверхности земли редко представлен лишь узкой полосой. Как правило, это достаточно широкая зона проявления парагенетически связанных разрывных нарушений, обрамленная по периферии участками повышенной трещиноватости. Ее внутреннее строение определяется степенью тектонической активности, стадией развития, размерами и морфогенетическим типом разлома [1].

Задача исследований заключалась в выполнении экспрессной эманационной съемки радона в пределах разломных зон Тиманской гряды (Западно-Тиманского и Центрально-Тиманского разломов) и выявлении закономерностей пространственных вариаций объемной активности радона (ОАР).

Измерения ОАР проводились при помощи радиометра РРА-01М-01, характеризующего чувствительностью не менее $1.2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3/(\text{с Бк})$ и 30-процентным пределом допускаемой относительной погрешности. Совместно с радиометром использовалось пробоотборочное устройство ПОУ-04. Для каждого измерения очищалась площадка земли $30 \times 30 \text{ см}$ и проводилось бурение скважин глубиной до 50 см. Время одного замера составляло от 40 до 60 минут. Наблюдения выполнялись как в зоне разлома, так за его пределами.

В пределах Западно-Тиманского разлома (ЗТ) исследования были проведены от Джежимпарминского вала на юге и до Четлас-

ского поднятия на севере с шагом от 30 до 120 км, общей протяженностью вдоль разлома 440 км. Всего отработано 8 участков. Значения ОАР варьируют от 90 до 1720 $\text{Бк}/\text{м}^3$. Центральная часть разлома характеризуется наиболее высокими значениями ОАР (380–1720 $\text{Бк}/\text{м}^3$), тогда как северная и южная части разлома наименьшими (90 $\text{Бк}/\text{м}^3$ – на севере, 250 $\text{Бк}/\text{м}^3$ – на юге) (рисунок).



Схематическая карта района исследований.

1 — Разломы: ЗТ — Западно-Тиманский, ЦТ — Центрально-Тиманский, ВТ — Восточно-Тиманский; 2 — Выходы рифейских отложений. Место наблюдения и среднее значения ОАР в $\text{Бк}/\text{м}^3$

В пределах Центрально-Тиманского разлома (ЦТ) наблюдения выполнены только на Четласском поднятии и на широте Джежим-парминского вала. Характер полей вариации радона достаточно похож на таковой по Западно-Тиманскому разлому. Северная и южная части ЦТ разлома имеют значения ОАР близкие к фоновым (190 — 290 $\text{Бк}/\text{м}^3$). Исключение составляет самый южный район исследования, где появляются высокие показатели ОАР, равные 500 $\text{Бк}/\text{м}^3$ (рисунок).

Выполнены рекогносцировочные работы экспрессной эманационной съемкой радона в пределах Западно-Тиманского и Центрально-Тиманского разломов. Исследования показали, что разломные зоны характеризуются наличием радона, где наиболее высокие значения ОАР отмечаются в центральной части Западно-Тиманского разлома. Прослеживается неоднородность ОАР в продольном и поперечном направлении разломных зон. Поперечный разрез характеризуется повышением радоновой активности от периферии к осевой части. Сравнивая ОАР разломов Кировско-Кажимского авлакогена и Тимана, следует отметить более высокие значения ОАР разломов авлакогена, что показывает о большей активности радона в сбросах по отношению к надвигам. Полученные результаты показывают на возможность применения радоновой съемки для выделения и картирования разломных зон, оценки степени их тектонической.

Литература

1. Бобров А. А. Отражения некоторых особенностей разломных зон Приольхонья и Южного Приангарья в эманациях радона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле: Материалы докладов Всероссийской конференции, Москва, 2009. Т. 2. С. 5—9.
2. Рудаков В. П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 176 с.

ПОЛУЧЕНИЕ ВОЛОКНИСТЫХ КЕРАМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ И ИХ СВОЙСТВА

И. С. Мартаков, П. В. Кривошапкин, М. А. Торлопов,

Е. Ф. Кривошапкина, Е. И. Истомина

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

gmartakov@gmail.com

Многие объекты, изучаемые в геологии, по своей природе являются органическими (напр. растения, животные, моллюски), что не позволило бы изучать их спустя несколько сот или тысяч лет вследствие разложения органического вещества с течением времени. Однако такой процесс как биоминерализация, происходящий в природе, позволяет сохранить информацию о данных объектах до наших дней. Благодаря этому, представляется возможным изучать строение, геометрические параметры и другие показатели этих объектов. Биоминерализация – процесс образования и (или) преобразования минералов, протекающий в геологической среде с участием организмов. Участие может быть непосредственным (вхождение в механизмы эволюции минералов), сопутствующим (организмы катализируют/ингибируют процессы минералообразования) или регулирующим, когда организмы регулируют параметры среди минералообразования [1]. Таким образом, органические объекты реплицируются минеральными веществами и образуют так называемые окаменелости.

В прошлом веке ученые пришли к выводу о том, что принципы процесса биоминерализации можно использовать и для получения новых материалов и устройств. В зависимости от подхода, для них выделяют несколько определений:

- Биомимикрия (*biomimicking approach*) – включает в себя создание материала, похожего в максимально возможной степени на оригинал, хотя это, конечно, требует детального знания архетипа. Это позволяет максимально приблизиться к пониманию механизмов процессов естественной биоминерализации [2].

- «Биовдохновленный» подход (*bioinspiration*) – создание материалов и устройств, которые «вдохновлены» идеями которые использует природа (крылья птиц и насекомых, устройство крыльев бабочек и т.д.) [2].

- Биотемплатный метод (*biotemplating method/approach*) – метод получения материалов, который подразумевает копирование морфологии биологического объекта, т.е. темплата, (древесины, целлюло-

зы, вирусов, бактерий и т.д.) неорганическим материалом или его прекурсором. Это осуществляется пропиткой, нанесением на поверхность, осаждением и другими методами. Полученный материал может представлять собой органо-неорганический композит или неорганический материал, если темплаты удаляют (термической обработкой, растворением и т.д.).

Биотемплатный метод применяется для получения материалов различных составов, морфологии, с различными областями применения. Так, применяя волокнистые (нерасторимые) темплаты, возможно получать волокнистые неорганические материалы, которые сохраняют морфологию темплатов.

Данный подход был применен нами для получения керамических волокон состава Al_2O_3 с использованием возобновляемого растительного сырья Республики Коми – хвойной целлюлозы (производство «Монди СЛПК»), а также мерсеризированной и химически модифицированной целлюлозы (цианоэтил-, амидоэтил-, карбоксиметилцеллюлозы). Керамические волокна получены обжигом образцов целлюлозы, пропитанных растворами AlCl_3 и золя Al_2O_3 в качестве прекурсоров оксида алюминия. Схема процесса получения керамических волокон приведена на рисунке.

Функциональный состав и степени замещения целлюлозных образцов были определены на основании данных ИК-Фурье спектроскопии и элементного анализа. Для пропитанных образцов были

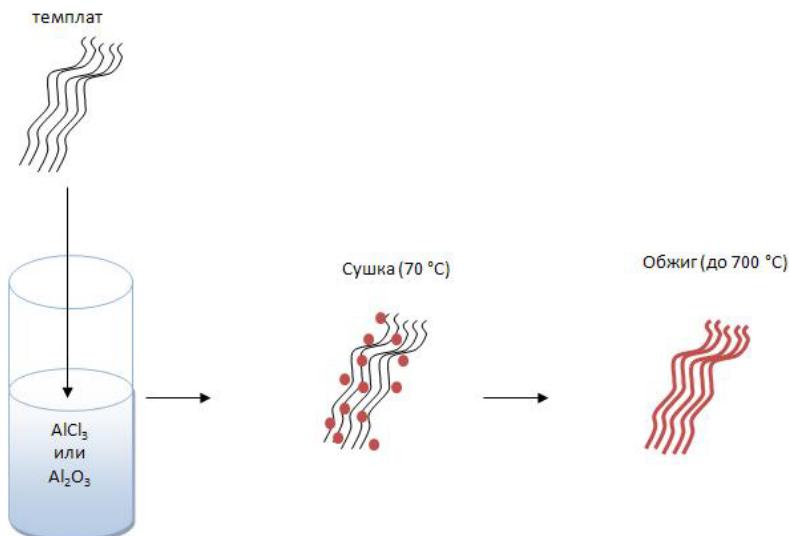


Схема получения керамических волокон темплатным методом

изучены термические превращения и эффекты методами ДСК и ДТГ. Для образцов оксида алюминия изучены морфология, текстурные характеристики и фазовый состав. Показано, что применение золь-гель систем, содержащих наночастицы, позволяет получать керамические материалы с более высокими показателями текстурных характеристик. Это обуславливается наличием развитой поверхности и пористости у наночастиц. Пористость Al_2O_3 , получаемого обжигом целлюлозных темплатов, пропитанных AlCl_3 , задается в основном темплатом и режимом его термической обработки.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УМНИК-1-14-3 (№ договора 2492ГУ1/2014) фонда содействия малых форм предприятий в научно-технической сфере.

Литература

1. Яхонтова Л. К., Зверева В. П. Основы минералогии гипергенеза: Учеб. пособие. Владивосток: Дальнавака, 2000. 331 с.
2. Behrens P., Baeuerlein E. Handbook of Biomineralization. Weinheim: WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. 2007. 415 p.

ВЕНЛОКСКАЯ СТРОМАТОЛИТООБРАЗУЮЩАЯ БИОТА (ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА)

В. А. Матвеев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vamatveev@geo.komisc.ru

Известно, что строматолиты представляют собой образования, возникшие в результате взаимодействия микроорганизмов, главным образом цианобактерий адаптированных к экстремальным условиям существования и процессам осадконакопления. Особое значение бактерий стоит в активном участии в породообразовании, создании различных полезных ископаемых, а так же появления почвы на планете [1, 4].

В результате электронно-микроскопического исследования строматолитовых образцов из разреза Безымянный на поднятии Чернова (рис. 1) впервые были обнаружены различные группы водорослево-бактериальной строматолитообразующей микробиоты. При изучении пластовой строматолитовой постройки в образце (БЗМ-90) были выявлены фоссилизированные остатки, похожие на микроорганизмы [5]. Эти фоссилизированные остатки, различающиеся по форме, выделены в четыре основные группы. К первой группе отнесены минерализованные чехлы трубчатых нитевидных образований,

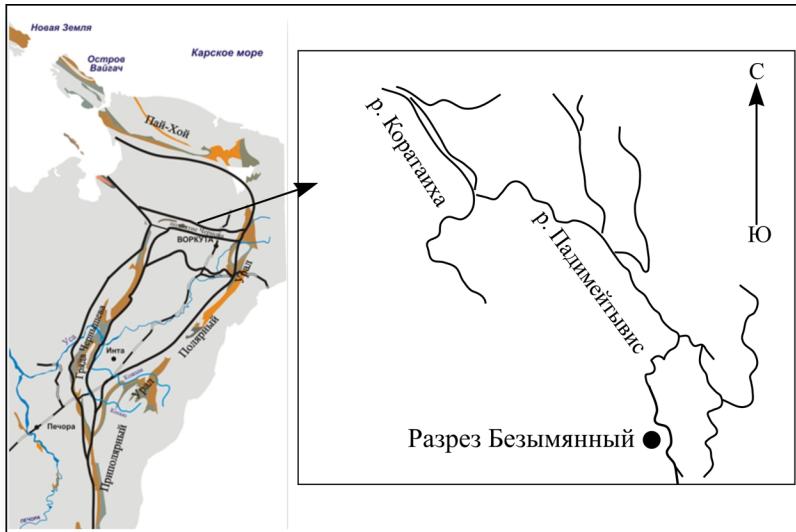


Рис. 1. Схема расположения изученного разреза

возможно, цианобактерий (рис. 2, фиг. 2). Ко второй группе — шарообразные фоссилии неясного систематического происхождения, возможно эвкариотных форм (рис. 2, фиг. 1, рис. 3, фиг. 1, 2). Третья группа включает куполообразные фоссилии (рис. 3, фиг. 3). К четвертой группе отнесены фоссилизированные фрагменты микробной биоплёнки (рис. 3, фиг. 4).

Исследования строматолитовых образцов проведены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионным спектрометром X-MAX фирма OXFORD Instruments, напыление углеродное (ИГ Коми Нц УрО РАН, г. Сыктывкар). Для изучения были взяты свежие сколы строматолитовых построек размером 1×1 см. Для исключения поверхностного загрязнения перед исследованием образцы промывались последовательно в дистиллированной воде, затем в спирте и проправливались в 10 % соляной кислоте.

Проведенный химический анализ строматолитовых образцов второй, третьей и четвертой групп фоссилий показал различие в элементном составе биогенных структур. Во всех изученных группах отмечается присутствие кальция (Ca) и кислорода (O). Наиболее высокое содержание Ca и наиболее низкое содержание O отмечается в четвертой группе (биоплёнка). В шарообразных формах фоссилий в составе элементов содержат Fe и S. И только куполообразные тела характеризуются содержанием Si. Микробные биоплёнки содержат в своем составе Na и Cl (рис. 3).

Уникальная сохранность обнаруженных биогенных образований строматолитообразующей биоты в изученных образцах разреза Безы-

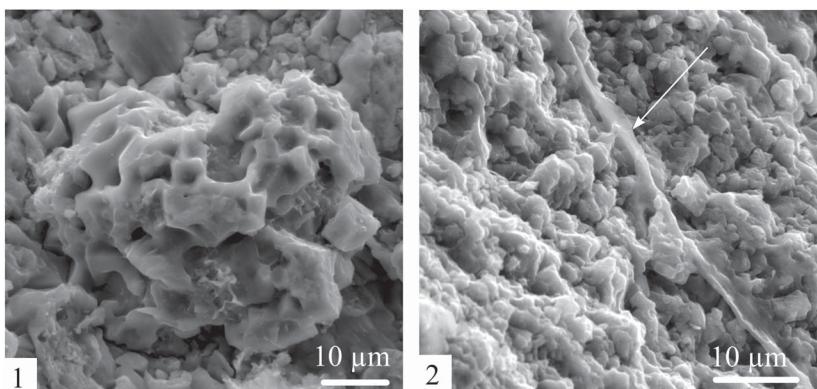


Рис. 2. Строматолитообразующая биота: 1 — шарообразная фоссилия; 3 — минерализованный чехол трубчатого нитевидного образования, возможно, цианобактерии

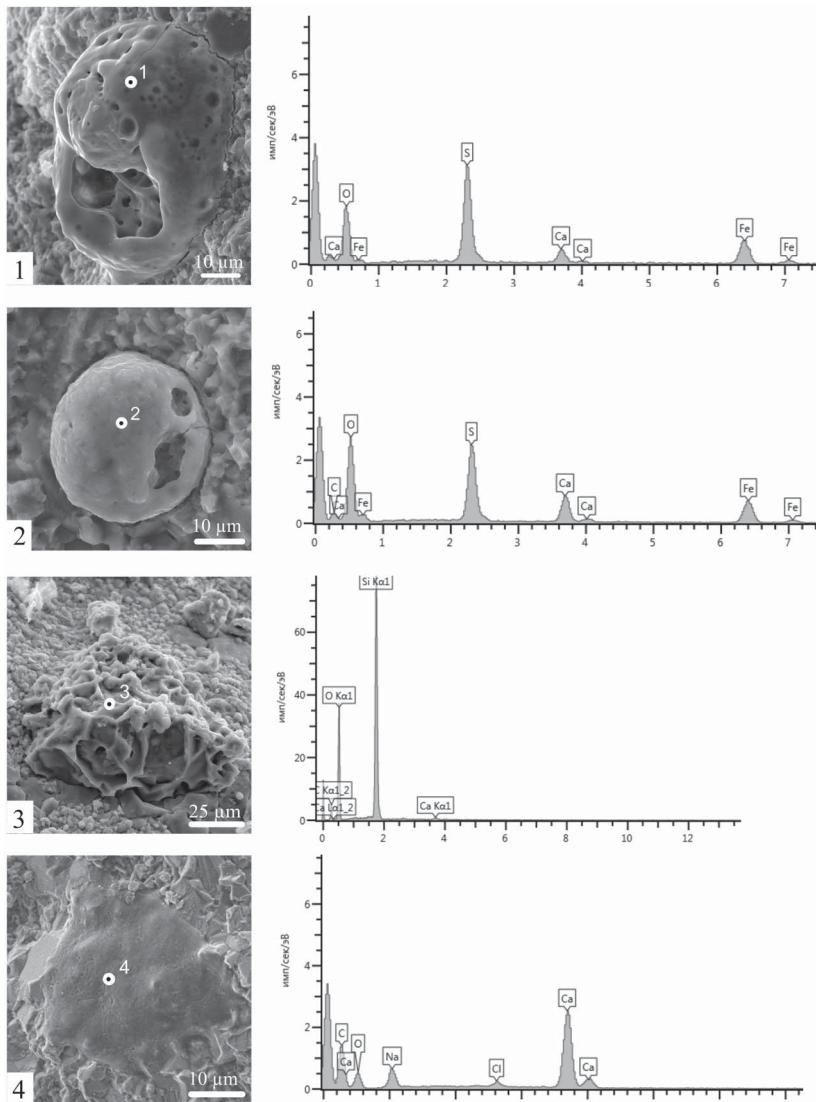


Рис. 3. Строматолитообразующая биота и элементный состав

мянны́й, возможно, связана с мгновенным захоронением части строматолитовых построек. Такое предположение подтверждают обнаруженные ранее в этом же разрезе, прижизненные захоронения раковин венлокских брахиопод *Spirinella*, с сохранившимися элементами внутреннего строения раковин, тонкими пластинами нарастания и тон-

кими иглами на поверхности раковин. Одной из причин такой сохранности раковин, считаются штормы, во время которых происходило захоронение части донного сообщества в прижизненном положении с высокой скоростью процессов фоссилизации [2, 3].

Таким образом, обнаруженное уникальное местонахождение фоссилизированных остатков микробиоты в строматолитах разреза Безымянный на поднятии Чернова является единственным в настоящее время на территории Тимано-Североуральского региона. Установленное в строматолитах разнообразие биогенных структур указывает на высокую активность микроорганизмов, образующих цианобактериальный мат и подтверждает биологическую природу венлокских строматолитовых построек. Химический состав биогенных микроструктур в строматолитах разреза Безымянный показал, что обнаруженные элементы непосредственно связаны с деятельностью разнообразных бактерий, формирующие цианобактериальный мат. Различие элементов биогенных структур, возможно, связано с морфологией и разной степенью фоссилизации микроорганизмов.

Литература

1. Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гептнер А. Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Под научн. ред. А. Ю. Розанова, Г. Т. Ушатинской. 1-е изд. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.
2. 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.
3. Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В. и др. Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ, 2014. № 3. С. 14–18.
4. Бактериальная палеонтология (ред. А.Ю.Розанов). М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
5. Матвеев В. А. Биогенные микроструктуры строматолитов поднятия Чернова и западного склона Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН (декабрь, 2013). Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 116–118.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ В ХОЛЕЛИТАХ ЖИТЕЛЕЙ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Е. В. Машина, Б. А. Макеев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
borovkova@geo.komisc.ru

Среди минеральных компонентов, содержащихся в составе патогенных конкрементов, таких как холелиты следует отметить карбонаты кальция (аналоги кальцита, арагонита, ватерита). В отличие от кальцита и арагонита, ватерит мало распространен в природных минеральных системах, однако в холелитах, обычно встречается ватерит [1, 2], что может представлять большой интерес с точки зрения минералогического изучения.

Целью нашей работы являлось изучение распространенности карбоната кальция в холелитах жителей Республики Коми. В качестве метода применялся рентгеноструктурный анализ (Shimadzu XRD-6000).

Результаты исследования показали, что на полученных рентгеновских дифрактограммах в 39 образцах из 50, фиксировался карбонат кальция различной модификации. При этом ватерит, арагонит, кальцит обнаружены в 74, 33, 33 % случаях соответственно, где в 38 % камней ватерит присутствовал в качестве единственной полиморфной модификации. Одновременно три полиморфные модификации карбоната кальция были зафиксированы только в 10 % случаев. Рассчитаны параметры элементарной ячейки арагонита, кальцита и ватерита, которые приведены в таблице. Для ватерита значение параметра a меньше эталонного значения, это отмечает и Зузук Ф. В. [3]. Уменьшение параметра a , может объясняться вхождением различных примесей в позицию кальция.

Параметры элементарной ячейки карбоната кальция в холелитах

	Параметры элементарной ячейки, Å								Автор	
	кальцит		арагонит			ватерит				
	a	c	a	b	c	a	c			
Холелиты	4.963— 4.990	17.03— 17.09	4.95	7.96	5.73	7.116— 7.148	16.867— 16.961	[3]		
	4.989	17.061	4.962	7.96	5.74	7.147	16.917	[4]		
	5.00	17.04	4.966	7.96	5.73	7.130— 7.149	16.84— 16.98	наши данные		
	Стандарт. значение	4.991	17.06	4.95	7.96	5.74	7.151	16.935	[5]	

Таким образом, установлено, что ватерит в холелитах жителей Республики Коми является самой распространенной полиморфной модификацией.

Литература

1. *Palchik N. A., Moroz T. N.* Polymorph modification of calcium carbonate in gallstone // Cryst. Growth. 2005. Vol. 283. № 3-4. P. 450–456.
2. *Sutor D. J.* The composition of gallstones // Hepatology. 1979. P. 19–29.
3. Зузук Ф. В. Мінералогія уrolітів. Мінеральний та хімічний склад уrolітів. Луцьк: РВВ «Вежа» Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки, 2003. Т. 2. 508 с.
4. Ефимова Ю. А., Кузьмичева Г. М., Никитина Е. А., Орлова С. В. Рентгено-графия желчных камней // Вопросы биологической медицинской и фармацевтической химии. 2005. № 2. С. 36–49.
5. Кристаллографическая и кристаллохимическая база данных для минералов и их структурных аналогов [Офиц. сайт]. URL: <http://database.iem.ac.ru/mincryst> (дата обращения: 30.10.2014)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРУЯРВИНСКОЙ СВИТЫ РИФЕЯ ПОЛУОСТРОВА СРЕДНИЙ

Ю. В. Михайленко

УГГТУ, Ухта

yulia-v-m@mail.ru

В последние годы резко усилился интерес к геологии приполярных областей и прилегающих шельфов северных морей. Не является исключением и Кольско-Канинская акватория шельфа Баренцева моря, недра которой потенциально нефтегазоносны, в том числе распространенные здесь породы верхнего докембрия [7, 8, 12, 13, 14]. В связи с этим особое значение имеют работы по геологии верхнедокембрейских толщ, которые обнажаются в пределах акватории Кольского п-ова (п-ова Средний и Рыбачий, о. Кильдин и др.) и рассматриваются в составе Варангер–Канино–Тиманского пояса байкалид, или тиманид.

До сих пор имеются принципиальные различия в представлениях о тектоническом строении прибрежной зоны Кольского п-ова, основанные на интерпретации результатов геофизических исследований [8, 10, 13, 14, 15, 17]. В частности, намечены разные варианты трассирования в пределах Кольской акватории морского продолжения байкальского фундамента Тимана и Предтиманского прогиба, что приводит к разным представлениям о геологии, вещественном составе рифейских комплексов и степени их вторичных преобразований.

Рифейский (неопротерозойский) разрез п-ова Средний, в составе кильдинской и волоковой серий, активно изучался в 60–80-е годы прошлого столетия. Кильдинская серия включает (снизу вверх): пярярвинскую, палвинскую, поропелонскую, землепахтинскую и каруярвинскую свиты, общей мощностью около 1600 м. Разрез волоковой серии представлен (снизу вверх): куюканской и пуманской свитами (около 500 м). Вышеуказанные серии разделены перерывом с угловым несогласием. Изучение столбчатых строматолитов (о. Кильдин) и микрофитолитов в породах кильдинской серии, а также абсолютный возраст ($K-Ar$ метод) по глаукониту (для п-ова Средний – 1059–619 млн. лет, а для о. Кильдин – 1015–709 млн. лет [2]) позволили большинству исследователям отнести кильдинскую серию к верхнему рифею, тогда как вышележащую волоковую серию к верхнему рифею-венду(?) [5, 9, 11, 14, 16]. До настоящего времени стратиграфическая позиция этих толщ принципиально не изменялась.

Однако, проведенные нами в последние годы полевые наблюдения, с учетом данных по скважине «Пограничная–1», обнаружение в разрезе каруярвинской свиты биостромов пластовых строматолитов *Stratifera aff. flexurata* Kom., характерных для среднего рифея Южного Урала и нижнего рифея Восточной Сибири, позволяют коррелировать вмещающие толщи между собой, т.е. относить кильдинскую серию к среднему рифею. В литофацимальном отношении кильдинская флишоидная серия близка нижнему комплексу рифеид Средне-го Тимана, четласской серии, имеющей среднерифейский возраст. Вдоль зоны Главного Тиманского разлома на Среднем Тимане наблюдаются выходы быстринской рифогенной серии, прорываемой диабазами, возраст (K–Ar метод) которых в разные годы был определен в интервале 1495–985 млн лет [1, 3, 6]. Принимая эти датировки во внимание, мы считаем, что быстринская серия имеет также среднерифейский возраст [4].

В настоящей работе особое внимание уделено характеристике терригенно-карбонатной каруярвинской свиты, завершающей кильдинскую серию на п-ове Средний. Каруярвинская свита имеет локальное развитие на северо-западном и широкое вдоль северо-восточного побережья п-ова Средний от устья ручья Выкат (губа Большая Волоковая). Она согласно залегает на землепахтинской свите, местами, с тектоническим контактом. Разрез свиты представлен слабометаморфизованными осадочными породами. В ее строении выделяются трехчленные ритмы последовательного заполнения морского бассейна, мощностью около 3–3.5 м каждый (рис. 1). Общее количество ритмов в строении свиты вдоль побережья губы Большая Волоковая не менее 20, т. е. видимая мощность каруярвинской свиты около 70 м.

В нижних частях 3-х метровых по мощности ритмов преобладают бордово-красные, сильнотрещиноватые, оскольчатые, туфогенные метаалевролиты, иногда с зеленоватыми пятнами очень разнообразной формы – результат наложенного оглеения. Мощность туфогенных метаалевролитов в пределах каждого ритма изменяется от 0.5 м до 1.5 м. Иногда в их строении отмечаются тонкие прослои до 0.01 м серых доломитов вокруг которых наблюдаются каймы до 0.02 м темно-серого метаалевролита; если доломитовый прослой по простиранию выклинивается, то создается впечатление серой рубашки вокруг доломитового прослоя на фоне красноцветного туфогенного метаалевролита. Мы интерпретируем эти доломитовые прослои, как реликтовые структуры. В красноцветном турбоалевролите отмечаются включения до 6 см в диаметре белого мелкозернистого кальцита. На поверхностях наслоения – симметричные знаки ряби, разномас-



Рис. 1. Строение ритмов каруярвинской свиты (стрелка слева указывает последовательность трансгрессивного заполнения морского бассейна): I – бордово-красные оскольчатые туфогенные метаалевролиты (0.8 м), II – зеленовато-серые оскольчатые метаалевролиты (0.6 м), III – тонкоплитчатые доломиты с биостромами пластовых строматолитов (0.9 м)

штабные трещины усыхания и глиптоморфозы каменной соли, что свидетельствует о мелководно-прибрежном характере седиментации с повышенной соленостью вод в лагуне, периодически сменяющейся периодами длительного осушения и красноцветного выветривания.

Выше по разрезу 3-х метрового ритма бордово-красные метаалевролиты сменяются зеленовато-серыми, пятнистыми, трещиноватыми, оскольчатыми метаалевролитами. Их мощность изменяется в пределах 0.3–1.5 м. Переходы между бордово-красными и зеленовато-серыми метаалевролитами в большинстве случаев постепенные, с сохранившейся текстурой и структурой туфогенных бордово-красных метаалевролитов. Вследствие наложенного оглеения на фоне зеленовато-серых метаалевролитов появляется мелкая вкрапленность пирита, ожелезненный пирокластический материал преобразуется в слюдисто-клиноцизитовый(?) цемент (соссюрит). Наличие бордово-красных пачек в нижней части каждого ритма свидетельствует о первичности этой окраски и ее «континентальном» происхождении типа терра-rossa. Таким образом, красноцветность вверх по разрезу ритма сменяется пятнистым оглеением с вкрапленностью пи-

рита, что подчеркивает вторичность окраски оглеения относительно красноцветности подстилающих пород. На поверхности зеленовато-серых метаалевролитов наблюдаются симметричные знаки ряби, трещины усыхания и глиптоморфозы каменной соли.

Верхняя часть ритмов (трансгрессивная) завершается пачками сероцветных доломитов с биостромами пластовых строматолитов. Фиксируются постепенные переходы от зеленовато-серых метаалевролитов к тонко- (до 0.2 см)- и толстослоистым (до 3–10 см) доломитам с многочисленными трещинами усыхания и знаками волновой ряби (рис. 1). Доломиты массивные, часто тонкослоистые, пелитоморфно-мелкозернистые, в разной степени окремненные, с мелкой вкрапленностью пирита и включениями до 5 см в диаметре белого кальцита. В нескольких точках наблюдения для доломитов характерна подушечная отдельность. Биостромы пластовых строматолитов (0.5–1.5 м) четко выделяются в строении доломитовых пачек своей волнистой тонкослоистостью и бугристой поверхностью. По результатам спектрального анализа (Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция), образцы строматолитов характеризуются повышенным содержанием (%) кремния (20.76–81.89), магния (5.82–21.71), натрия (1.27–7.5), марганца (0.28–0.62) и бария (0.1–0.56).

В нижней половине разреза каруярвинской свиты внутри карбонатных пачек, которые завершают трехчленные ритмы, всегда отмечаются прослои зеленовато-серых метаалевролитов мощностью от 0.01 до 0.05 м, в то время как в верхней части разреза эти прослои отсутствуют и наблюдаются толстоплитчатые, массивные доломиты с биостромами пластовых строматолитов. Породы вдоль побережья Губы Большая Волоковая смяты в пологие брахиантклинальные складки, разбиты полигональной трещиноватостью, которая залечена кальцитом и пиритом. На фоне красноцветных туфогенных метаалевролитов широко проявлены процессы оглеения, как в виде сероцветных пятен разнообразной формы внутри толщи, так и вдоль зон вертикальной трещиноватости.

С учетом всего вышеисказанного, разрез каруярвинской свиты представлен ритмичным переслаиванием, преимущественно, туфогенных метаалевролитов и доломитов с биостромами пластовых строматолитов, которые сформировались в области мелкого шельфа, в его лагунах. Седиментация контролировалась эпейрогеническими колебаниями уровня моря, которые обусловили ритмичное строение каруярвинской свиты.

Таким образом, каруярвинская свита является важным маркирующим горизонтом в строении рифейских комплексов п-ова Средний. Наши выводы мотивируются следующими фактами: 1) рит-

мичное строение свиты, 2) наличие в разрезе свиты биостромов пластовых строматолитов, которые позволяют проводить корреляцию с рифейскими комплексами смежных регионов, в том числе и с разрезами Тимана, 3) пестроцветная окраска (зеленая, бордовая, красная, желтая, серая, черная), которая выделяет ее на общем фоне се-роцветного рифейского разреза п-ова Средний, 4) пограничное расположение свиты между двумя крупными литокомплексами пород (кильдинская и волоковая серии), разделенных угловым несогласием.

Литература

1. Акимова Г. Н. Геохронология докембria Тимана // Сов. геология. 1980. Т. 12. С. 71–85.
2. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1123–1126.
3. Вологдин А. Г., Кочетков О. С. Об открытии остатков гигантских сифоний в древних слоях Тиманского кряжа // ДАН СССР. 1966. Т. 169, № 3. С. 672–675.
4. Кочетков О. С., Иванов Н. Ф. О некоторых аспектах формационно-геоструктурного развития Варангер-Тиманского подвижного пояса байкалид // XV Геологический съезд Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 124–127.
5. Любцов В. В., Михайлова Н. С., Предовский А. А. Литостратиграфия и микропосыпки позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1989. 130 с.
6. Мальков Б. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. К вопросу о возрасте диабазов в составе метаморфических толщ Тимана // Известия АН СССР, сер. геол. 1971. № 7. С. 115–122.
7. Митрофанов Ф. П., Предовский А. А., Пряпачкин В. А. О перспективах нефтегазоносности осадочных толщ юго-запада Карско-Баренцевоморского продуктивного бассейна // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 394–402.
8. Митрофанов Ф. П., Предовский А. А., Любцов В. В. и др. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 151–160.
9. Негруца В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 119 с.
10. Оловянинников В. Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
11. Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.

- 12. Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др.* Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопоисковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. С. 121–140.
- 13. Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др.* Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
- 14. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Куликов Н. В. и др.* Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН, 2011. № 6. С. 3–20.
- 15. Шипилов Э. В.* Тектоника зоны перехода Восточно-Европейский кра-тон-Западно-Арктическая платформа // Геология и геохронология породо-образующих и рудных процессов в кристаллических щитах: Материалы Все-российской (с международным участием) конференции. Апатиты: К & М, 2013. С. 190–193.
- 16. Roberts D., Siedlecka A.* Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersokelse Bulletti. 2012. V. 452. P. 1–19.
- 17. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D. G. Gee & V. Pease (eds)* // Geological Society, London, Memoirs. 2004. № 30. 252 p.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ СИСТЕМ НА ОСНОВЕ ОКСИГИДРОКСИДОВ АЛЮМИНИЯ И ЖЕЛЕЗА (III)

В. И. Михайлов¹, Т. П. Масленникова²,
П. В. Кривошапкин¹

¹ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИХС РАН, Санкт-Петербург
system14@rambler.ru

Оксиды алюминия и железа (III), как и их гидратированные формы, являются широко распространенными соединениями в природе и образуют как собственные минералы (гематит, гетит, акаганеит, корунд, бемит и т.д.), так и входят в состав других минералов. В последнее время возрастает интерес к синтезу и исследованию оксидных частиц различной морфологии, что связано с наличием тесной связи между размером, формой частиц и свойствами продукта. Для синтеза частиц с развитой морфологией наиболее широко используется гидротермальный метод, так как с его помощью можно легко контролировать морфологию и дисперсность продукта. Исследование влияния различных факторов на фазовый состав, структуру и морфологию продуктов гидротермального синтеза позволит объяснить многие аспекты, связанные с образованием в природе минералов, содержащих алюминий и железо.

В данной работе исследовано влияние соотношения $[Al^{3+}]:[Fe^{3+}]$ в исходном растворе и природы прекурсоров (смешанные растворы солей, гидрозоли) на фазовый состав, морфологию и текстурные характеристики продуктов, полученных гидротермальным методом.

Показано, что варьирование природы прекурсора и соотношения $[Al^{3+}]:[Fe^{3+}]$ позволяет контролировать морфологию, фазовый состав, текстурные характеристики и дисперсность продукта гидротермального синтеза. Так, при гидротермальной обработке растворов солей увеличение соотношения $[Al^{3+}]:[Fe^{3+}]$ приводит к увеличению дисперсности частиц гематита $\alpha\text{-Fe}_2O_3$ и изменению их морфологии от капсулярной к цилиндрической (рис. 1, а, б), при этом AlOOH не кристаллизуется вследствие низких значений рН.

При использовании золей с соотношением $[Al^{3+}]:[Fe^{3+}] < 1$ и низкими pH образуются микроразмерные частицы гематита эллипсоидной формы (рис. 1, в), причем добавка ПАВ (цетилtrimетиламмоний бромид, ЦТАБ) к золю приводит к значительному уменьшению размеров частиц вследствие сорбции на поверхности растущего кристалла. Гидротермальной обработкой золя с $[Al^{3+}]:[Fe^{3+}] = 1$ получены порошки, состоящие из частиц AlOOH в форме пучков и агломера-

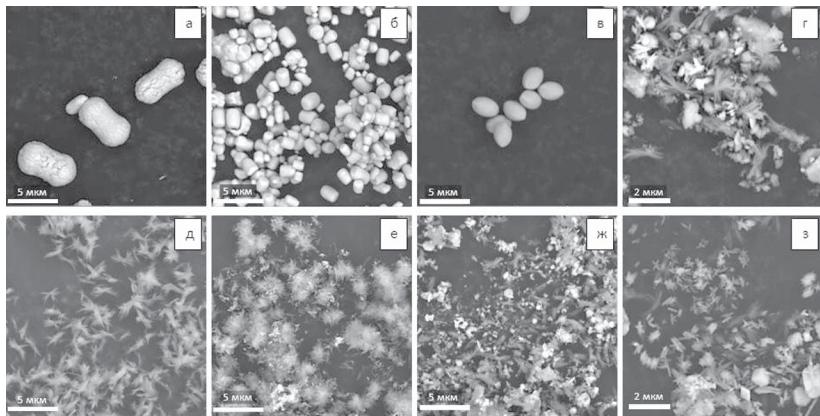


Рис. 1. Микрофотографии СЭМ продуктов гидротермального синтеза:
а, б — с использованием растворов солей; в, г — с использованием гидрозолей;
д—з — с использованием растворов солей и мочевины

ратов, содержащих фазу акаганеита $\beta\text{-FeOOH}$ (рис. 1, г). Дальнейшее увеличение соотношения $[\text{Al}^{3+}]:[\text{Fe}^{3+}]$ приводит к получению мелкодисперсного порошка, содержащего фазу бемита $\gamma\text{-AlOOH}$, в матрице которого Fe (III) распределяется равномерно и находится в аморфном состоянии. При использовании золя гидроксида алюминия происходит образование $\gamma\text{-AlOOH}$ в форме наностержней длиной до 300 нм и диаметром до 10 нм (рис. 2).

Гидротермальная обработка раствора AlCl_3 в присутствии мочевины приводит к образованию частиц бемита в форме пучков (рис. 1, д), причем частицы данной морфологии имеются и в образцах, полученных с использованием смешанных растворов солей

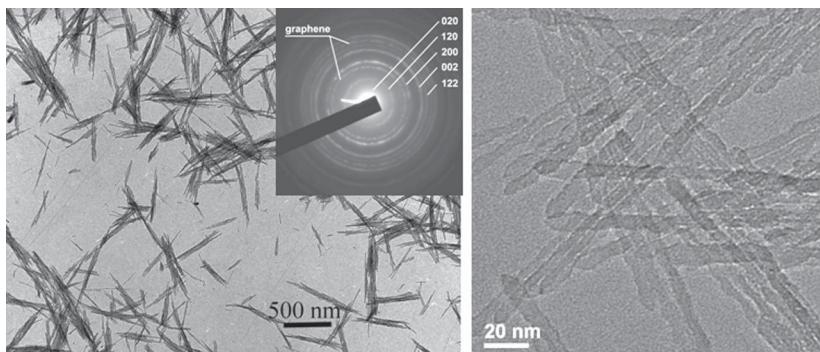


Рис. 2. Микрофотографии ПЭМ наностержней $\gamma\text{-AlOOH}$,
полученных гидротермальной обработкой золя гидроксида алюминия

(рис. 1, е—з). При добавке FeCl_3 в соотношении $[\text{Al}^{3+}]:[\text{Fe}^{3+}] = 6:1$ образуется порошок, состоящий из оксигидроксида железа в фазе акаганита, равномерно распределенного в пучках $\gamma\text{-AlOOH}$ (рис. 1, е), при этом происходит увеличение удельной поверхности. Дальнейшее увеличение содержания железа приводит к снижению удельной поверхности и образованию помимо $\beta\text{-FeOOH}$ фазы гематита ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), которая является единственным продуктом гидротермальной обработки раствора FeCl_3 в присутствии мочевины. По результатам СЭМ, образец, полученный из раствора с соотношением $[\text{Al}^{3+}]:[\text{Fe}^{3+}] = 1:6$ (рис. 1, з), состоит (помимо пучков бемита) из частиц оксида железа в форме ромбоэдров ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), стержней и звездочек (α , $\beta\text{-FeOOH}$).

Результаты фазового анализа полученных образцов свидетельствуют о взаимном подавлении кристаллизации при использовании как совместных золей гидроксидов алюминия и железа (III), так и растворов солей в присутствии мочевины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-33-50702мол_нр).

ВЫБОР СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ДЛЯ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, РЕГИСТРИРУЕМЫХ СТАНЦИЯМИ «СЫКТЫВКАР» И «ГРИВА»

Н. Н. Носкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

noskova@geo.komisc.ru

При обработке сейсмических событий выбор подходящей скоростной модели играет решающую роль для точного определения эпицентра. Рутинная сейсмологическая обработка проводится в программе WSG с использованием стандартного годографа IASPEI [1], но в программе HYPO71 [2] есть возможность задавать глубинно-скоростной разрез.

Цель данных исследований – попытка лоцирования некоторых сейсмических событий Республики Коми применяя различные скоростные модели в программе HYPO71.

Сейсмическая станция «Сыктывкар» (SYK) установлена в зоне сочленения таких тектонических структур как Сысольский свод, Кировско-Кажимский авлакоген и Вычегодский прогиб, станция «Грива» (GRV) – в пределах Кировско-Кажимского авлакогена Волго-Уральской антеклизы Русской плиты.

В данной работе использовались средние пластовые скорости объемных волн по профилям ГСЗ: Рубин-1 (г. Костомукша—г. Семипалатинск), Кварц (г. Мурманск—г. Кызыл) и Агат-2 (Белое море—г. Воркута), вдоль которых получены сведения о скоростном разрезе исследовавшихся территорий, что отражено в многочисленных публикациях [3–7].

Скоростные данные по этим профилям задавались в HYPO71 для землетрясения 2011 г., произошедшего в 25 км от Сыктывкара, сейсмического события 2012 г. – на Полярном Урале и землетрясения 2014 г. – на Северном Урале. По профилям Кварц и Агат-2 нами применялись скоростные разрезы для Урала, т.е. для эпицентральной области сейсмических событий 2012 и 2014 гг., а по профилю Рубин-1 – для Волго-Уральской антеклизы Русской плиты, т.е для подстанционной области.

В результате получилось, что для сейсмического события 2012 г. на Полярном Урале не подходит ни одна из трех применяемых скоростных моделей. Вероятно, в данном случае, для эпицентрально-расстояния выше 800 км оптimalен одномерный годограф

IASPEI-91. Для землетрясения 2014 г. на Северном Урале при использовании скоростных моделей трех профилей ГСЗ, разброс в локации эпицентра составил 6–9–19 км и является допустимым. Для локального события 2011 г. в районе г. Сыктывкара, не подходит скоростная модель в подстанционной области, погрешность в локации составляет 50 км. Данные выводы носят предварительный характер, требуются более детальные исследования.

В соседних регионах России используются региональные скоростные модели геологической среды, так в Кольском филиале ГС РАН применяется одномерные скоростные модели BARENTS и SPITS, вместо универсального одномерного годографа для всей Земли IASPEI-91 [8], в Архангельском филиале ГС РАН – годограф NORP (региональный годограф севера Русской плиты) [9], Пермском – также свой годограф для локальных событий.

Таким образом, необходимо построение собственной региональной скоростной модели, учитывающей неоднородность геологического строения региона, территория которого охватывает такие крупные геологические структуры как Русскую плиту, Тимано-Печорскую плиту и Урал.

Литература

1. *Kennett B. L. N. IASPEI-91 Seismological Tables*. Canberra: Austral. Nat. Univ., 1991/ 167 р.
2. *Lee, W. H. K. and J. C. Lahr* (1975). HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S. Geological Survey Open File Report 75-311, 113 pp.
3. Атлас региональных сейсмических профилей Европейского Севера России / Составители Э. В. Исанина, Н. В. Шаров. СПб: Ассоциация «Росгеофизика», 1995. 30 с.
4. *Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотравесам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова. М.: Наука, 1991. С. 118–135.*
5. *Костюченко С. Л., Егоркин А. В., Солодилов Л. Н. Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. №4. С. 3–18.*
6. *Павленкова Г. А. Строение верхов мантии Урала и прилегающих геоструктур по сейсмическим данным // Современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции, 2-ые Яншинские чтения. Москва, Научный мир, 2002. С.226-230*
7. *Павленкова Г. А., Павленкова Н. И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю «КВАРЦ» (Мурманск – Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.*

8. Асминг В. Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона // Автореф. дисс.. канд. физ.-мат. наук. М.: ИГД РАН, 2004. 28 с.

9. Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр. 2011, №12. С. 48–51.

СИНТЕЗ ТИТАНОСИЛИКАТОВ С КАРКАСНОЙ СТРУКТУРОЙ

И. А. Перовский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

igor-perovskij@yandex.ru

Исследования последних 20–30 лет показали, что способностью к ионному обмену, без разрушения кристаллической структуры облашают не только традиционные цеолиты (алюмосиликаты, алюмофосфаты, силикоалюмофосфаты), чей каркас образован только атомами в тетраэдрической координации (Si, Al, Be, B, Zn), но и другие силикаты с цеолитоподобным строением и соответствующими свойствами. Наиболее точное название этих соединений – цеолитоподобные амфотеросиликаты со смешанным каркасом [1]. Среди минералов с гетерокаркасными структурами наиболее распространены и разнообразны цирконосиликаты и, особенно, титаносиликаты, изучению которых посвящено большее число работ. Основные эффективно синтезируемые в зарубежной (главным образом американской) промышленностью микро- и нанопористые титаносиликаты (ETS-4, IONSIV IE-911, ETS-10 и др.) являются синтетическими аналогами природных минералов – зорита и ситинакита, открытых в Хибинском и Ловозерском щелочных комплексах [2].

Целью работы была оценка возможности получения титаносиликатов с каркасной структурой из продуктов переработки лейкоксеновых руд.

В качестве основного метода синтеза титаносиликатов был выбран гидротермальный автоклавный синтез с применением в качестве темплата кремнисто-титанового концентрата, полученного по оригинальному фтораммонийному способу переработки лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения, описанному нами в работе [3]. В данной работе в качестве исходного материала был использован флотационный лейкоксеновый концентрат Ярегского месторождения, предоставленный ОАО «Ярега Руда».

В результате фтораммонийного способа обескремнивания лейкоксенового концентрата получаются высокотитановые концентраты, содержащие 88–95 % TiO_2 и 0.5–1.0 % SiO_2 , пригодные для переработки в пигментный диоксид титана по хлорному способу. Важным моментом является устойчивое накопление в титановых концентратах оксидов редких металлов и редких земель.

Одной из стадий фторидной технологии переработки лейкоксена является водное выщелачивание, позволяющее перевести нерастворившихся фторидные комплексы кремния и титана в раствор.

Маточный раствор, отделенный от порошка профторированного лейкоксена представляет собой многокомпонентную систему. Получение гидратированных осадков (кремнисто-титановых концентратов) из фильтрата осуществлялось путем постепенного дозирования водного раствора аммиака ($\approx 17\%$) в фильтрат, с контролем значения рН. Добавление аммиака в систему приводит к постепенному агрегированию коллоидных частиц и формированию геля, при разбиении которого образуется осадок. Отмытый до нейтральной среды и высушенный при 100°C осадок представлен рентгеноаморфной фазой, состав по данным рентгенофлуоресцентного анализа представлен в основном смесью оксидов: кремния и титана, с примесями, железа, алюминия, калия, ниобия. В работе [4], было также установлено, что применение механоактивации лейкоксена на начальном этапе фтораммонийного обогащения позволяет получить кремнисто-титановые концентраты с вариацией мольного отношения основных оксидов SiO_2 : TiO_2 .

Процесс формирования титаносиликатов проводили в автоклаве с тефлоновой ячейкой емкостью 100 мл. Навеску кремнисто-титанового концентрата смешивали с раствором мицелиализатора, в качестве которого использовали водный раствор NaOH . Полученную суспензию перемешивали в течение 15 минут на магнитной мешалке для гомогенизации систем со скоростью 300 оборотов в минуту, далее, суспензию переливали в тефлоновую ячейку, степень заполнения составляла 80 %. Температура синтеза 250°C , давление в системе рассчитано по таблице зависимости давления пара от температуры и составляло 40 бар. Продолжительность изотермической выдержки 12 часов. По окончании процесса автоклав охлаждали на воздухе вне печи до комнатной температуры. Образцы продукта извлекали, 4–5 раз промывали дистиллированной водой, затем высушивали при 100°C . Синтезированные образцы исследовали методами рентгеновского анализа на дифрактометре XRD-6000 фирмы Shimadzu, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на микроскопе Tescan Vega 3 LMH.

В ходе проведенных экспериментов было установлено, что мольное отношение SiO_2 : TiO_2 в кремнисто-титановом концентрате и щелочная среда играют ключевую роль в формировании кристаллической структуры синтезируемых титаносиликатов. По данным порошковой рентгеновской дифракции были выделены две кристаллические структуры, соответствующие природным минералам – ситинакиту и натиситу. Основные пики полученных образцов хорошо согласуются с кристаллографическими данными. По данным СЭМ морфология натисита представлена в виде хорошо сформированных

кристаллических двойников типа «крест», средний размер кристаллов 10–15 мкм (рис. 1). Ситинакит сформировался в виде в виде кубических кристаллов, размер которых варьируется от 4 до 7 мкм (рис. 2).

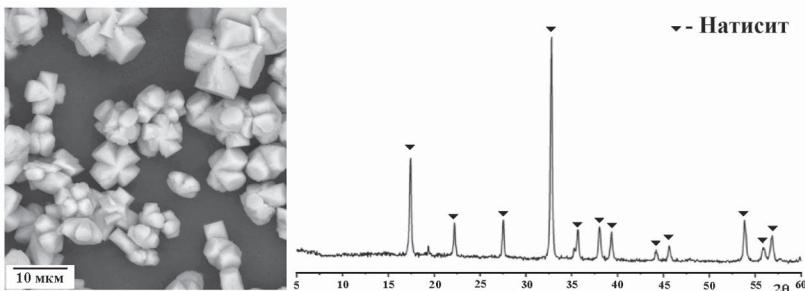


Рис. 1. Микрофотография и рентгенограмма натролита

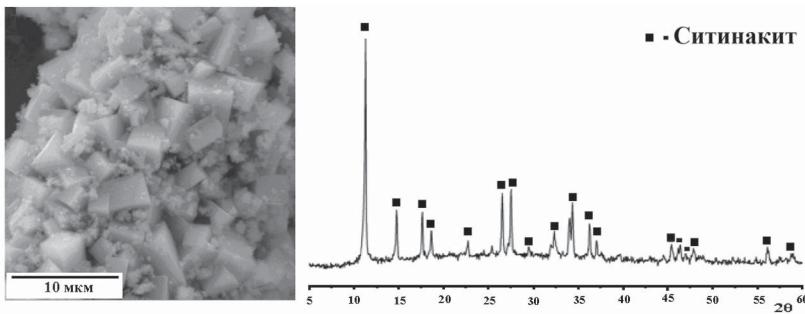


Рис. 2. Микрофотография и рентгенограмма ситинакита

Проведенные исследования доказывают возможность и эффективность получения из продуктов переработки лейкоксеновых руд синтетических титаносиликатов гидротермальным способом.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН № 12-5-027-КНЦ, гранта молодых ученых УрО РАН №14-5-НП-152, гранта НШ-4795.2014.5.

Литература

1. Пеков И. В., Турчкова А. Г., Ловская Е. В., Чуканов Н. В. Цеолиты щелочных массивов. М.: Экост, 2004. 168 с.
2. Николаев А. И., Иванюк Г. Ю., Кривовичев С. В. и др. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010, № 3. С. 51–62.

3. *Перовский И. А., Игнатьев Г. В.* Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентраты Яргского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: Сборник статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2013. С. 110–116.

4. *Перовский И. А.* Эффективность применения механоактивации лейкоксенового концентратата при его обескремнивании фтораммонийным способом // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 20-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 176–183.

НИЖНЕТУРНЕЙСКИЕ КОНОДОНТЫ р. МАЛАЯ УСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Плотицын

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anplotitzyn@rambler.ru

Геологическое изучение р. Малая Уса началось с 30-х годов прошлого столетия и связано оно с именами К. Г. Войновского-Кригера, Н. Н. Иорданского, Г. И. Егорова, М. Н. Парханова, В. С. Енокяна, В. Н. Гессе, Г. А. Чернова и др. Несмотря на достаточно богатую историю изучения, работы по детальному расчленению турнейских отложений р. Мал. Уса отсутствуют.

Комплекс пород раннетурнейского возраста (обн. 2) находятся в среднем течении р. Малая Уса, примерно в 52 км В-СВ г. Воркута. В структурном плане они относятся к Бельско-Елецкой СФЗ, Михайлово-Вайгачской подзоне, Буреданско-Изъяшорскому району. Нумерация и схема расположения обнажений изученных в экспедиционных работах в бассейне р. Малая Уса в 2013 г. представлена в работе [2].

Изучаемые отложения представлены переслаиванием разнозернистых перекристаллизованных известняков и микритовых биолитокластовых известняков. Нижняя часть обнажения (слои с пробами ти2-1 — ти2-13) сложена тонкозернистыми, мелкозернистыми и среднезернистыми перекристаллизованными известняками нередко со структурами микритового карбоната. Встречаются участки перекристаллизации представленные крупнокристаллическим кальцитом, носящие гнездовой и хаотичный характер распределения по породе. Биота представлена в основном конодонтами, редкими криноидеями, ядрами остракод и водорослями. Верхняя часть обнажения (слои с пробами ти2-13 — ти2-17) сложена тонкозернистыми, микритовыми и биокластовыми микритовыми известняками. Биокласты и органические остатки в целом представлены фораминиферами, ядрами остракод, криноидеями, редкими спикулами, вероятно, губок, конодонтами, водорослями, единичными гастроподами и обломками раковин брахиопод. Стиллолито- и сутуроподобные трещины се-кающие почти все разности пород обычно заполнены ОВ или, в редких случаях, залечены крупнокристаллическим кальцитом.

В общей сложности просмотрено 17 проб из которых выделены и определены конодонты 20 видов принадлежащие 7 родам. В частности, род *Siphonodella* — 7 видов, *Polygnathus* — 6 видов, *Bispatherodus* — 2 вида, *Neopolygnathus* — 2 вида, *Pseudopolygnathus* — 2 вида и *Hindeodus* — 1 вид (табл. 1). По комплексу выделенных конодонтов

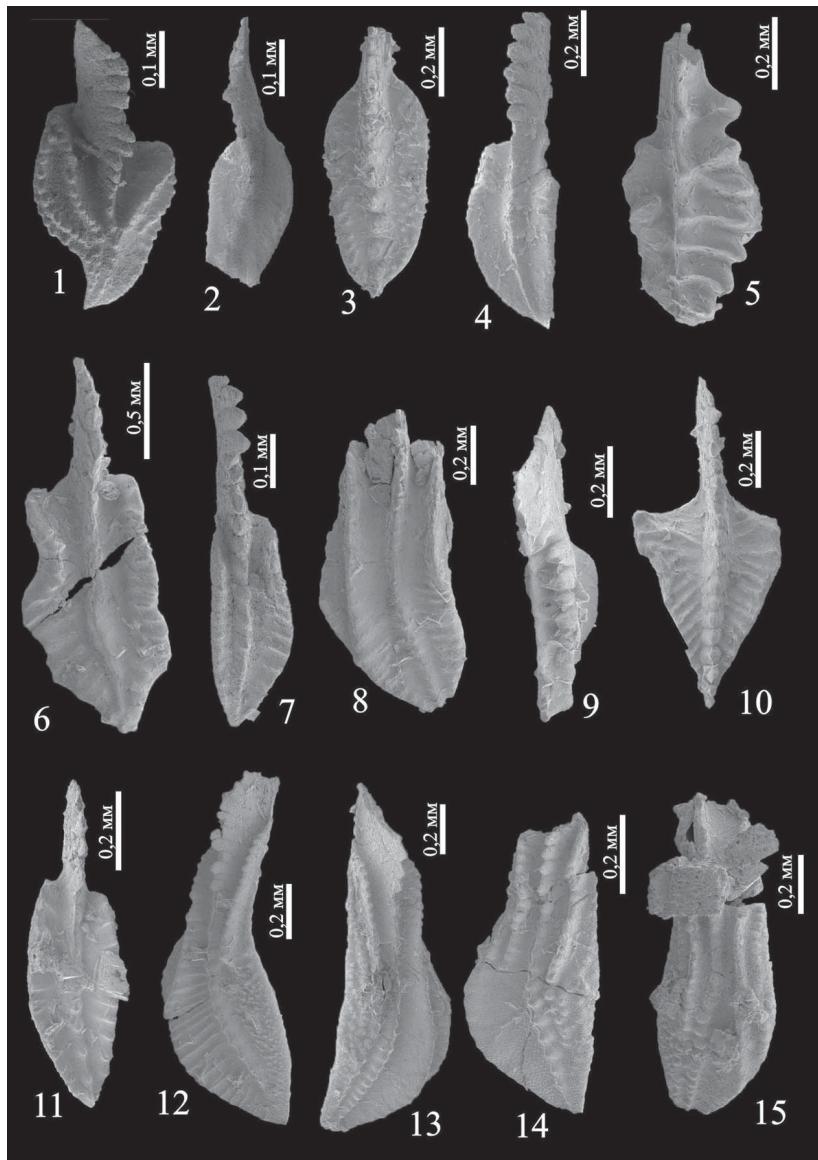


Табл. 1. Конодонты турнейских отложений р. Мал. Уса: 1 — *Polygnathus* sp. A, кол. 333/26-50, проба mu2-14; 2 — *Polygnathus purus* Voges, кол. 333/26-78, проба mu2-16; 3 — *Polygnathus proprius* Kononova et Pistshikova, кол. 333/29-11, проба mu2-6; 4 — *Neopolygnathus dentatus* (Druce), кол. 333/29-9, проба mu2-5; 5 — *Pseudopolygnathus primus* Branson et Mehl, кол. 333/29-10, проба mu2-5; 6 — *Polygnathus longiposticus* Branson et Mehl, кол. 333/29-16, проба mu2-10;

отложения разделены на три интервала: интервал 1 (слои с пробами mu2-1 — mu2-5), интервал 2 (mu2-6 — mu2-11) и интервал 3 (mu2-12 — mu2-17) (рис. 1). За основу для биостратиграфического расчленения взята стандартная конодонтовая шкала разработанная Ч. Сандбергом и др. [3].

Для **интервала 1** характерны следующие конодонты: *Neopolygnathus dentatus* (Druce), *Neopolygnathus carina* (Hass), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Bispathodus aculeatus* (Branson et Mehl), *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Siphonodella sulcata* (Huddle) и *Pseudopolygnathus primus* Branson et Mehl. В основном в пределах данного интервала присутствуют виды широкого географического и значительного стратиграфического распространения. Но, так как большинство из вышеперечисленных таксонов начинает свое существование с границы девонской и каменноугольной систем, то отложения данного комплекса пород можно отнести к зонам *sulcata* — *duplicata*.

Интервал 2 характеризуется присутствием *Neopolygnathus dentatus* (Druce), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Siphonodella sulcata* (Huddle), *Pseudopolygnathus primus* Branson et Mehl, *Polygnathus proprius* Kononova et Pistshikova, *Polygnathus* sp. A, *Polygnathus longiposticus* Branson et Mehl, *Siphonodella* aff. *obsoleta* Hass, *Polygnathus* cf. *inornatus* Branson, *Siphonodella* aff. *semichatovae* Kononova et Lipnjagova, *Siphonodella* cf. *duplicata* (Branson et Mehl) и *Siphonodella cooperi* Hass. Появляющийся в подошвенной части интервала 2 *Polygnathus proprius* Kononova et Pistshikova на севере Урала известен с подзоны верхняя *duplicata* [1]. На данный возраст также указывает наличие таких таксонов, как *Polygnathus longiposticus* Branson et Mehl, *Siphonodella* cf. *duplicata* (Branson et Mehl) и *Siphonodella cooperi* Hass.

Интервал 3 содержит комплекс следующих таксонов: *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Bispathodus aculeatus* (Branson et Mehl), *Polygnathus* sp. A, *Siphonodella obsoleta* Hass, *Siphonodella duplicata* (Branson et Mehl) sensu Hass, *Pseudopolygnathus oxypageus* Lane, Sandberg et Ziegler, *Polygnathus* aff. *lacinatus* Huddle, *Polygnathus purus* Voges, *Polygnathus*

7 — *Polygnathus* aff. *lacinatus* Huddle, кол. 333/29-32, проба mu2-15; 8 — *Polygnathus distortus* Branson et Mehl, кол. 333/29-24, проба mu2-12; 9 — *Bispathodus aculeatus* (Branson et Mehl), кол. 333/29-6, проба mu2-3; 10 — *Pseudopolygnathus oxypageus* Lane, Sandberg et Ziegler, кол. 333/29-25, проба mu2-12; 11 — *Siphonodella sulcata* (Huddle), кол. 333/29-7, проба mu2-4; 12 — *Siphonodella cooperi* Hass, кол. 333/29-22, проба mu2-11; 13 — *Siphonodella obsoleta* Hass, кол. 333/29-29, проба mu2-13; 14 — *Siphonodella duplicata* (Branson et Mehl) sensu Hass, кол. 333/29-28, проба mu2-12; 15 — *Siphonodella sandbergi* Klapper, кол. 333/29-33, проба mu2-17

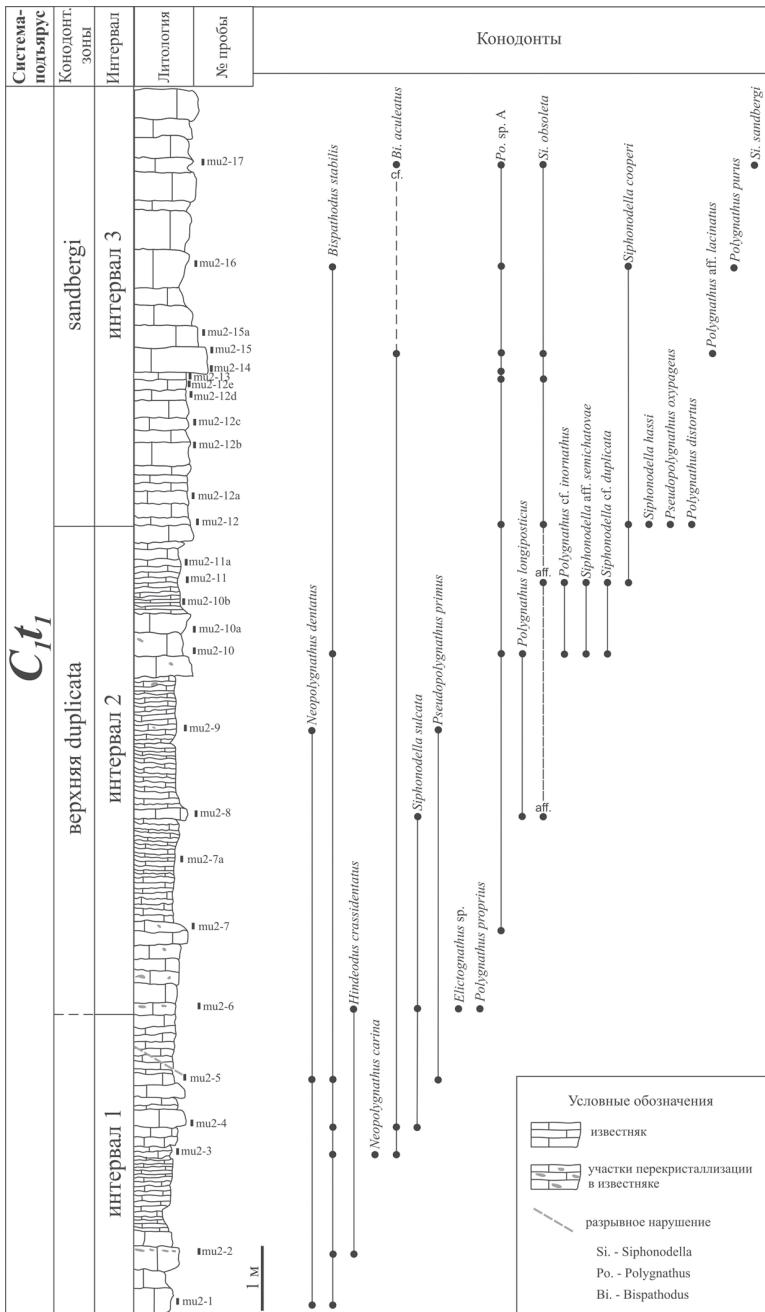


Рис. 1. Распространение конодонтов в нижнетурнейских отложениях р. Мал. Уса

distortus Branson et Mehl и *Siphonodella sandbergi* Klapper. Появление *Pseudopolygnathus oxypageus* Lane и Sandberg et Ziegler, *Siphonodella obsoleta* Hass и *Polygnathus distortus* Branson et Mehl в слое с пробой ти2-12 (см. рис. 1) дает основание для установления нижней границы зоны *sandbergi*, что стратиграфически выше (ти2-17) подтверждается присутствием вида-индекса.

Изученный *Polygnathus* sp. A, вероятно является потоковой формой *Polygnathus vogesi* Ziegler. От предполагаемой предковой формы *Polygnathus* sp. A отличается более развитой структурой Ра элементов. Количество диагональных гребней колеблется в пределах от 3 до 6, в отличие от *Polygnathus vogesi* Ziegler для которого характерно наличие двух гребней.

Таким образом, установлен раннетурнейский возраст карбонатных пород обнажения № 2 на р. Мал. Уса. Распределение конодонтов позволило установить присутствие зон верхняя *duplicata* — *sandbergi* (интервалы 2 и 3). Таксономический состав конодонтов интервала 1 позволяет говорить лишь о том, что отложения данного интервала формировались в нижнем турне, возможно в промежутке зон *sulcata-duplicata*.

Хочется выразить огромную благодарность за бесценные консультации Журавлеву А. В и Соболеву Д. Б., за помочь при проведении полевых работ в бассейне р. Мал. Уса Соболевой М. А. и Ситкевичу С. А.

Литература

1. Журавлев А. В. Конодонты верхнего девона — нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. С. 85.
2. Матвеева М. А., Соболев Д. Б., Плотицын А. Н. Изученность отложений верхнего девона на р. Малая Уса (Полярный Урал) // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 22-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2013. С. 119—122.
3. Sandberg Ch. A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S. M. Phylogeny, speciation and zonation of *Siphonodella* (Conodonts, Upper Devonian and Lower Carboniferous) // Newslett Stratigr. 1978. V. 7 (2). P. 102—120.

СОСТАВ УГЛЕЙ ЛЕКВОРКУТСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

О. С. Процько

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

procko@geo.komisc.ru

Уголь так же, как и любая другая осадочная порода имеет различную структуру и текстуру и образуется в определенной фациальной обстановке. Фациальный анализ широко используется при литологическом исследовании угленосных отложений. Компоненты органического вещества, входящие в состав углей, напрямую связаны с его источником и обстановкой захоронения. Наилучшими технологическими качествами обладают угли, образовавшиеся в условиях обводненных болот, в прибрежных частях озер и в условиях болот с незначительной проточностью. Худшие по качеству угли образовывались в условиях «сухих» болот и болот со значительной степенью проточности. В связи с развитием тех или иных фаций может быть дана качественная характеристика углей, а также составлен прогноз их качества.

Исследования проводились по пробам углей, отобранных из обнажения № 49, расположенного в районе пос. Северный на правом берегу р. Воркута. Разрез лекворкутской свиты представлен чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей, которые характеризуют последовательную смену обстановок: шельфа, верхнего и нижнего пляжа, лагуны и прибрежной равнины с зонами маршевых озер и болот, испытывавших кратковременные осушения.

Для детальной характеристики условий накопления углей лекворкутской свиты был исследован их компонентный состав. Многие авторы для изучения условий накопления углей используют различные индексы. Первым такое исследование проводил Mukhopadhyay P. в 1989 году [1]. Им была использована треугольная диаграмма в вершинах которой находятся 100 % значения индексов (A – структурные компоненты, B – бесструктурные и с неявной структурой, C – содержание инертинита). Характеристика данных диаграммы представляет общую информацию о доминирующем типе растительности и условиях обводненности, геохимических обстановках, погруженности и бактериальной активности, которые преобладали во время накопления торфа [2].

При нанесении значений полученных индексов на диаграмму, часть изученных образцов состредоточены у вершины В и

вблизи ее (рис. 1). Что свидетельствует о формировании этих углей в обстановках маршевых болот с высокой степенью обводненности и бактериальной активности, и лишь небольшие отклонения от вершины свидетельствуют о накоплении некоторых углей в более динамичных проточных зонах и в условиях частичного окисления.

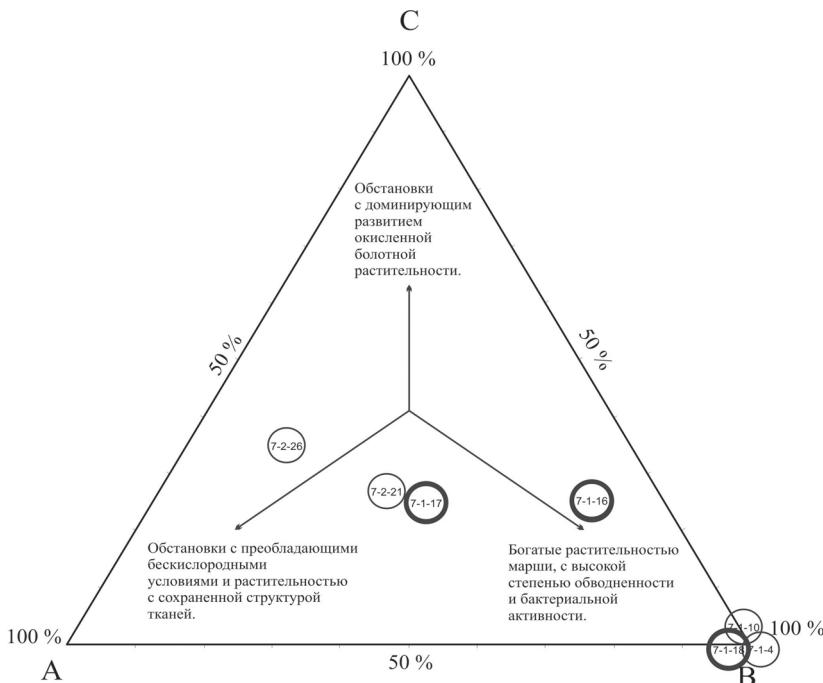


Рис. 1. Треугольная диаграмма условий образования углей лекворкутской свиты Воркутского месторождения

Для изученных пластов углей свиты отмечаются некоторые особенности. Так в верхней части разреза свиты располагается слой угля мощностью 0.5 м, который включает в себя последовательность трех типов – полосчатых полуматового и полублестящего и однородного блестящего (обр. 7.1.16, 7.1.17, 7.1.18). Все типы углей пласта характеризуются разным компонентным составом органического вещества. Состав углей и расчеты индексов приведены в таблице. На диаграмме Муххопадея (рис. 1. — выделенные жирным — обр. 7.1.16, 17, 18) хорошо видно разделение этих углей по условиям образования. Показанные три образца характеризуют разные типы углей, со средоточенными в одном пласте, мощностью 50 см. Вероятно, накоп-

Компонентный состав пласта углей лекворкутской свиты и значения индексов

Часть слоя	№ обр.	Вит-ри-нит, Vt, %	Лип-ти-нит, L, %	Инер-тинит, I, %	Индексы [1]			Индексы [3]	
					A	B	C	TPI	GI
Нижняя	7-1-16	65	10	25	10	65	25	0.17	27
Средняя	7-1-17	55-60	15-20	25-30	35	40	25	2.8	0.23
Верхняя	7-1-18	99	ед	ед	0	85	1	0.18	24

Примечание: Vt – содержание компонентов группы витринита, I – инерти-нита, L – липтинита.

ление первого слоя (обр. 7.1.16) происходило в обводненных и слабопроточных маршевых условиях с кратковременными периодами осушения.

Для следующего слоя (обр. 7.1.17) угля были характерны более динамичные обводненные условия с приносом значительной доли липоидов и частичным окислением органики (при переносе водной массой). В последствии обстановка становилась менее динамичной и способствовала активной деятельности бактерий, что существенно сказалось на разложении растительных тканей (обр. 7.1.18). Таким образом, формирование этого пласта угля, несмотря на его малую мощность, характеризовалось тремя этапами, оказывающими разное влияние на состав органического вещества углей и их свойств.

Подобные характеристики получены и в результате нанесения на диаграмму Дисселя [3] значений индексов TPI и GI – индексы сохранности структуры и гелификации, соответственно (рис. 2). На рис. 2 видно, что точка (показано стрелкой 7.1.17), характеризующая уголь из одного пласта (образцы 7.1.16, 7.1.17, 7.1.18) с повышенными содержаниями группы инертинита, отскакивает в поле фаций «сухих» болот, что сравнимо с периодом кратковременного осушения.

В целом, накопление полосчатого угля, мощностью 0.5 м (обр. 7.1.16-18) происходило в условиях смены окислительной и восстановительной обстановок и изменения степени проточности болотной среды, что является очень характерным признаком для углей комплексно-полосчатого строения широко развитых в пермском угленосном комплексе.

Работа выполнена при поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН №12-5-6-016 АРКТИКА, программы Президиума РАН АРКТИКА.

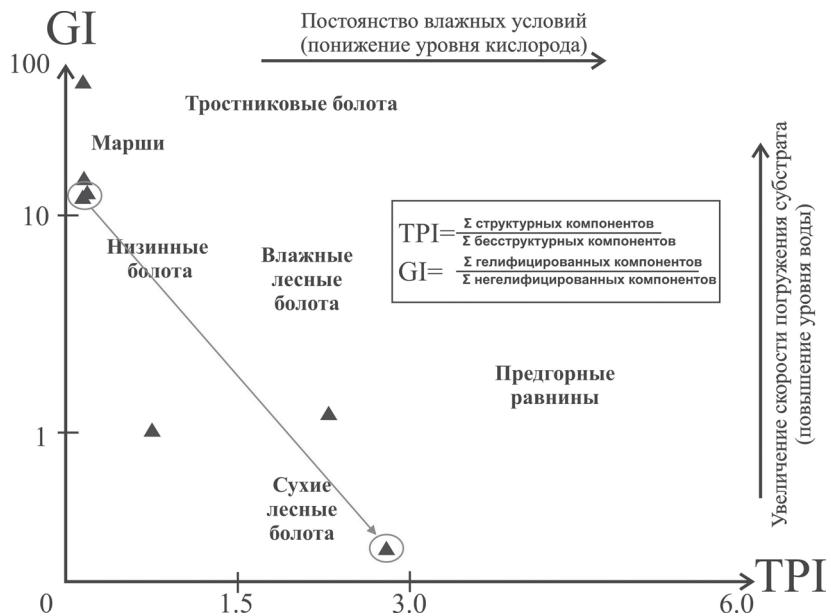


Рис. 2. Фациальные обстановки торфонакопления для углей лекворкутской свиты Воркутского месторождения.

Литература

1. Mukhopadhyay P. Organic Petrography and Organic Geochemistry of Tertiary Coals from Texas in Relation to Depositional Environment and Hydrocarbon Generation. Report of Investigations. Bureau of Economic Geology, Texas. 1989. 118 p.
2. Siavalas G., Linou M., Chatzopoulou A. et al. Palaeoenvironment of Seam I in the Marathousa Lignite Mine, Megalopolis Basin (Southern Greece) // International Journal of Coal Geology, 2009. Vol. 78. № 3. P. 233–248.
3. Diessel C. F. K. Coal-Bearing Depositional Systems. Springer Verlag. Berlin. 1992. 721 p.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И. Н. Размыслов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

z-project@bk.ru

Россия является одним из ведущих производителей алюминия, разведанные запасы бокситов составляют 3 % от мировых, бокситы низкокачественные с большим содержанием железа, что осложняет их переработку, снижает рентабельность производства алюминия. Четверть российских запасов бокситов находится на территории Республики Коми (Тиманская бокситоносная провинция) [1].

Целью работы является выявление кристаллохимических особенностей и магнитных характеристик природных оксигидроксидов железа, входящих в состав исследуемых образцов, для разработки оптимальных технологий обогащения.

Основными методами исследования для выявления вещественного состава бокситов, отличающихся полиминеральным составом, высокой дисперсностью являются: рентгеновская дифрактометрия и термический анализ, рентгенофлуоресцентный анализ, мёссбауровская и ИК-спектроскопия, микрозондовый анализ, растровая электронная микроскопия высокого разрешения и другие.

В бокситах среднего Тимана минералы окислов и гидроокислов представлены: гематитом и гидрогематитом, меньше гетитом иногда мартитом. В бокситах среднетиманских месторождений содержание оксидов железа меняется от 2 до 40 % [2].

При изучении Вежаю-Ворыкинского месторождения были выявлены четыре типа бокситов [1].

Наиболее распространённый тип боксито-гематит-бёмитовый. Химический состав характеризуется высоким валовым содержанием железа (21–44 %), гематит с гидрогематитом составляет от 22 до 46 %, реже встречается шамозит (0–15 %).

Гематит-шамозит-бёмитовый тип бокситов характеризуется меньшим содержанием окислов железа, значительная часть которого находится в закисной форме. Шамозит составляет 34–66 %, гематит – 10–15 % с гидрогематитом, гётитом и аморфными окислами железа.

Шамозит-бёмитовый тип бокситов большую часть железа содержит в закисной форме в шамозите. Шамозит составляет 50–68 %, минералы окислов железа – от 1.5–до 8 %, иногда до 10 %.

Гематит-калонит-бёмитовый тип бокситов наименее распространён на месторождениях Среднего Тимана. Минералы окислов железа составляют от 3 до 33 % [2].

Исследователями отмечалось, что при сепарации образцов высокожелезистых бокситов с Вежаю-Ворыкинского месторождения выход немагнитного продукта увеличивается с уменьшением крупности частиц за исключением класса 45 мкм [3]. Также в этой работе отмечено положительное влияние термической обработки на выход магнитного продукта. Хотя для большинства веществ магнитные свойства уменьшаются с увеличением температуры. Связано это с изменением магнитности минералов железа.

В докладе также будут представлены зависимости магнитных свойств образцов от их параметров.

Литература

1. *Vахрушев А. В., Лютоев В. П., Силаев В. И.* Кристаллохимические особенности железистых минералов в бокситах вежаю-ворыкинского месторождения (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 10, 2012. С. 14.
2. *Беляев В. В., Швецова И. В., Лихачёв В. В.* Бокситы Среднего Тимана и перспективы поисков // Серия научные доклады (Коми филиал АН СССР), Сыктывкар, 1976. 32 с.
3. *Vахрушев А. В.* Роль поверхности минералов бокситов и красных шламов в магнитных методах сепарации // Материалы конференции: Структура, вещество, история литосфера Тимано-Североуральского сегмента, 2013.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТУФОВ УСТЬ-КОНГОРСКОЙ СВИТЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

И. Д. Соболев¹, Т. А. Канева², А. А. Соболева²,
К. В. Куликова²

¹ ГИН РАН, Москва; ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sobolev_id@mail.ru

На восточном склоне Полярного Урала, в пределах хребта Малый Урал (Малоуральская зона), по условиям обнаженности и особенностям строения геологических разрезов выделяются 3 района (с севера на юг): Ханмейшорский, Усть-Конгорский, Таньюско-Тыкотловский, разнообразные вулканогенно-осадочные и интрузивные породы которых объединены в среднепалеозойскую (S-D) палеоостроводужную систему. Эффузивные и plutонические образования хребта Малый Урал довольно подробно описаны в литературе [1, 3, 4, 5]. Пирокластическая и вулканогенно-осадочная составляющие этой ассоциации изучены гораздо меньше.

Нами изучены вулканогенные породы усть-конгорской свиты ($O_{2-3}(?)$ uk), выходящие на поверхность в среднем течении р. Хараматолоу в Усть-Конгорском районе.

На данный момент возраст усть-конгорской свиты установлен по находкам конодонтов (А. П. Прямоносов, Г. Н. Бороздина), но остаются еще вопросы о времени ее формирования [2]. Для уточнения возраста свиты и исследования источников обломочного материала в вулканогенно-осадочных породах нами было проведено изучение ее разреза, петрографических и геохимических характеристик пород [2], а также выполнено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритных цирконов из пробы туфопесчаников, отобранный на левом берегу р. Хараматолоу в среднем течении.

Усть-конгорская свита в районе р. Хараматолоу представлена зеленовато-серыми и темно-зелеными милонитизированными базальтами и андезибазальтами, а также светло-серовато-желтыми кристалловитрокластическими туфами андезитового и андезидацитового состава, иногда с примесью осадочного материала, темно-зелеными метаандезитами и метабазальтами, щелочными базальтами с небольшим прослойем черных магнетит-кварцевых кристаллосланцев. В верхних частях разреза свиты (по р. Хараматолоу) интенсивно проявились процессы динамометаморфизма [2].

Вулканические породы усть-конгорской свиты по химическому составу образуют достаточно широкий спектр пород, которые, соглас-

но петрохимической классификации, соответствуют щелочным базальтам, базальтам, андезибазальтам, трахиандезитам и андезитам. Вулканиты этой свиты характеризуются преимущественно калиевым и калиево-натриевым типом щелочности и относятся к петрохимическому ряду нормальной щелочности. По величине коэффициента глиноземистости al' среди них выделяются низко- и высокоглиноземистые разности, а по содержанию TiO_2 они являются низкотитанистыми. В вулканитах усть-конгорской свиты с ростом содержания SiO_2 наблюдается снижение концентраций TiO_2 и FeO и рост K_2O , CaO , P_2O_5 и Na_2O . Содержания Al_2O_3 , MgO меняются незначительно [2].

Породы усть-конгорской свиты по химическому составу сопоставимы с надсубдукционными образованиями, формирующимиися в островодужных обстановках [2].

Датирование детритных цирконов из туфопесчаников (проба K11/11) показало, что породы содержат цирконы различного происхождения. Одна группа цирконов из этой пробы имеет конкордантные возрасты, другая группа — резко дискордантные, их точки образует дискордию, с нижним пересечением чуть менее 400 млн лет (рис. 1). Мы предполагаем, что это нижнее пересечение — возраст ме-

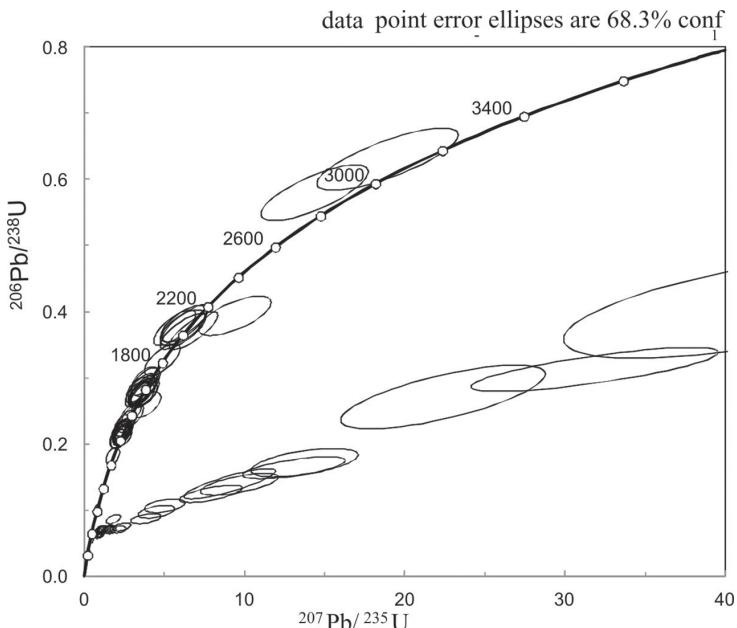


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из туфов усть-конгорской свиты (Полярный Урал)

таморфических процессов, связанных с формированием плутонических комплексов (собского, конгорского, янаслорского) Малоуральской палеостроводужной системы. Группа цирконов с конкордантными возрастами характеризуется широким диапазоном — от среднего триаса до мезоархея. Среди них цирконы со среднетриасовым (236 ± 6 млн, здесь и далее погрешность соответствует уровню 1σ), среднекаменноугольным (336 ± 8 млн) и позднерифейским возрастом (617 ± 15 млн) — единичны. Два самых молодых возраста, отвечают, по-видимому времени наложенных процессов, связанных с развитием Уральского орогена, позднерифейский возраст соответствует времени формирования доуралид. Преобладают зерна с мезо- и палеопротерозойскими возрастами (1.0—2.2 млрд лет) с максимумами плотности вероятности около 1.22, 1.52 и 1.95 млрд лет). Цирконы с такими возрастами являются типичными для кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы [6], и их присутствие называют «балтийским» провенанс-сигналом (рис. 2). Наиболее древние нео- и мезоархейские зерна единичны (2674 ± 65 млн лет и 2976 ± 60 млн лет). Таким образом, в проанализированном образце, как мы полагаем, содержатся новообразованные, вероятно, метаморфические цирконы, связанные с внедрением среднепалеозойских

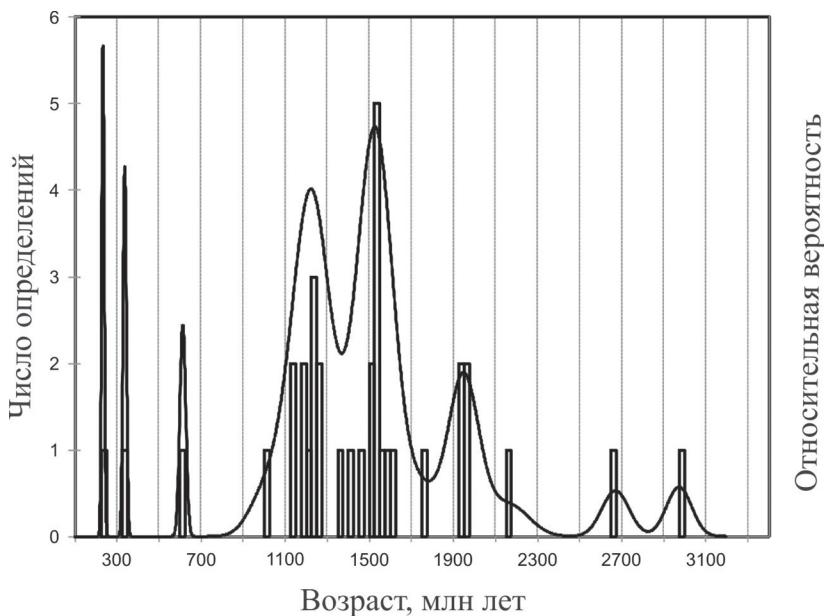


Рис. 2. Гистограмма распределения U-Pb возрастов цирконов из туфов усть-конгорской свиты (Полярный Урал)

островодужных магм в вулканогенно-осадочные толщи, и детритные цирконы, источником которых могли быть породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, что позволяет сделать вывод о том, что Малоуральская островная дуга во время, когда происходило накопление отложений усть-конгорской свиты ($O_{2-3}?$ $D_1?$) находилась на небольшом расстоянии от Восточно-Европейского континента и была соединена с ним единым океаническим бассейном.

Литература

1. Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
2. Канева Т. А. Вулканогенные породы усть-конгорской свиты ($O_{2-3}(?)uk$) и таньюской подсвиты (S_1-D_1mu1) хребта Малый Урал // Материалы докладов II Всероссийской (XVII) молодёжной научной конференции «Молодёжь и наука на севере» в 2-х томах. Том II. Сыктывкар, 2013. С. 81–82.
3. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиниория (восточный склон Полярного Урала) / Изд-во АН СССР, М.-Л., 1964. 175 с. (Тр. Геол. Музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII).
4. Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород варисицкой эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972. С. 19–27.
5. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
6. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatchev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

ПАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ФРАНСКИХ КОНОДОНТОВ

М. А. Соболева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

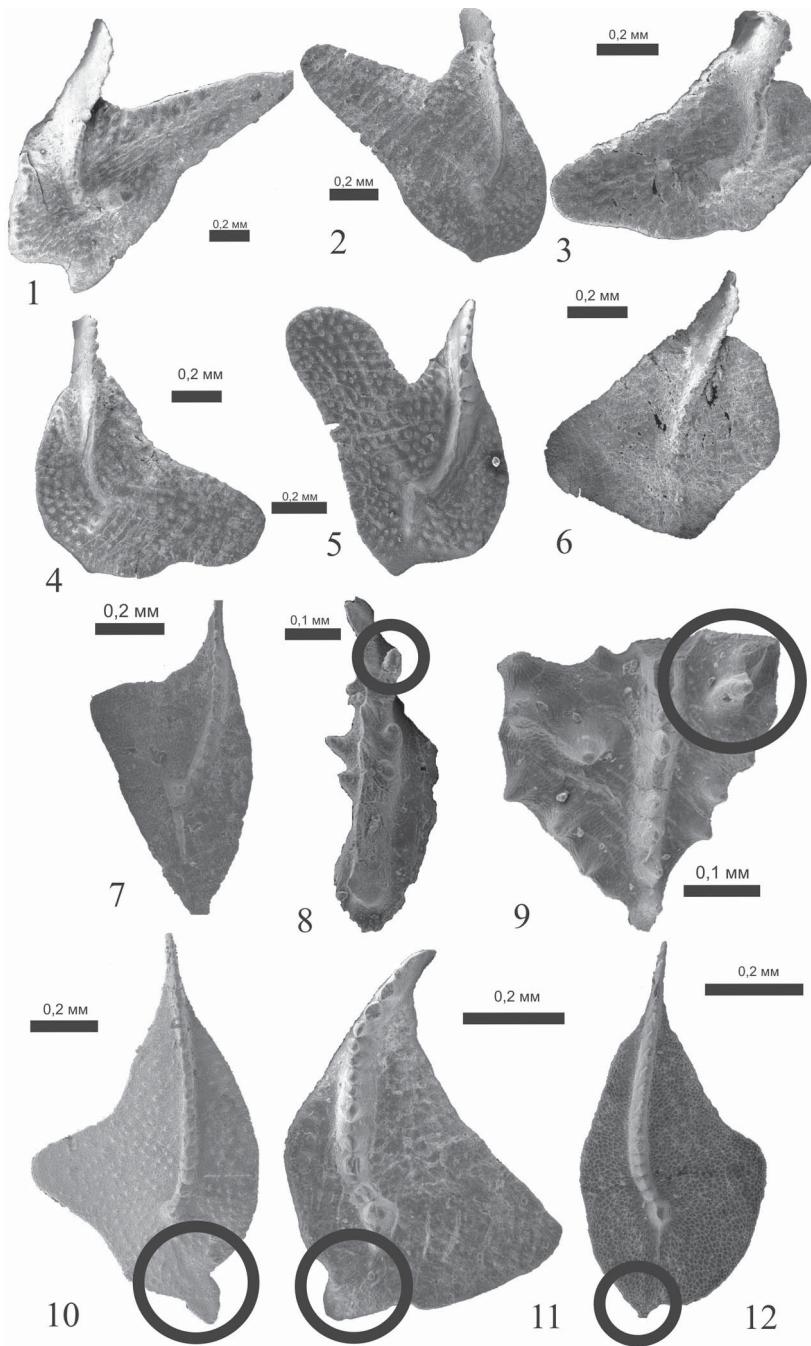
matusha.888@mail.ru

Изучением патологических форм конодонтовых элементов занимается большинство конодонтологов во всем мире. Патологии тесно связаны с образом жизни, характером питания, условиями обитания, а также изменчивостью эуконодонтовых животных [1—4].

Номенклатура патологий, в настоящее время, охватывает 18 латинизированных названий, отражающих специфику конкретных отклонений: Abrasio (истирание), Accessio (дополнение), Decompositio (разложение), Deflectio (изгиб), Deformatio (искажение общего облика платформы), Depressio (вмятие), Diminutio (уменьшение), Duplicatio (удвоение), Fractio (дробление), Fusio (слипание), Impressio (сдавливание), Jugatio (образование дополнительных орнаментаций около главного зубца на внутренней стороне элементов), Mutilatio (искажение), Occlusio (смыкание), Perforatio (пробуравливание), Remotio (смещение), Teratio (срастание по типу сиамских близнецов двух платформ), Transpositio (перестановка). Эти патологии по своему происхождению выделены в 3 генетические группы: аксидентные (травматические),rudimentарные и дегенеративные [2].

В комплексе конодонтов из разрезов франского яруса pp. Кожым и Малая Уса установлено присутствие 3 типов патологий, важных для понимания экологии эуконодонтовых животных. Строение конодонтов *Palmatolepis semichatovae* Ovnatanova, *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *Palmatolepis* spp., *Icriodus* sp., *Ancyrodella* aff. *nodosus* Ulrich et Bassler отклоняется от нормы. У *Palmatolepis semichatovae* (фиг. 1—5)

Местонахождение экземпляров, показанных на таблице — Полярный Урал, р. Малая Уса, обн. ти-10, мендымский горизонт, зона *rhenana* (фиг. 1—9, 11—12); Приполярный Урал, р. Кожым, обн. Кж107а, доманиковый горизонт, зона *hassi* (фиг. 10). **Фиг. 1—7.** Патология **Deformatio**. 1—5. *Palmatolepis semichatovae* Ovnatanova, 1976; 1 — экз. № 492/7-60, обр. му10-50; 2 — экз. № 492/7-123, обр. му10-52; 3 — экз. № 492/7-77, обр. му10-50; 4 — экз. № 492/7-129, обр. му10-52; 5 — экз. № 492/7-130, обр. му10-52; 6 — *Palmatolepis* sp. A, экз. № 492/7-37, обр. му10-10; 7 — *Palmatolepis* sp. B, экз. № 492/7-139, обр. му10-52; **Фиг. 8—9.** Патология **Occlusio**. 8 — *Icriodus* sp., экз. № 492/7-143, обр. му10-52; 9 — *Ancyrodella* aff. *nodosus*, экз. № 492/7-9, обр. му10-40; **Фиг. 10—12.** Патология **Caudatio**. 10 — *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, 1957, экз. № 492/1-46, обр. Кж107а/24; 11 — *Palmatolepis* spp. C, экз. № 492/7-84, обр. му10-50; 12 — Патология **Caudatio?**. *Palmatolepis* sp. D, экз. № 492/7-27, обр. му10-38



проявлена патология Deformatio, выраженная искажением общего облика платформы [2]. Наблюдается субтреугольная широко-округлая платформа, резко выраженная удлиненная боковая лопасть, направленная под разными углами, сигмоидально-изогнутый гребень, задний конец которого направлен в сторону боковой лопасти (фиг. 1) или к внутренней стороне платформы (фиг. 3, 4). У *Palmatolepis semichatovae* (фиг. 1) задний осевой гребень смещен вместе с главным зубцом. Признаки патологии Deformatio также характерны для *Palmatolepis* sp. A (фиг. 6) и *Palmatolepis* sp. B (фиг. 7).

У *Icriodus* sp. (фиг. 8) и *Ancyrodella* aff. *nodosa* (фиг. 9) зоны смыкания парных зубцов не соответствуют друг другу, что выражено в увеличении их размеров. По классификации К. Веддиге [4] это характерно для патологии Occlusio.

Странная патология отмечена у конодонтов *Palmatolepis hassi* (фиг. 10), *Palmatolepis* sp. C (фиг. 11), *Palmatolepis* sp. D (фиг. 12). Данную патологию предлагается выделить в новый тип Caudatio.

Патология Caudatio (от лат. *caudatus* – имеющий хвост) выделяется впервые. Диагноз: под этим типом патологии подразумеваются формы конодонтовых Ра – элементов рода *Palmatolepis*, характеризующиеся наличием на заднем конце платформы обособленного «хвостового» элемента. Стоит отметить, что изменение происходит только в задней части платформы, а общий облик конодонта остается неизменным. Данный признак наиболее четко выражен у *Palmatolepis hassi* (фиг. 10). Также встречаются формы с менее выраженным «хвостовым» элементом, как у *Palmatolepis* sp. D (фиг. 12). При этом морфологические признаки концевых частей не удваиваются, как в патологии Duplicatio.

Литература

1. Барков И. С., Назарова В. М. О жизненных формах конодонтов // Современная микропалеонтология. Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания. Москва, 2012. С. 198–202.
2. Бикбаев А. З., Снегирева М. П. Патологические формы верхнедевонских конодонтов // Ежегодник-2002, Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 14–20.
3. Тагареева Р. Ч. Патологические формы конодонтов из пограничных фран-фаминских отложений западного склона Южного Урала // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Тезисы докладов. Москва, 2013. С. 39–40.
4. Weddige K. Pathological conodonts // Courier Forshungsinstitut Senckenberg. Frankfurt a. M., 1990. № 118. P. 563–589.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД В РАЙОНАХ ГОР ПЕМЗОВАЯ И ТАРБАГАНЬЯ МУТНОВСКО-ГОРЕЛОВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА

О. М. Топчиева, Т. В. Мостовая
ИВС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
topchieva2011@mail.ru

Территория исследований расположена в юго-восточной части полуострова Камчатка, в 136 км к югу от города Петропавловска-Камчатского (рис. 1). Проявление здесь пемзообразных вулканитов представлено покровами в районах гор Пемзовая и Тарбаганья. Относительная высота этих гор составляет соответственно 50 и 60 м, а абсолютная – 1076 и 997 м. Общая площадь пемзовых отложений – около 8 км². Предполагается, что массивы пемз Тарбаганья и Пемзовая на Камчатке образовались в результате трещинного извержения в районе Мутновско-Гореловской группы вулканов. Проведенные авторами исследования способствуют оценке степени вулканической опасности, возникающей в ходе подобных извержений.

История исследований

По Т. Ю. Марениной [1] образование пемзообразных вулканитов в рассматриваемом районе связано с эксплозивной деятельностью

Мутновского вулкана, при которой образовался двойной кратер. Этим автором отмечалось, что упомянутые вулканиты состоят из угловатых, реже округло-угловатых обломков, сцементированных небольшим количеством тонкоизмельченного, местами слабо и неравномерно ожелезненного магматического материала. Размер обломков колеблется от 3 до 8 мм, они преимущественно представлены пемзовидной породой, в меньшей степени – плотными лавами. По составу это андезиты и дациандезиты.

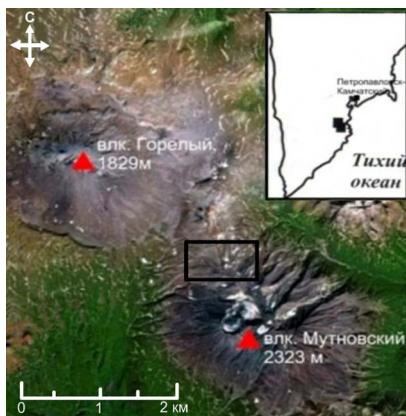


Рис. 1. Территория вулканов Горелого и Мутновского, районы исследований показаны прямоугольной рамкой

В. Н. Шарапов с соавторами [5] считали, что пемзовые горки – это типичные трещинные (экструзивные) образования, верхняя часть которых была образована вспененной (пузырчатой) лавой. По их данным пемзы по составу отвечают дацитам.

О. Б. Селянгин [3, 4] пришел к выводу о том, что покровы пемз дацитового состава в районе гор Пемзовая и Тарбаганья образовались в результате кальдерообразующего извержения вулкана Мутновский-3.

По А. А. Плечовой с соавторами [2] пемзовые покровы возникли в результате кальдерообразования вулкана Горелый. Этими авторами был проведен анализ вулканического стекла в образцах пемз, отобранных как вокруг кальдеры вулкана Горелый, так и у подножия вулкана Мутновский. Было показано, что состав стекол из подавляющего большинства изученных образцов практически идентичен. Таким образом, по мнению этих авторов, все пемзы, скорее всего, являются продуктами одного извержения.

Полученные результаты

В районе горы *Пемзовой* породы характеризуются порфировым строением, обусловленным изометричными или таблитчатыми по форме фенокристаллами андезина размером 1–2 мм, погруженными в стекловатую основную массу (рис. 2). Содержание вкрапленников варьируется в пределах 1–5 %. Основная масса вулканитов сложена нераскристаллизованным кислым стеклом. В целом структура пород порфировая, гиалиновая, близкая к флюидальной. В рассматриваемых вулканитах имеется множество пустот с модальным размером 2–3 мм, вторичные изменения почти незаметны. По совокупности свойств рассматриваемые образования могут быть отнесены к группе кайнотипных пород кислого состава нормального ряда. Пузырчатость, резкое преобладание вулканического стекла, единичность вкрапленников плагиоклаза, дацитовый состав позволяют отнести описанные породы к пемзам.

В западной части района горы *Тарбагарья* вулканические породы более соизмеримо сложены вкрапленниками и полустекловатой основной массой (рис. 3, а, б). В этом случае реализуется гипидиоморфная структура, с признаками на небольших участках флюидальности. Распределение вкрапленников неравномерное, по размеру они варьируются от 0.02 до 2.5 мм с модой в области 0.3–0.6 мм. Содержание вкрапленников лежит в пределах 25–35 %. Среди них резко преобладают плагиоклазы (85–90 %), в резко подчиненном количестве отмечаются ортопироксен (6–10 %) и клинопироксен (1–5 %). Индивиды плагиоклаза имеют таблитчатую форму, обнаруживают полисинтетическое двойникование, непрозрачны вследствие вторич-

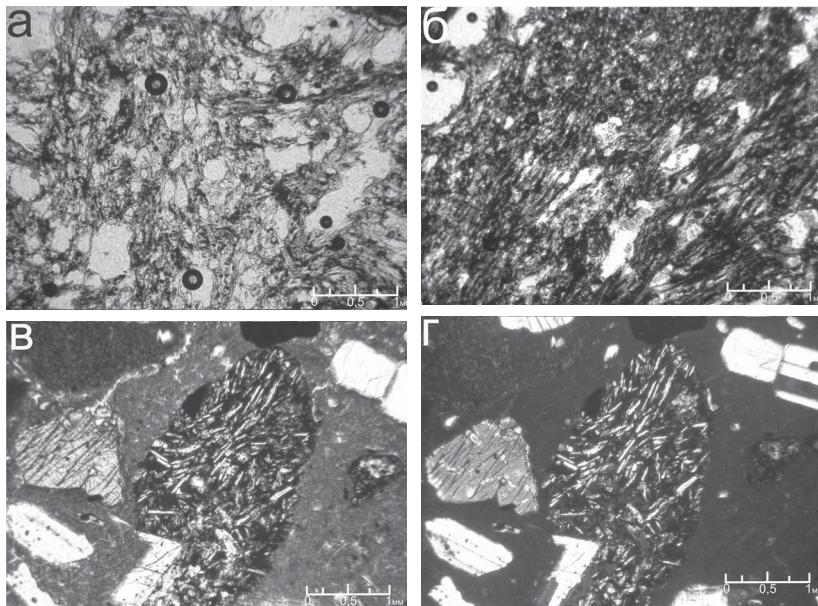


Рис. 2. Вулканиты в районе горы Пемзовая: а, б – гиалиновая флюидальная структура дацитовой пемзы в восточной части района; в, г – ксенолиты андезитового состава с вкрапленниками плагиоклаза в пемзе в западной части района

ного изменения. По первоначальному составу соответствуют андезину. Ортопироксен наблюдается в единичных угловатых зернах с прямым погасанием и сильным двулучепреломлением. По размеру зерен (0.2–0.5 мм) заметно уступает плагиоклазам. Зерна клинопироксена отличаются хорошо выраженной спайностью в двух направлениях, косым погасанием и ксеноморфностью. По размеру достигают 1.5 мм. Все вулканиты в рассматриваемом районе характеризуются сильным постмагматическим гидротермальным изменением вплоть до образования значительных по размеру пустот выщелачивания. На этом основании эти породы мы относим к группе палеотипных вулканитов средне-кислого состава нормального ряда. Наличие среди вкрапленников не только андезина, но и пироксенов позволяет определить породы как дациандезитовые пемзовые туфы.

В породах района горы *Тарбаганья* встречаются ксенолиты различного состава, но преобладают среди них ксенолиты дацитовых пемз размером 10–30 мм, аналогичные вулканитам в восточной части горы Пемзовая. Реже встречаются ксенолиты андезитов с пилотакситовой структурой и микролитами плагиоклаза размером 0.2–0.4 мм (рис. 3, в, г). Еще реже отмечаются гидротермально-измененные дациты (?) с

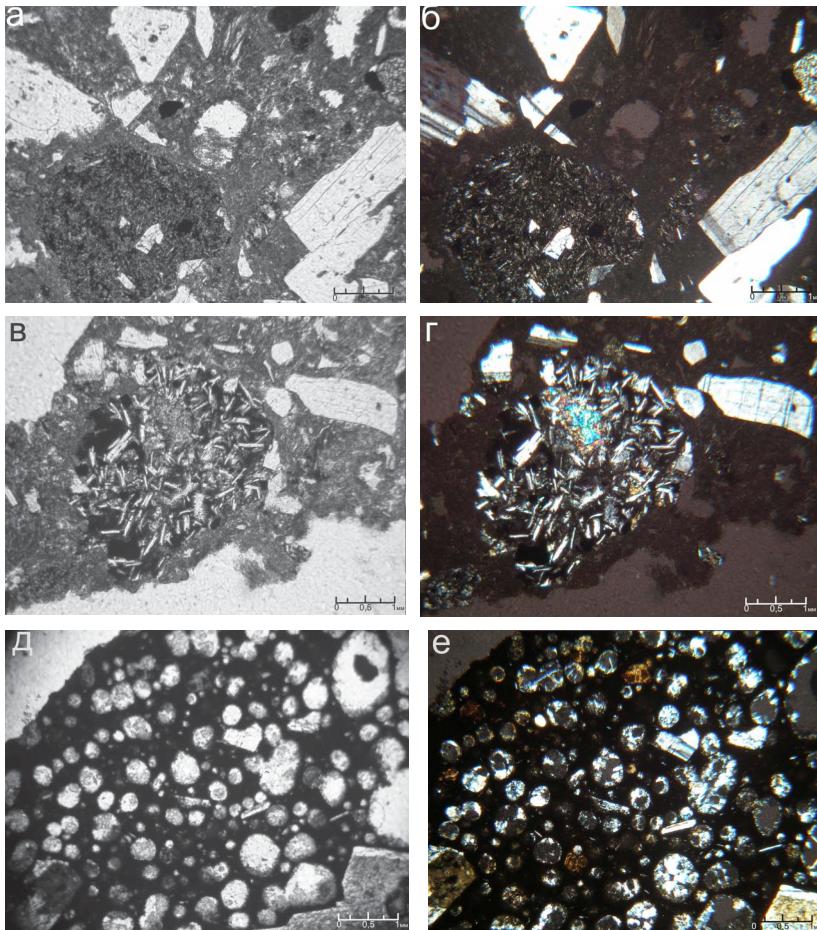


Рис. 3. Вулканиты в районе горы Тарбагатанья: а, б – порфировая структура андезитового пемзового туфа с ксенолитами андезитов в западной части района; в, г – ксенолиты андезитового состава с вкрапленниками плагиоклаза и ортопироксена в западной части района; д, е – сильно измененные ксенолиты дацитов (?) с секрециями халцедона в западной части района

халцедоновыми секрециями размером 15–25 мм (рис. 3, д, е). Основная масса в ксенолитах сложена субпараллельно ориентированными призматическими кристаллами плагиоклаза, связанными незначительным количеством вулканического стекла.

В восточной части района горы Тарбаганья получили распространение породы, аналогичные пемзам в восточная части района горы Пемзовая.

Выводы

Проведенные нами петрографические исследования показали, что восточные части района гор Пемзовая и Тарбаганья сложены пемзами кислого состава, а западные – пемзовыми дациандезитовыми туфами с большим количеством ксенолитов. Последние представлены тремя видами – дацитовыми пемзами, андезитами с пилотакситовой структурой, гидротремально-измененные дациты с халцедоновыми секрециями. Все ксенолиты были, вероятно, захвачены при извержении из подстилающих более молодых лавовых потоков вулканических пород.

В исследованных вулканитах наблюдаются переходы между флюидальной и порфировой гипидиоморфной структурами. Не исключено, что в восточных частях районов лавы были более газонасыщенными, чем в западных. Это следует из того факта, что на востоке породы – более пузырчатые и трещиноватые, состоящие из свежего кислого стекла почти без вкрапленников. На западе они, напротив, – более плотные, с более раскристаллизованным стеклом, насыщенным вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов. Кроме того, в последнем случае вулканиты подверглись сильным постмагматическим изменениям с развитием вторичных минерализаций – хлоритовой, цеолитовой, халцедоновой.

Мы вслед за А. А. Плечовой с соавторами [2] допускаем, что вулканиты в восточных частях районов гор Пемзовая и Тарбаганья представляют собой продукты извержения вулкана Горелый. Судя по полученным нами данным, в западных частях районов этих гор имеются аналогичные пемзы. Это может свидетельствовать о том, что все изученные нами вулканиты имеют отношение к одному и тому же трещинному извержению. Однако для подтверждения высказанного предположения требуется проведение более комплексных и глубоких минералого-геохимических исследований.

Запомощь в проведении исследований авторы выражают благодарность сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН В. Л. Леонову, М. Ю. Пузанкову и Р. Л. Дунин-Барковскому. Мы также благодарны докторам г.-м. наук В. И. Силаеву и В. А. Петровскому за полезное обсуждение полученных результатов.

Исследования были проведены по программе научно-исследовательских работ, выполняемых в Камчатском государственном университете имени Витуса Беринга в рамках государственного заказа 2012 года (регистрационный номер НИР: 5.3799.2011).

Литература

1. Маренина Т. Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // Труды лаборатории вулканологии, 1956. Вып. 12. Петропавловск-Камчатский. С. 3–52.
2. Плечова А. А., Портнягин М. В., Пономарева В. В. и др. Петрохимическая характеристика пемз вулканического центра Горелый (Камчатка) как основа для их корреляции с тефвой из колонок северо-западной Пацифики // Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, 2013 . Том 1. Москва: ГЕОС. С. 249–253.
3. Селянгин О. Б. К вулканам Мутновский и Горелый: вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Новая Книга. 2009. 108 с.
4. Селянгин О. Б. Новое о вулкане Мутновском: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. № 1. С. 17–35.
5. Шарапов В. Н., Симбирев И. Б., Третьяков Г. А. и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.

ГНЕЙСЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА: ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Н. С. Уляшева, А. В. Панфилов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsulasheva@geo.komisc.ru

Среди амфиболитов, эклогитов и перидотитов южной части марункеусского комплекса распространены различные гнейсы. По мнению предшественников тела мусковитовых и двуслюдяных плахиогнейсов являются ортопородами и сформировались в рифейское [4] или же в раннепротерозойское время [1]. А. С. Шуйский считает, что гнейсы марункеусской свиты представлены измененными гранитами, тоналитами и плахиогранитами, сформировавшимися во внутриплитных и островодужных обстановках [5].

Нами были изучены светло-серые клиноцизит-мусковитовые (обр. 414-07, 408-04), серые и темно-серые клиноцизит-мусковит-биотитовые (обр. 408-01, 408-02, 414-03) и клиноцизит-биотитовые (обр. 408-03) гнейсы, залегающие среди эклогитов южной части марункеусского комплекса. Текстура пород гнейсовидная, структура лепидогранобластовая, местами катаклазированная. Минеральный состав всех проанализированных образцов рассматриваемых пород довольно близок. Все они, кроме кварца и полевых шпатов, содержат гранат, клиноцизит, мусковит, титанит и циркон. Плагиоклаз представлен альбитом. Изредка в породах встречается калиевый полевой шпат с содержанием минерала до 1–2 % (обр. 408-01, 408-03, 414-07). Образец плахиогнейса 414-03 отличается от всех других высоким содержанием темноцветных минералов (до 35 %) и наличием акцессорного рутила и пирита (1 %).

Минеральные особенности гнейсов хорошо коррелируются с их химическим составом. Гнейсы, в которых отсутствует биотит, отличаются от биотитсодержащих разновидностей высокими значениями SiO_2 (72.71–73.44 %) и низкими концентрациями оксидов титана, магния, железа и кальция. Возможно, эти особенности химического состава обогащенных мусковитом гнейсов связаны с процессами кислотного выщелачивания. Плахиогнейс 414-03 характеризуется самым низким содержанием SiO_2 (58.59%) и максимальными для этой группы пород концентрациями титана, алюминия, железа и магния.

На диаграммах А. А. Предовского (1970) и А. Н. Неелова (1980) точки составов пород попадают в область перекрытия кислых маг-

матитов и песчаников разного состава (аркозов, полимиктов и гравак). На диаграмме А. Нематова [2] все они находятся в области ортопород. Учитывая низкие значения фемического (0.03–0.18) и титанового (0.015–0.06) модулей (по Я. Э. Юдовичу и др., 2002) при высокой сумме щелочей (4.67–7.47 %), наиболее вероятным является предположение о том, что протолиты этих гнейсов были представлены кислыми магматическими породами. Они отвечают составу известково-щелочных калиево-натриевых гранитов, гранодиоритов и монцонитов нормального и субщелочного (414-03) ряда.

На графиках содержаний редкоземельных элементов, нормализованных относительно хондрита, образцы 408-01, 408-02, 408-03 и 408-04 имеют схожие спектры распределения элементов с европиевым минимумом ($\text{La/Yb} = 12$). На диаграммах Дж. Пирса [6] точки составов этих пород образуют скопление в области пересечения островоудушных, внутриплитных и синколлизионных обстановок, а на диаграмме Н. Харриса [7] в поле коллизионных обстановок (рис. 1 и 2).

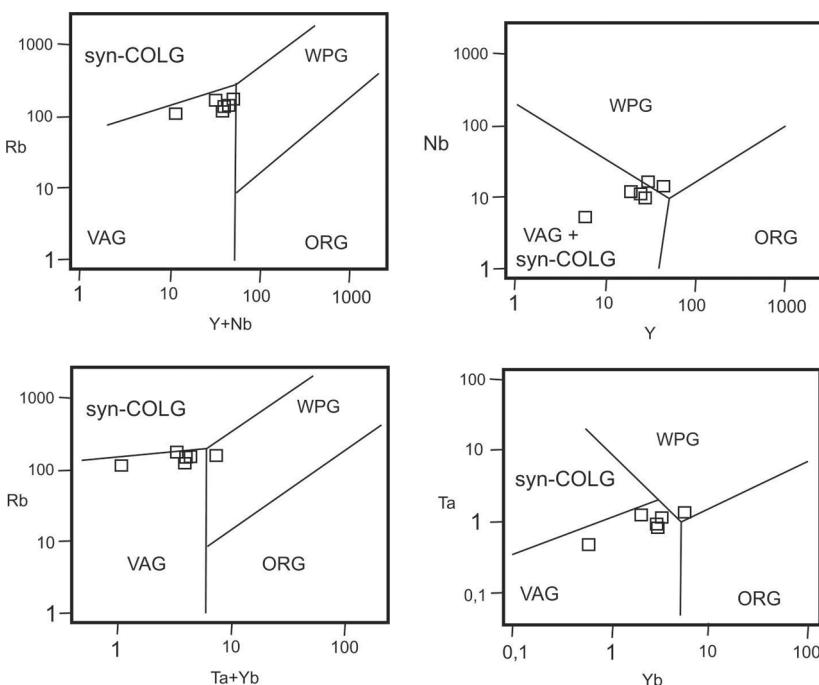


Рис. 1. Расположение точек составов гнейсов марункуевского комплекса на идентификационных диаграммах Дж. Пирса. Поля гранитоидов: syn-COLG — коллизионных, VAG — вулканических дуг, WPG — внутриплитных, ORG — океанических хребтов

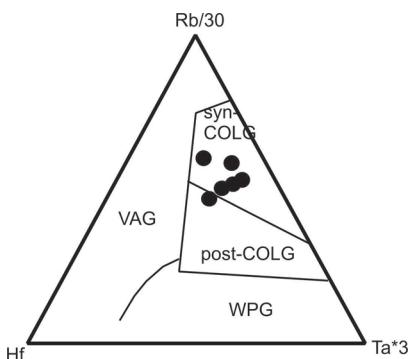


Рис. 2. Расположение точек составов гнейсов на диаграмме Rb-Hf-Ta. Поля гранитов: WPG — внутриплитных, VAG — вулканических дуг, syn-COLG — синекзационных, post-COLG — постколлизионных

дужных образований. На диаграмме Дж. Пирса точка состава этой породы четко располагается в области островодужных обстановок (рис. 1).

Как известно, орогенный магматизм обнаруживает связь с субдукционной обстановкой, сменяющейся затем коллизионной, на которую накладывается внутриплитная [3]. Поэтому, если считать, что изучаемые нами гнейсы сформировались в близкое время, то, скорее всего, мы наблюдаем совмещение последовательно образовавшихся островодужных и коллизионных гранитоидов.

Нами был изучен химический состав породообразующих минералов клиноцизит-мусковитового (408-04) и клиноцизит-мусковит-биотитового (414-03) гнейсов.

В клиноцизит-мусковитовом гнейсе мусковит представлен фенгитом. Гранат встречается редко и является альмандин-грессуляром. Минерал группы эпидота — клиноцизит имеет зональное строение. Центральные части обогащены церием. Наблюдаются некоторое увеличение окисного железа от центра к периферии.

Клиноцизит-мусковит-биотитовый гнейс содержит гранат — высококальциевый пироп-альмандин. Мусковит также представлен фенгитом. В этой породе в отличие от других гнейсов наблюдаются реликты рутила, практически полностью замещенные титанитом. Широко распространен алланит, который обрастает клиноцизитом. Клиноцизит здесь более железистый, чем в клиноцизит-мусковитовом гнейсе. Биотит по составу близок к сидерофиллит-аннитовому ряду. По гранат-битотитовому геотермометру температура фор-

Клиноцизит-мусковит-биотитовый гнейс 414-03 характеризуется более высоким содержанием тяжелых редкоземельных элементов по сравнению с упомянутыми выше гнейсами ($\text{La/Yb} = 9$). На идентификационных диаграммах точка состава гнейса располагается в области внутриплитных и коллизионных образований. Клиноцизит-мусковитовый гнейс под номером 414-07 отличается отсутствием европийского минимума, высоким содержанием легких редкоземельных элементов и низким — тяжелых элементов и Nb ($\text{La/Yb} = 34$), что очень характерно для островодужных образований.

мирования граната и биотита по данным различных авторов равна 640—730°. Клиноцизит в породе сформировался, скорее всего, на перессивной стадии метаморфизма.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-11 и 12-И-5-2022.

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
2. Ефремова С. В. Петрохимические исследования горных пород / С. В. Ефремова, К. Г. Стafeев. М.: Недра, 1985. 512 с.
3. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992. 100 с.
4. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
5. Шуйский А. С. Геохимические особенности гранитоидов марункеуского блока (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 220–226.
6. Pearce J. A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
7. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / Coward M. P., Ries A. C. Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. V. 19. P. 67–81.

ОТЛОЖЕНИЯ ТУЛЬСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ ПЕЧОРЫ (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Отложения визейской платамовой известняковой формации, представленные темно-серыми и серыми биокластовыми известняками с многочисленной фауной, наблюдаются на территории всей Елецкой структурно-формационной зоны. Во временном отношении данная формация охватывает в основном породы окского возраста, а отложения тульского горизонта, отражая условия начала ее образования, характеризуют переход от терригенного осадконакопления к карбонатному [4].

Нами были изучены ряд разрезов с породами тульского возраста как на самой р. Печора, так и на её притоках (рр. Унья, Утлан).

На р. Унья (левый приток р. Печора) отложения тульского горизонта визе вскрываются в ряде обнажений как на магистральной реке (обн. 84, 53, 43, 41, 33, 11 по В. А. Варсанофьевой), так и на ее притоках (рр. Горелая, Первокаменная) [6]. Мощность толщи достигает 60 м. Наиболее полный разрез имеется в обн. 33 [5].

Породы представлены темно-серыми битуминозными биокластовыми известняками в разной степени глинистыми и/или доломитизированными с большим количеством остатков кораллов, криноидей и брахиопод, местами образующими биоморфные и биоморфно-биокластовые разности. Реже отмечаются гастроподы и мшанки, единичные зубы рыб. Часто присутствуют ходы роющих организмов. Видимая мощность отложений горизонта достигает 70 м.

Среди пород были выделены следующие типы известняков: несортированные биокластовые, микро- и мелкобиокластовые, пелитоморфные тем или иным количеством глинистой составляющей. Наиболее распространенными являются несортированные (размер дегрита 0.1–2 мм) биокластовые известняки, составляющие основную часть разреза тульских отложений бассейна р. Унны. Реже наблюдаются микробиокластовые (шламовые) разности. Еще реже – мелкобиокластовые. И те, и другие могут встречаться в любой части разреза. Следует отметить, что шламово-мелкобиокластовый материал присутствует почти во всех несортированных известняках, причем в трети случаев формируя шламово-мелкобиокластовые разности с редким крупным органогенным материалом. Сам дегрит представлен членниками кри-

ноидей, фрагментами и целыми раковинками фораминифер, брахиопод, остракод и остатками кораллов. Иногда наблюдаются обломки кальцитизированных спикул губок, обрывки водорослей. Цемент (20–60 %) представлен тонко- и микрозернистым кальцитом. Пелитоморфные известняки в составе пород тульского возраста встречены только в единственной пачке (1.5 м) из верхней части разреза в самом восточном выходе (обн. 84) на р. Унья. Основная масса породы (более 80 %) состоит из микрозернистого кальцита с глинистой примесью. Биокластовый материал представлен единичными обломками члеников криноидей и спикулами губок. Выше и ниже по разрезу залегают несортированные биокластовые известняки. Во всех породах всегда содержится примесь глинистого материала в количестве 310 % (в единичных случаях – до 25 %). Снизу вверх по разрезу его количество уменьшается. Также почти повсеместно в породе содержится 1–2 % (до 30 % в средней части разреза) мелкозернистого кварцевого материала в виде окатанных и неокатанных зерен по 0.05–0.1 мм.

Для верхней части разреза пород тульского горизонта характерна доломитизация, за исключением восточного выхода обн. 84 р. Унья, где она не наблюдается. Во всех остальных обнажениях степень изменения пород различна и изменяется от прослоя к прослою. В кровле разреза отмечаются участки доломитизации сложной формы (до 20 см в поперечнике), не приуроченные к плоскости напластования. Их цвет серый и темно-серый, но всегда светлее вмещающей породы. Граница стяжений резкая, хорошо различимая на свежем сколе.

По всему объему толщи тульского горизонта по Унье наблюдается большое количество кремневых образований, по всей видимости, позднедиагенетического генезиса. Они представлены мелкими желваками, небольшими линзами, тонкими прослойями, амебовидными образованиями, псевдоморфозами по крупным органическим остаткам и ихnofоссилиям. Цвет всех кремней темно-серый и почти черный, чуть более темный, чем у известняков. В их структуре часто наблюдаются реликты замещенных пород. Граница кремневых образований с вмещающими породами макроскопически – резкая, но под микроскопом наблюдается постепенный переход шириной от 0.2 до 1–2 мм. Снизу вверх по разрезу количество кремневых образований уменьшается (от 15–20 до 5 %).

В нижней половине разреза в редких случаях отмечается тонко рассеянный флюорит по кальцитовым прожилкам.

Часто в известняках наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная односторонним расположением дретита, большим или меньшим количеством глинистой составляющей цемента. В нижней части разреза отложений горизонта встречена гра-

дационная слоистость (2 слоя в 30 см и 10 см), выражаяющаяся в постепенном переходе от крупнобиокластового известняка к мелкобиокластовому. Нижняя граница каждого из них подчеркивается тонким прослойем кремня.

На р. Утлан (левый приток р. Печора) отложения тульского горизонта наблюдаются в обн. 11 [3]. Породы представлены темно-серыми слабодоломитизированными биокластовыми известняками с кремнями и большим количеством криноидей, створок брахиопод, одиночных и колониальных кораллов. Мощность с учетом не обнаженных участков составляет около 13 м. По макро- и микроскопическим признакам данные породы аналогичны карбонатам верхней части разреза отложений тульского возраста на р. Уньи.

В бассейне р. Печора отложения тульского горизонта изучались в нижнем течении и в районе устья р. М. Шайтановка (обн. 66 по В. А. Варсанофьевой, перекат Кушковатка), а также в районе о. Б. Луг (обн. 70 по В.А. Варсанофьевой) [1]. Здесь наблюдается довольно выдержанная и однородная толща темно-серых, почти черных тонкослоистых глинистых известняков с большим количеством тонких линз и прослоев кремней (кушковатская фация по В.А. Варсанофьевой [2]) мощностью более 50 м.

Характерной особенностью толщи является почти полное отсутствие макроскопических органических остатков, присутствуют лишь отдельные членники криноидей (диаметр 0.1–0.6 см), редкие створки и, в единичных случаях, целые раковины брахиопод. Следует отметить наличие в средней части разреза прослойя криноидного известняка мощностью 5 см, а в верхней – пласта известняка мощностью 10–15 см с большим содержанием створок и целых раковин продуктид. Иногда наблюдается окремнение крупных одиночных органических остатков.

Среди пород выделяются такие литологические типы известняков, как спикуловый, мелко-, крупно- и микробиокластовый (шламовый). Наиболее распространенными являются спикуловые, мелкодетритовые и шламовые известняки с тем или иным количеством глинистой составляющей. Крупнодетритовые разности известняков единичны.

Значительную роль в разрезе играют кремневые образования, представленные тонкими прослойями, линзами, реже желваками и псевдоморфозами по органическим остаткам. В 30–40 % случаев они зональные. Крайне редко наблюдаются небольшие окремневшие участки неправильной формы. Цвет темно-серый и почти черный, чуть более темный, чем у известняков. Часто в кремнях различается реликтовая структура замещенных известняков. Почти всегда в них

содержится до нескольких процентов, а в некоторых случаях (окреп-невшие участки неправильной формы) 10–30 % неизмененного известкового материала. Визуально граница кремневых образований с вмещающими породами – резкая, с отдельностью. Под микроскопом наблюдается постепенный переход одного в другое, а ширина его может варьировать от 0.2 до 2 мм. В некоторых случаях среди кремневой массы наблюдаются редкие ромбики доломита размером до 0.1 мм. В общем по разрезу количество кремневых образований не постоянно: на 1–1.5 м разреза оно может варьировать от 0 до 30–40 % и в верхней части обнажения их содержание несколько меньше, чем в нижней. По всей видимости кремни являются постседиментационными образованиями: раннедиагенетические – желваки с концентрическим строением; позднедиагенетические – желваки, линзы, прослои, выделения неправильной формы; эпигенетические – псевдоморфозы по органическим остаткам.

В единичных случаях в средней части разреза в породе наблюдаются незначительные вкрапления ратовкита.

Текстура пород – слоистая, часто горизонтальная (70–80 %), реже линзовидная, косая, волнистая. В одних случаях она обусловлена взаиморасположением структурных элементов породы (детрита, глинистого материала), а в других различием состава (переслаивание известняка и кремня). Отмечается наличие текстур оползания – смятых пластов породы среди ненарушенных.

Подобные по строению и составу толщи имеются и в нижнем течении р. М. Шайтановка [1]. Выше по реке, в самом восточном выходе с отложениями тульского возраста наблюдаются черные и темно-серые мелкозернистые известняки, переслаивающиеся с черными окременными известняками и подчиненными прослойями известковистых сланцев. Сходные породы слагают и обн. 70 у о. Б. Луг на р. Печора.

Кроме описанных выше выходов отложений тульского возраста вскрыты в долине р. Б. Шайтановка, имеющие много общего с одновозрастными толщами на р. Унья (обн. 33). Здесь по данным В. А. Чермыха [7, 8], на дневную поверхность выходят черные битуминозные криоидные известняки. В породах присутствует песчанистая примесь, представленная остроугольными зернами кварца, составляющими иногда до 25 % породы. Выше песчанистые известняки переходят в фораминиферовые биокластовые известняки, отдельные слои которых слабо окремнены и доломитизированы. В середине верхней половины разреза отложений горизонта присутствует большое количество конкреций и прослоев диагенетического черного кремня, часто с реликтами кальцитовых органогенных структур. Единичными слоями отмечены шламовые разности известняков.

Анализ данных свидетельствует о формировании отложений тульского горизонта рек Унья, Утлан, Б. Шайтановка в пределах сублиторали при спокойноводных условиях. На реках Печора и М. Шайтановка («кушковатский» тип разреза) осадконакопление могло проходить на склоне впадины на открытом шельфе (сублитораль, неритовая область) при несколько большей глубине, чем указанные выше разрезы. По всей видимости, несколько восточнее по Печоре и в междуречье с Унейю располагалась еще более глубоководная область.

Условия осадконакопления в тульское время менялись постепенно, при крайне редкой активизации гидродинамики. Также, возможно, происходило некоторое уменьшения глубины морского бассейна (в т.ч. и выравнивание дна), выразившегося в уменьшении количества глинистой составляющей пород тульского горизонта, уменьшения доли кремнистых образований в составе отложений и повышении магнезиальности карбонатов верхней части разреза, а также появлении значительного количества крупной фауны в верхней части разрезов с «кушковатскими» фациями.

Литература

1. Беляков Л. Н., Чермных В. А. Яснополянские отложения верховьев рек Печоры и Илыча // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1970. С. 194–204.
2. Варсанофьева В. А. О некоторых вопросах стратиграфии и литологии каменноугольных отложений западного склона Северного Урала // Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 2, 1962. С. 11–26.
3. 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.
4. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: Наука, 1978. 203 с.
5. Калашников Н. В. Дневник №4 Унинского геологического отряда №7. 1965 / Научный архив Коми НЦ УрО РАН. Ф.2. Оп.2. Д.412. 110 л.
6. Калашников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Унья // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 11. Сыктывкар: Коми: Книжное издательство, 1970. С. 25–40.
7. Чермных В. А. Детальная стратиграфия отложений визейского яруса бассейна реки Большой Шайтановки на Северном Урале // ДАН СССР, 1960, т. 132, № 6. С. 1403–1406.
8. Чермных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ И ТОРИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПАЙ-ХОЯ

Р. И. Шайбеков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

shaybekov@geo.komisc.ru

Первые сведения о редкоземельных элементах отмечены в научно-исследовательской работе Чернышева и др. [1], выполненной в 1990 году. В этой работе впервые даются данные по геохимии редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, таблица) в габбро-долеритах Пай-Хоя на основе анализа 10 проб инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерных и физико-химических методов ЦНИГРИ (г. Москва). Позднее, нами были получены дополнительные сведения о РЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, таблица) по 27 пробам с использованием инструментального нейтронно-активационного (ИНАА) и рентгенорадиометрического методов в центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН (г. Москва) [2, 3, 5]. На основании этих данных исследователями делаются выводы об особенностях петрогенезиса и формационной принадлежности габбро-долеритов Пай-Хоя, но, первые данные об их минеральной форме были описаны автором данной работы лишь в 2013 году [3]. В тезисах приводятся расширенные сведения о минеральных формах редкоземельной и ториевой минерализации, локализующихся в 10 телах магматитов габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя, которые ранее были отмечены нами лишь при исследовании сульфидной медно-никелевой минерализации участка Длинный.

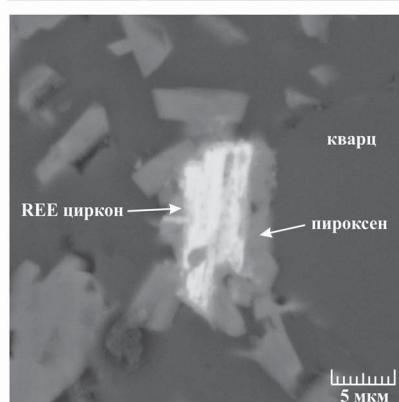
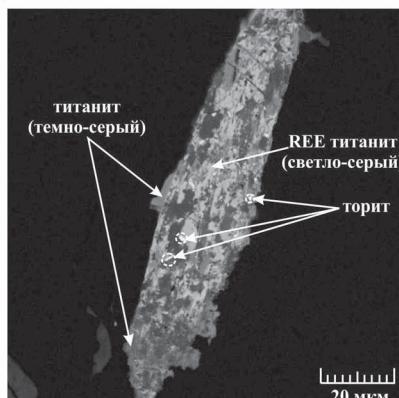
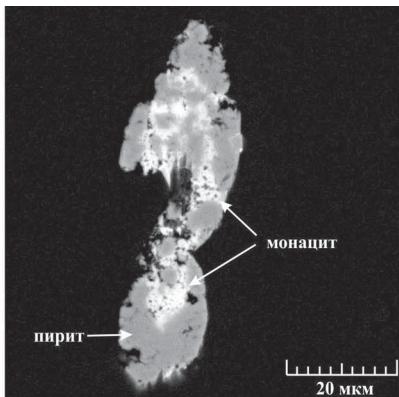
В результате электронно-микроскопических исследований была установлена редкоземельная и ториевая минерализация (рисунок), встречающаяся преимущественно в ассоциации с породообразующими и акцессорными минералами.

Электронно-микроскопические исследования выполнены в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 LMH с энергодисперсионной приставкой X-Max 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением — 20 кВ, силой тока — 15 нА, вакуумом — 0.05 Па, min возможный размер анализируемого зерна — 0.5 мкм (при фактической области возбуждения пучка до 2 мкм), эталоны: Pt (Pt), Pd (Pd), Au (Au), Ag (Ag), PbTe (Pb, Te), Bi (Bi), Sb (Sb), Cu (Cu), Ni (Ni), FeS₂ (Fe), W (W), Hg (HgTe), Co (Co), Zn (Zn), As (InAs), Se (Se), Cd (Cd), Ti (Ti), V (V), Mn (Mn), Ca (волластонит), Si (SiO₂), O (SiO₂), Al (Al₂O₃), Sr (SrF₂).

Средние содержания редкоземельных элементов в габбро-долеритах Пай-Хоя (Γ/τ)

Источник, кол-во анализов	La	Ce	Pr*	Nd	Sm	Eu	Gd*	Tb	Dy*	Ho*	Er*	Tm*	Yb	Lu
[1], 10	2.8-15.5 /7.34	3.6-29 /14.11		2.9-21 /7.63	1.3-5.4 /2.79	0.4-2.0 /0.91	H/d	H/d	H/d	H/d	H/d	1.0-3.4 /1.95	0.12-0.50 /0.25	
[2], 27	3.02-23 /8.93	6.92-50 /19.83	1-6.5 /2.60	6.23-29.6 /11.59	1.77-8.28 /3.39	0.15-3.12 /0.86	2.72-10.9 /4.60	0.35-1.71 /0.71	1.79-9.7 /4.15	0.85-5.98 /0.91	0.11-0.86 /0.38	0.53-4.66 /1.99	0.08-0.74 /0.34	

Примечание: Содержания — мин-макс/среднее, H/d — нет данных, * — данные полученные экстраполяцией



Формы выделений редкоземельной и ториевой минерализации
в породах габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя

Монацит — один из наиболее часто встречаемых редкоземельных минералов, локализующийся в межзерновом пространстве габбро-долеритов. Как правило, находится в ассоциации с пироксеном, реже плагиоклазом, апатитом, цирконом, часто присутствует в кварц-кальцитовых прожилках рассекающих породу. Размеры зерен варьируют от 1-2 до 40 мкм и представляют собой, в основном, неправильной угловатой, реже изометричной формы зерна. В редких случаях встречается монацит, который замещается беспримесным (чистым) пиритом (рисунок). Из примесей в монаците присутствует в значимых количествах ThO_2 , Y_2O_3 и в меньших SiO_2 , CaO , SO_3 . Следует отметить, что состав монацита варьирует от центра к краю зерен — незначительно увеличиваются концентрации примесей и уменьшаются содержания РЗЭ. Ввиду маленьких размеров анализируемых зерен и влияния окружающей матрицы состав минералов можно охарактеризовать как близкий к монациту. Усредненная кристаллохимическая формула имеет следующий вид $(\text{Ce}_{0.47}\text{La}_{0.25}\text{Nd}_{0.15}\text{Pr}_{0.04}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02})_{0.96}[\text{P}_{1.01}\text{O}_4]$.

Кроме монацита в габбро-долеритовых телах Пай-Хоя отмечаются включения *торита, редкоземельного титанита и циркона* (рисунок).

Торит является не менее распространенным минералом и представлен множеством неправильной, угловатой, удлиненно-вытянутой, нередко каплевидной формы выделений, располагающимися среди кристаллов пироксена, либо в ассоциации с ним или цирконом, нередко отмечается в кварцевых прожилках, а также в структурах распада титанита и имеет размеры от 1-2 до 7 мкм. Из примесей в нем присутствуют Ca, Ti, Fe, Al, Mg, P, а также редкие земли — Ce, La, Nd. По своему составу минерал близок к ториту и имеет среднюю кристаллохимическую формулу вида $\text{Th}_{0.82}[\text{Si}_{1.08}\text{O}_4]$, его редкоземельная модификация — $(\text{Th}_{0.74}\text{Ce}_{0.15}\text{La}_{0.08}\text{Nd}_{0.08})_{1.05}[\text{Si}_{1.03}\text{O}_4]$.

Кроме того, в структурах распада исходного титанита, а также среди кристаллов пироксена отмечены зерна редкоземельного титанита неправильной угловатой формы с размерами от первых до 20 мкм. При этом от титанита (эмпирическая формула: $\text{Ca}_{0.95}\text{REE}_{0.05}\text{Ti}_{0.75}\text{Al}_{0.2}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{SiO}_{4.9}\text{F}_{0.1}$) его отличает повышенные концентрации редкоземельных элементов и серебра. Как нами отмечалось ранее [3], редкоземельный титанит, находящийся в структурах распада титанита, имеет неоднородный состав и занимает по составу место между исходным титанитом и новообразованным торитом, и было сделано предположение о том, что с началом распада твердого раствора в результате гидротермально-метасоматических низкотемпературных процессов происходил вынос Ca, Ti и происходила аккумуляция Th и РЗЭ: $(\text{Th}(\text{SiO}_4) \rightarrow \text{Ca}_{0.13}(\text{La}_{0.17}\text{Nd}_{0.13})_{0.3}\text{Ti}_{0.67}\text{Al}_{0.05}\text{Ag}_{0.04}[\text{Si}_{1.01}\text{O}_5] \rightarrow$

$\text{Ca}_{0.64}\text{Th}_{0.32}(\text{Ce}_{0.06}\text{Nd}_{0.04})_{0.1}\text{Ti}_{0.63}[\text{Si}_{1.11}\text{O}_5] \rightarrow \text{Th}_{0.34}(\text{Ce}_{0.1}\text{La}_{0.05}\text{Nd}_{0.06})_{0.21}$
 $\text{Ti}_{0.25}\text{Ca}_{0.18}\text{Al}_{0.09}\text{Fe}_{0.09}[\text{Si}_{1.04}\text{O}_4]$, с неравномерным их перераспределением в новообразованных минералах.

Редкоземельный титанит находящийся в ассоциации с породообразующим пироксеном имеет довольно устойчивый состав, из примесей в нем присутствуют — Mg, Al, Ca, Fe, и кристаллохимическая формула имеет вид $\text{Ca}_{0.74}\text{Ti}_{0.74}\text{Ce}_{0.17}\text{La}_{0.12}\text{Nd}_{0.05}[\text{Si}_{1.15}\text{O}_5]$.

В единичном случае в ассоциации с пироксеном было отмечен Y-REE циркон, представляющий собой результат аккумуляции редкоземельных элементов связанный с выносом элементов из пироксена. Из примесей в нем присутствует Ca, Ti и Fe. Ввиду маленьких размеров выделения, его кристаллохимическая формула удовлетворительно рассчитывается и может быть представлена в виде $(\text{Zr}_{0.67}\text{Y}_{0.14}\text{Nd}_{0.04}\text{Ce}_{0.03}\text{Th}_{0.01})_{0.89}[\text{Si}_{1.08}\text{O}_4]$.

В габбро-долеритах достоверно в настоящее время установлены следующие минеральные формы редкоземельной и ториевой минерализации — монацит, торит, REE титанит и REE циркон. Вероятнее всего, образование такой минерализации связано с выносом редких земель, иттрия и тория из породообразующих минералов, которые, как известно, содержать эти элементы, и дальнейшего их концентрирования среди породообразующих и акцессорных минералов, в результате более поздних вторичных процессов.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 27 (12-П-5-1027), программы Президиума РАН АРКТИКА.

Литература

1. Чернышов Н. М., Переславцев А. В., Кузнецов А. Н. и др. Формационные типы ультрамафит-мафитовых интрузий Пайхойской провинции и перспективы их никеленосности // Воронежский государственный университет, Воронеж, 1990. С. 154—157. Коми ТГФ.
2. Шайбеков Р. И. Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар, 2013. 108 с.
3. Шайбеков Р. И. Редкоземельные элементы и благородные металлы в габбро-долеритах Пай-Хоя (Югорский полуостров) // Литосфера, 2010. № 6. С. 83—96.
4. Шайбеков Р. И. Редкоземельная минерализация в габбро-долеритах уч. Длинный (Пай-Хой, Югорский полуостров) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшキンские чтения-2013): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 289—292.
5. Шайбеков Р. И. Характеристика РЗЭ магматитов г. Сопча (Центральный Пай-Хой) // Материалы XIV Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». М.: МГУ, 2008. С. 7—8.

ПРОГРАММА «МИОСПОРА» – ИНСТРУМЕНТ ПАЛЕОПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ СПОР ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

М. А. Шевелев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

m252728@yandex.ru

Палеопалинологические данные являются важной частью геологической информации, используемой при решении различного рода задач: детализация стратиграфических построений и реконструкция палеогеографических обстановок прошлого, корреляция отложений, поиск полезных ископаемых и геолого-съемочные работы. Достоверность стратиграфических палеогеографических и других построений по палинологическим данным зависит от точности видовых определений дисперсных миоспор. В настоящее время актуальной является проблема интерпретации результатов споро-пыльцевого анализа и хранения палинологической информации [1].

Обзор литературы показал, что подобные программные средства для палеозойской палинологии отсутствуют [3]. Поэтому было решено создать программное приложение для обработки девонских миоспор. Разработка информационной системы «Миоспора» проводилась на примере палиностратиграфического изучения Ярегского нефтетитанового месторождения (Ухтинский район Республики Коми). Это район северо-восточный склон Южного Тимана вблизи области его постепенного перехода в Печорскую депрессию.

Создание информационной модели «Миоспора» начинается с выявления объектов данной предметной области и определения списка признаков, характеризующих каждый объект (рис. 1).

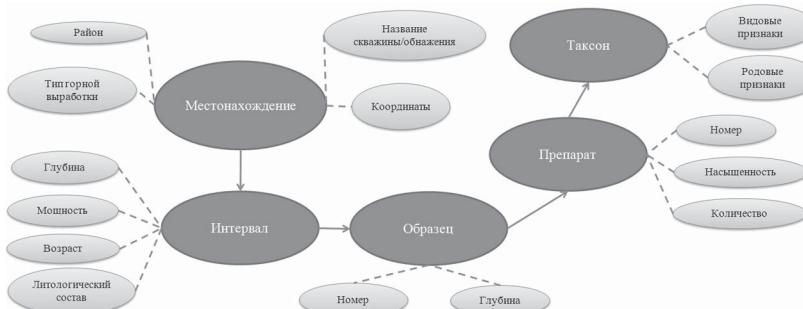


Рис. 1. Ключевые объекты и их признаки

Основным принципом базы данных является связь таксона со стратиграфическим возрастом и географической привязкой. Разработка проводилась с учетом многообразия содержания форм, представления исходных документов, различия в методах и способах анализа, содержащейся в них разноплановой информации, такой как:

— фотографические изображения споровых зерен (файлы растровых и графических форматов, которые плохо формализуются, автоматическое распознавание практически невозможно);

— формализованные морфологические характеристики споровых зерен (производные данные от изображений, наборы характеристик определяются исследователем субъективно по стандартизованным методикам и справочникам) [2];

— литологическое описание породы вмещающей споры (списочные, шкалированные и полнотекстовые данные, влияет на качество захоронения спор, используется при интерпретации полученных закономерностей);

— стратиграфическая привязка точки отбора пробы.

Одной из проблематичных частей базы данных является структурирование основных морфологических признаков миоспоры (рис. 2, 3). На основе палинологических атласов были проанализированы диагнозы каждого из таксонов [2].

При разработке информационной модели были определены ключевые объекты предметной области и выявлены признаки, характеризующие каждый объект. Создана структура базы данных способ-

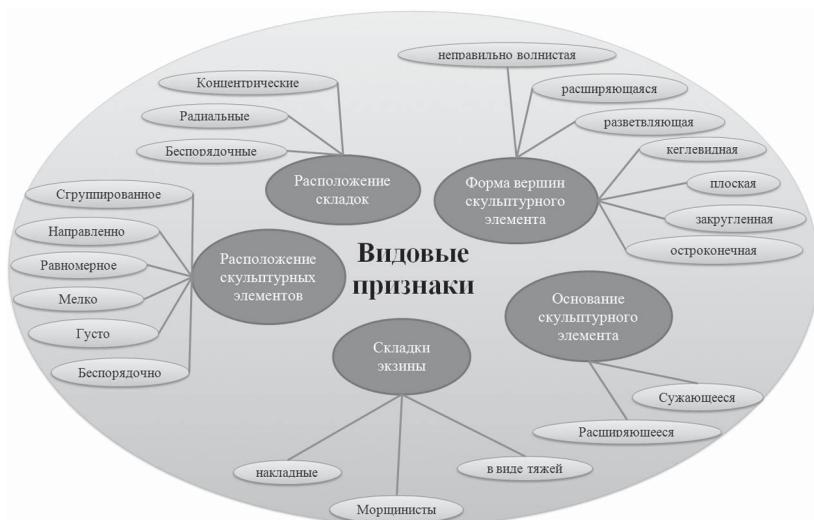


Рис. 2. Формализация видовых признаков миоспоры

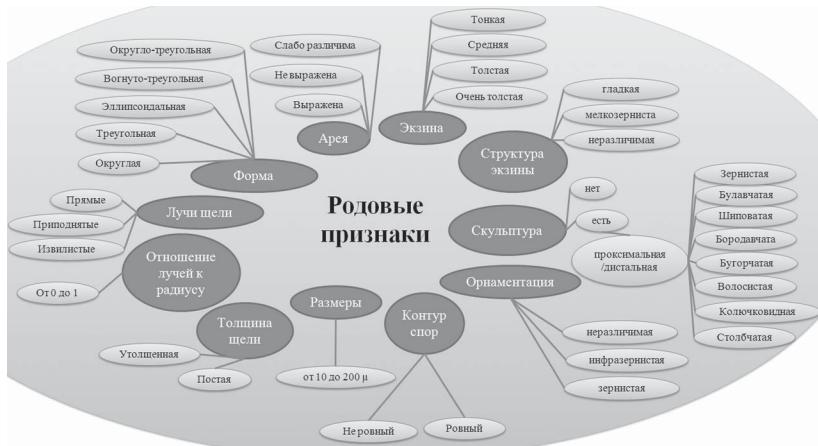


Рис. 3. Формализация родовых признаков миоспоры

ная хранить в себе большие объемы разноплановой информации: изображения и морфологические характеристики миоспор, литологическое описание породы, статиграфическую привязку точки отбора пробы. На основе палинологических атласов формализованы основные видовые и родовые морфологические характеристики признаков миоспоры.

Литература

1. Омелин В. М. Палеобанк – система банков палеонтологических данных. СПб.: ВНИГРИ, 2000. С.7–11.
2. Ошуркова М. В. Морфология, классификация и описание форма-родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. С. 7–25.
3. Шевелев М. А. Анализ информационных технологий в современной палинологии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013, С. 214–215.
4. Шевелев М. А. Апробация информационной системы «Миоспора» на примере палиостратиграфического изучения девонских отложений Яргинского нефтетитанового месторождения (Южный Тиман). // Материалы XVI геологического съезда Республики Коми. Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 2014. Т. III. С. 322–325.

ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЕРХНЕОРДОВИКСКОГО РИФА р. Б. КОСЬЮ (р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lyuba.shmeleva@list.ru

В этом году наши полевые работы проводились на Северном Урале в бассейне р. Илыч. В результате детального исследования разрезов верхнеордовикской рифовой толщи были получены новые данные в распределении рифовых фаций и в комплексе представителей каркасостроящих организмов.

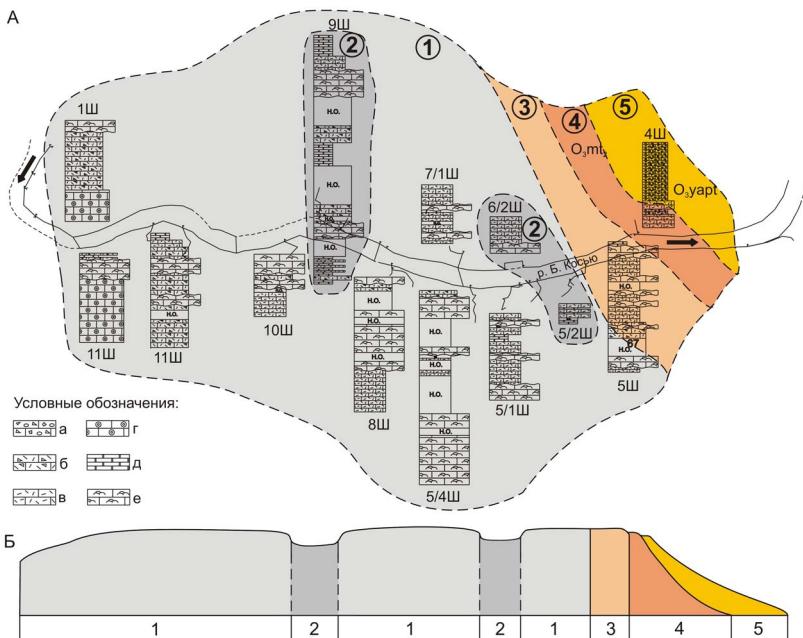
На Северном Урале верхнеордовикские рифовые отложения видимой мощностью 110 м обнажаются на участке субширотного течения р. Б. Косью, где на протяжении 1.5–2 км скальные выходы высотой до 15–20 м образуют каньон. Рифовая толща залегает сtektonическим контактом на толще глинистых сланцев, аргиллитов и известняков с «петельчатой» текстурой среднеордовикского возраста и перекрывается комковатыми известняками яптишорской свиты кырынского горизонта Западного Урала [4]. Довольно низкий уровень воды и препарированные водой породы предоставили прекрасную возможность во время полевых работ детально изучить строение верхнеордовикской рифовой толщи, вскрывающейся по обоим берегам реки. Выполненные расчистки выходов в лесу позволили дополнить разрез и выявить некоторые новые особенности ее строения, не отмеченные предыдущими исследователями.

Нижняя часть разреза рифовой толщи (обн. 1Ш, 11Ш) сложена светло-серыми, преимущественно массивными биокластовыми и литобиокластовыми известняками мощностью около 20 м. Среди биокластового материала преобладают членики криноидей, реже встречаются ругозы, табуляты и небольшие скопления гастропод. Иногда в биокластовых разностях наблюдаются участки с неравномерным распределением глинистого материала, вследствие чего порода приобретает пятнистый облик. Также в них встречаются интервалы, где в известняках отчетливо видна косая и горизонтальная слоистость, обусловленная распределением биокластовых компонентов в породе. Литокластовый материал в составе этой части толщи не сортирован и представлен неокатанными обломками (до 8 см) известняков светло-серых массивных и слоистых, а также темно-серых пелитоморфных. Выше по разрезу толща (обн. 8Ш, 10Ш, 7Ш, 6Ш, 5Ш) характеризуется светло-серыми массивными биогермными из-

вестняками с разнообразными представителями рифового сообщества, среди которых распространены остатки табулят (*Favositida*, *Halysitida*, *Heliolitoidea*), ругоз, проблематических гидроидов (*Fistulella*), строматолитоподобные обрастания, скопления зеленых дазикладиевых (?) и красных водорослей, а также мелких мшанок, скоплений гастропод и крупных члеников криноидей. Также в рифовых сообществах установлено широкое распространение пока таксономически не диагностированных губкообразных организмов. Они имеют округлые и элипсовидные формы размером до 1 см, встречены по всему разрезу и часто преобладают среди других остатков каркасных организмов. Рассмотренная часть строения рифовой толщи представляет собой образования, характеризующие рифовое плато [3]. Важным моментом в исследовании рифовой толщи является выявление разрезов, отличающихся ритмичным строением и преобладанием слоистого строения (обн. 9Ш, 5/2Ш). В них наряду с участками развития массивных биогермных известняков широко распространены темно-серые пелитоморфные известняки и рифовые конглобрекции и гравелиты. Подобная ассоциация пород была ранее установлена в структуре верхнеордовикского рифа Бадья (Приполярный Урал), лудловского рифа Нияю и нижнедевонского рифа Лемва (Полярный Урал) [1], что позволяет предположить, что здесь внутри рифового плато существовали внутририфовые лагуны, которые периодически заполнялись то осадками карбонатных илов, то рифовых литокластов, прерывающих рост биогермов, которые могли здесь также формироваться. В верхней части разреза массивной рифовой толщи наблюдается наряду с широким развитием строматолитоподобных образований существенное увеличение количества лито- и биокластового материала, который, вероятно, образовывался при разрушении рифа и заполнял межкаркасные полости. Среди биокластов отмечаются остатки табулят, одиночных ругоз, ортоцератид, но наиболее распространены остатки члеников криноидей, подобно образованиям фронтальной зоны лудловского рифа Балбанью на Приполярном Урале и нижнедевонского рифа Лемва [1]. Завершают строение рифовой толщи значительно отличающиеся отложения, представленные темно-серыми, мелкозернистыми известняками, включающими крупные (до 1–2 м) обломки светло-серых рифовых известняков. По всей видимости, данная часть разреза характеризует склоновую/предрифовую зону рифа, имеющую сходство с подобными образованиями таких зон в лудловском рифе Нияю, нижнедевонских рифах Лемва [1] и Лог Иорданского на Северном Урале [5]. Выше по разрезу на левом берегу р. Б. Косью (обн. 4Ш) на отмытой поверхности можно наблюдать участки конглобрекций из рифовых

пород, выше которых залегают комковатые (биотурбированные), часто глинистые известняки, отнесенные к перекрывающим отложениям яптишорской свиты Приполярного Урала [2].

Таким образом, на основании полученных новых данных в структуре массивной рифовой толщи верхнего ордовика был выявлен следующий палеоландшафтный профиль рифа Б. Косью: рифовое плато с внутририфовыми лагунами, фронтальная зона и склоновая/предрифовая зоны (рисунок).



Характеристика верхнеордовикских рифовых фаций на р. Б. Косью (р. Ильч, Северный Урал): А – схема расположения верхнеордовикских разрезов на р. Б. Косью: а – Известняковая брекчия; б – литобиокластовый известняк; в – биокластовый известняк; г – биокластовый массивный криноидный известняк; д – пелитоморфный известняк; е – биогермный известняк. Б – Палеогеоморфологический профиль верхнеордовикского рифа: 1 – рифовое плато; 2 – внутририфовые лагуны; 3 – фронтальная зона; 4 – склоновые отложения; 5 – перекрывающие отложения

Литература

1. Антошина А. И. Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
2. Антошина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. Санкт-Петербург: Наука, 1994. 154 с.

3. *Преображенский Б. В.* Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.
4. Стратиграфические схемы Урала / Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попов, Б. И. Чувашов – редакт. / Екатеринбург, 1993.
5. *Щербаков Э. С.* Терригенный девон западного склона Северного Урала. Л.: Наука, 1977. 160 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ГЕРДИЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

self88@yandex.ru

Гранитоиды Гердизского массива выходят на поверхность в истоках р. Паэтарка и р. Гердизшор на Полярном Урале. Породы массива развиты среди метаморфитов ханмейхойской свиты (PR_1hn). Структурно это Гердизская зона, сложенная высокометаморфизованными древними породами, располагающаяся в северной части Марункеуского блока Центрально-Уральского поднятия.

Предшественниками гранитоиды Гердизского массива относились к различным комплексам: полярноуральскому, евьюганскому, сядатаяхинскому. В. Н. Охотниковым он рассматривался как автохтонный мигматит плутон и относил его к полярноуральскому ряду [3], Л. В. Махлаевым как малоглубинная рассланцованные и диафторированная интрузия [2], В. А. Душиным как сложный полиформационный массив, сложенный породами двух комплексов: евьюганским мигматит-плагиогранитовым (mPR_1e) и сядатаяхинским гранитовым ($V-E_1$) [1].

Возраст пород массива согласно имеющимся на тот момент (K-Ar) геохронологическим данным характеризовался широким разбросом цифр 520—460 млн. лет и принимался как ордовикский [3]. На картах нового поколения гранитоиды массива отнесены к двум комплексам — евьюганскому (гердизскому) (mPR_1e) и сядатаяхинскому гранитовому ($V-E_1s$). Возраст гранитоидов принят раннепротерозойским, на основе как геологических данных (конгломераты основания няровейской серии содержат гальку гранитоидов и

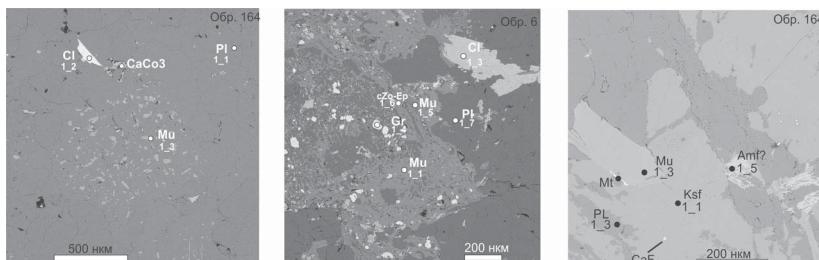


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в ганитоидах Гердизского массива (фото в обратно-рассеянных электронах, норме на фото соответствуют номера проб в таблице)

плагиогранитов на руч. Паэтарка, р. Лапта-Яха), так и изотопно-геохронологическими определениями 1.73—2.22 млрд. лет [1].

Массив представлен телами трех морфологических разновидностей: пластиобразные залежи, сложные зоны инъекции (мигматитизации) и тела, вытянутые в северо-восточном направлении.

Петрографически породы Гердизского массива представлены гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами.

Для минералогического исследования гарнитоидов нами были использованы шлифы на эпоксидной основе. Определение выпол-

Химический состав темноцветных минералов гранитоидов Гердизского массива, мас. %

Компо-ненты	164	6	6	6	6	6	48	48
	1_3	1_4	1_6	1_3	1_1	1_5	1_3	1_5
	Mu	Gr	Ep	Ch	Mu	Mu	Mu	Afm
SiO ₂	49.17	38.34	39.08	26.55	51.04	51.32	52.9	45.35
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	28.32	21.38	26.66	19.94	27.93	27.71	23.01	5.8
FeO	4.68	20.63	9.02	32.01	3.28	3.47	8.6	31.41
MnO	0	5.95	0	0.58	0	0	0	0.76
MgO	2.39	0	0	11.18	2.75	2.72	1.45	3.15
CaO	0	16.04	23.82	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	11.25	0	0	0	11.04	11.33	11.6	1.67
Сумма	84.56	102.34	98.58	90.26	85	85.22	85.96	88.14

формульные коэффициенты

Si	3.30	2.98	3.02	5.65	3.41	3.41	3.56	7.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.24	1.96	2.43	5.00	2.20	2.17	1.82	1.06
Fe ³⁺	0.13	0.09	0.53	0.00	0.00	0.00	0.06	4.53
Fe ²⁺	0.13	1.25	0.05	5.69	0.18	0.19	0.42	-0.46
Mn	0.00	0.39	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10
Mg	0.24	0.00	0.00	3.55	0.27	0.27	0.15	0.73
Ca	0.00	1.33	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.96	0.00	0.00	0.00	0.94	0.96	0.99	0.33

Примечание: Ch — хлорит, Mu — мусковит, Gr — гранат, Ep — эпидот, Afm — амфибол. Номер 164 — плагиогранит, 6 — гранодиорит, 48 — гранит

нены в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующим электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX Oxford instruments (оператор С. С. Шевчук).

Минеральный состав образцов оказался почти однородным. Всего проанализировано 18 минералов: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, мусковит, амфибол, хлорит, эпидот, титанит, апатит, алланит, кальцит, циркон, рутил, магнетит, ильменит, торит и фергусонит (рис. 2, таблица).

Калиевый полевой шпат образует вытянутые таблички с размерами от 0.1 до 3 мм, также для калиевого полевого шпата характерны пертиты. Вокруг крупных кристаллов скопления — мусковита, эпидота, титанита, апатита, хлорита. Содержание калия от 17.08 до 17.77 %.

Плагиоклаз образует вытянутые таблички, размером до 0.2 мм, с содержанием Na_2O от 10.84 до 12.98 мас. %, что соответствует альбиту и олигоклазу (№ *P1* – 10-12).

Гранат представлен порфиробластами от 0.02 до 0.15 мм, которые как правило, содержат кварц. По составу это спессартин-гроссуляр-альмандин, с разными вариациями компонентов: $\text{Alm}_{25-77}\text{Grs}_{35-52}\text{Sps}_{2-20}\text{Pyr}_{2-4}$ (рис. 2).

Клиноцизит образует скопление мелких удлинено-призматических зерен размером до 0.2 мм. Содержания клиноцизитового минала

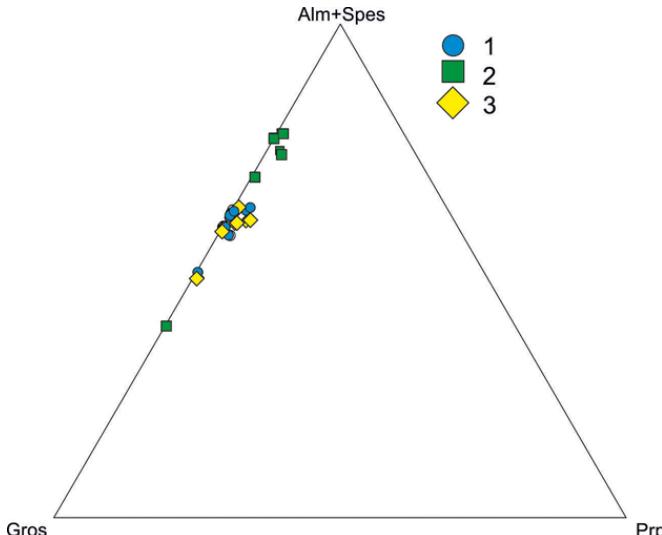


Рис. 2. Составы гранатоидов Гердизского массива Grs-Alm+Spes-Prp (Grs — гроссуляр, Alm — альмандин, Spes — спессартин, Prp — пироп, 1 — граниты, 2 — плагиограниты, 3 — гранодиориты)

от 0.67 до 0.88. В некоторых клиноцизитах в ядрах встречается алланит с Ce_2O_3 (от 4.99 до 27.11 %), La_2O_3 (от 2.15 до 6.16 %), Nd_2O_3 (от 2.21 до 6.78 %), ThO_2 (от 1.15 до 24.18 %) и прочие LREE до 2.6 %.

Амфибол представлен ферроантонифиллитом и железистой роговой обманкой.

Хлорит представлен мелкими чешуйками до 0.05 мм в длину и по классификации относится к брунсвигиту, рипидолиту и пикнохлориту.

Белая слюда встречается в виде вытянутых чешуек до 1-2 мм и по составу относится к мусковиту (рис. 3).

Титанит $\text{Ca}_{0.83-1}(\text{Ti}_{0.83-0.94}\text{Fe}_{0.1-0.07})[\text{Si}_{0.94-1.2}\text{Al}_{0.08-0.13}](\text{OH},\text{F})$ образует клиновидные и овальные вытянутые формы размером до 0.02 мм. Для титана характерно наличие примесей Al_2O_3 (от 1.55 до 5 %), FeO (от 0.48 до 7.89 %). Также встречаются выделения рутила в титаните.

Апатит бесцветный встречается в виде призматических кристаллов до 0.02 мм и представлен фторапатитом (до 4.6 масс. % F).

Циркон ($\text{Zr}_{0.8-0.98}\text{Hf}_{0.001-0.07}\text{Th}_{0.03-0.17}\text{Y}_{0.02}\text{U}_{0.09-0.1}\text{Al}_{0.07-0.13}\text{Fe}_{0.02-0.15}$ $\text{Ca}_{0.01-0.06}\text{Na}_{0.01-0.06}\text{K}_{0.01-0.03}\text{SiO}_4$) образует мелкие вытянутые длиннопризматические кристаллы размером от 0.01 мм до 0.05 мм в длину. Содержание HfO_2 от 0.81 до 5.76 %, ThO_2 от 3 до 19.41 % и UO_3 до 13.59 %.

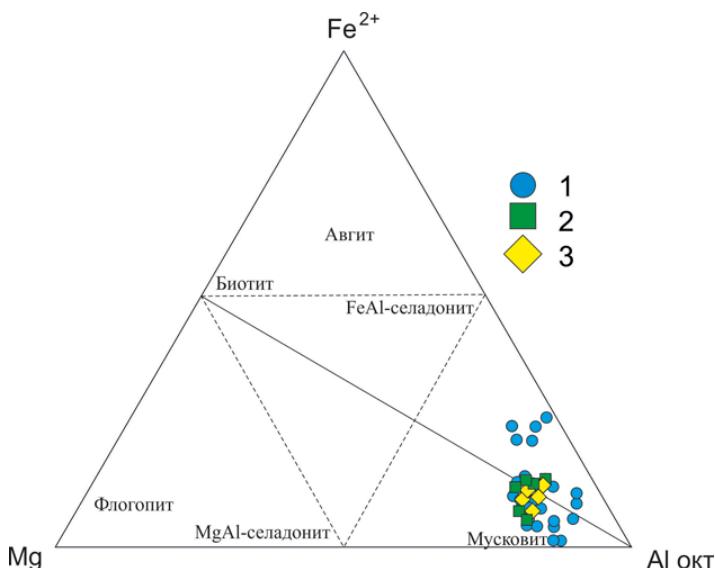


Рис. 3. Составы слюд гранитоидов Гердизского массива (1 — граниты, 2 — плагиограниты, 3 — гранодиориты)

Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом с различными формами, от неправленых до кубических, расположены в основной массе, размеры от 0.01 мм до 0.2 мм.

В граните в калиевом полевом шпате обнаружены: флюорит (CaF_2), торит (ThSiO_4) и фергусонит ($\text{Y}_{0.67-0.78}\text{Ti}_{0.03}\text{Ca}_{0.02}\text{Nd}_{0.01-0.02}\text{Th}_{0.03-0.04}\text{Sm}_{0.01}\text{Gd}_{0.03}\text{Dy}_{0.05-0.06}\text{Er}_{0.03-0.04}\text{Yb}_{0.02-0.05}\text{U}_{0.01-0.02}\text{Nb}_{1.12-1.2}\text{O}_5$).

Таким образом, минеральный состав образцов оказался почти однородным, отличаясь лишь составом граната: в плагогранитах гранат $\text{Alm}_{67-77}\text{Grs}_{26-31}\text{Sps}_{0-2}\text{Pyr}_{0-2}$ и в гранодиоритах $\text{Alm}_{45-73}\text{Grs}_{36-43}\text{Sps}_{12-13}$. Граниты же содержат наименее железистую и наиболее кальциевую его разновидность $\text{Alm}_{25-56}\text{Grs}_{39-52}\text{Sps}_{2-14}$. Амфибол в гранитах представлен железистой роговой обманкой и ферроантонифиллитом, а в плагиогранитах и гранодиоритах только ферроантонифиллитом. Во всех породах белая слюда представлена мусковитом, но в гранитах мусковит более железистый. И только в гранитах присутствует флюорит, торит и фергусонит.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрального-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН. 1966. 148 с
3. Охотников В. Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО, КИСЛОТНОГО И МЕХАНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА СВОЙСТВА ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

dashushkov@geo.komisc.ru

Анальцимсодержащие породы довольно широко распространены на Тимане и Притиманье. Наиболее изученной в отношении цеолитоносности является Коинская площадь (Южный Тиман), на территории которой к настоящему времени выявлено 10 анальцимопроявлений. Объектом исследований были породы Веслянской группы проявлений, которые представлены алевролитами и аргиллитами, значительно реже мергелями позднепермского возраста. Породы характеризуются высоким содержанием глинистой составляющей (50–70 %), которые пропитаны оксидами и гидроксидами железа, также присутствуют кварц (10–30 %), анальцим (1–30 %), полевые шпаты (2–10 %), карбонаты (2–5 %). Глинистые минералы представлены неупорядоченной, в основном разбухющей, смешанослойной фазой (иллит-смектит, иллит-хлорит), в незначительном количестве присутствуют каолинит и хлорит.

Проведенные ранее исследования [1] показали, что анальцимсодержащие породы являются узкопористыми сорбентами, имеют низкие механические параметры, уступают по качеству более пористым природным и синтетическим цеолитам, и, следовательно, нуждаются в улучшении технологических свойств. В данной работе показано влияние различных способов воздействия (термического, механического и кислотного) на сорбционно-структурные параметры (удельная площадь поверхности, объем микро- и мезопор, средний радиус пор) и катионообменную емкость.

Термическая активация проводилась в диапазоне температур от 100 до 900 °C. Как видно на рис. 1, вначале с ростом температуры удельная поверхность увеличивается, достигая максимального значения при температуре 450 °C, а затем начинает уменьшаться и при прокаливании выше 700 °C ее значение падает практически до 0. Объем мезопор при термической обработке 100 °C уменьшается в 2 раза, далее колеблется около значения 0.03 см³/г, и после 700 °C резко снижается (рис. 2). Что касается объема микропор, то видна корреляция данного параметра с удельной площадью поверхности.

Катионообменная емкость при нагревании постепенно увеличивается (рис. 3), а после достижения максимума при 500 °C (значение

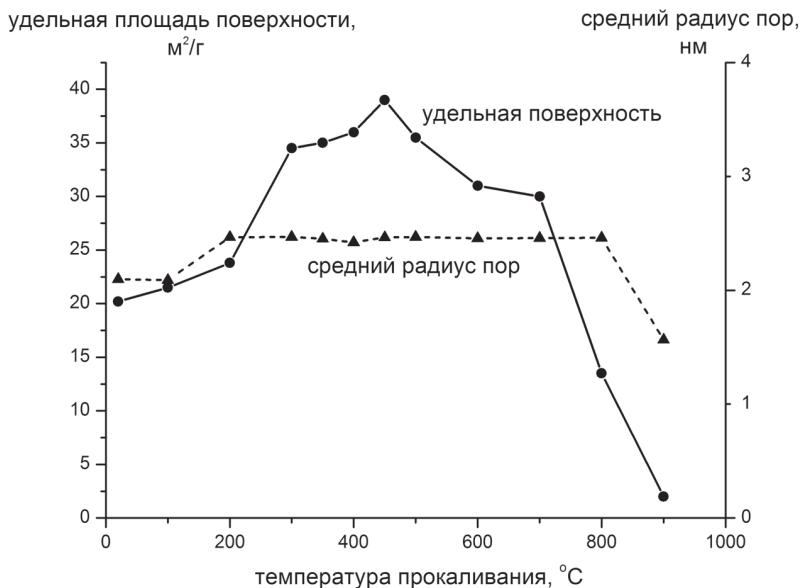


Рис. 1. Зависимость удельной площади поверхности и среднего радиуса пор анальцимсодержащих пород от температуры прокаливания

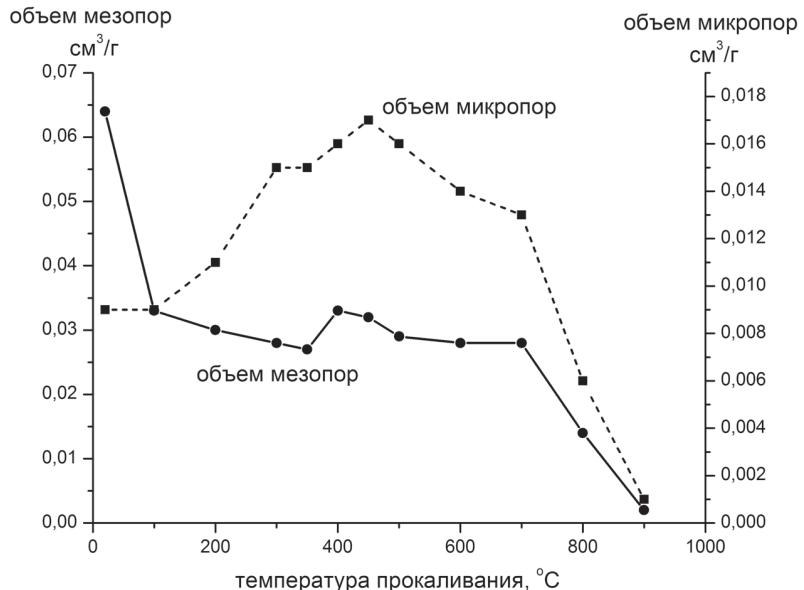


Рис. 2. Зависимость объема микро- и мезопор анальцимсодержащих пород от температуры прокаливания

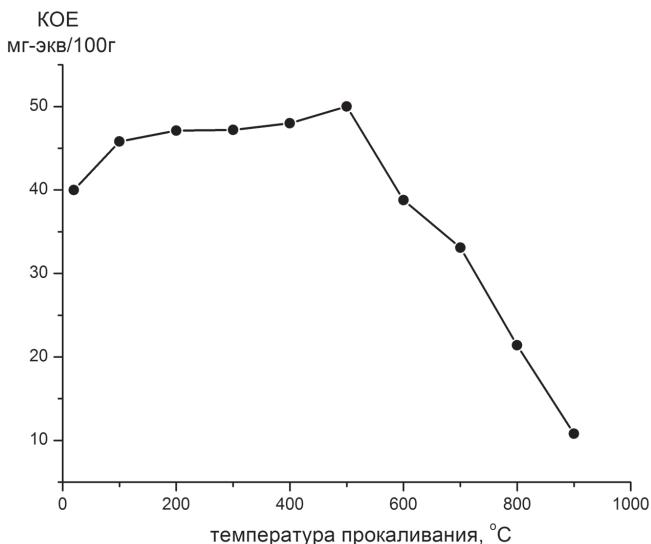


Рис. 3. Зависимость катионообменной емкости анальцимсодержащих пород от температуры прокаливания

выше исходного на 25 %) начинает резко уменьшаться. Вероятно, увеличение удельной поверхности и обменной емкости связано с удалением структурной воды анальцима и глинистых минералов при нагревании. При температуре выше 600 °С данные минералы разрушаются, что приводит к снижению изучаемых параметров.

Механическую активацию продолжительностью от 20 секунд до 20 минут проводили в чашевом истирателе. Было установлено, что вначале удельная поверхность возрастает при увеличении времени растирки (рис. 4). Максимальное значение (выше исходного в 1.5 раза) наблюдается в результате 2-минутной механоактивации. Истирание продолжительностью более двух минут приводит к снижению данного параметра. При 20-минутной активации значение удельной поверхности почти в два раза ниже исходного. Показатели объема микро- и мезопор также постепенно возрастают, достигая максимума при 2-минутном истирании, после чего начинают уменьшаться (рис. 5). Средний радиус пор практически не отклоняется от значения 2.25 нм.

Что касается катионообменной емкости, то здесь наблюдается такой же эффект: сначала с увеличением продолжительности истирания данный параметр возрастает, достигает максимума (выше исходного на 18 %) при двухминутном истирании, и далее уменьшается (рис. 6). В результате активации продолжительностью от 3 до

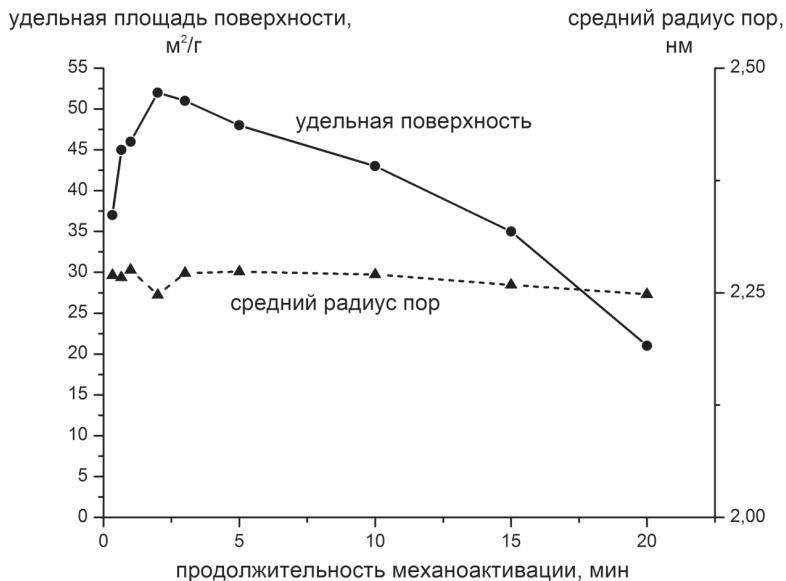


Рис. 4. Зависимость удельной площади поверхности и среднего радиуса пор анальцимсодержащих пород от продолжительности механоактивации

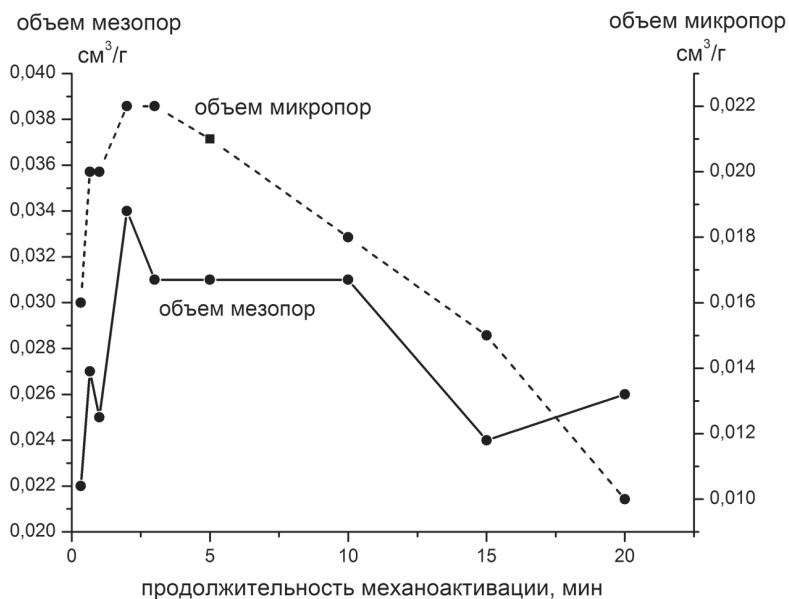


Рис. 5. Зависимость объема мезо- и микропор анальцимсодержащих пород от продолжительности механоактивации

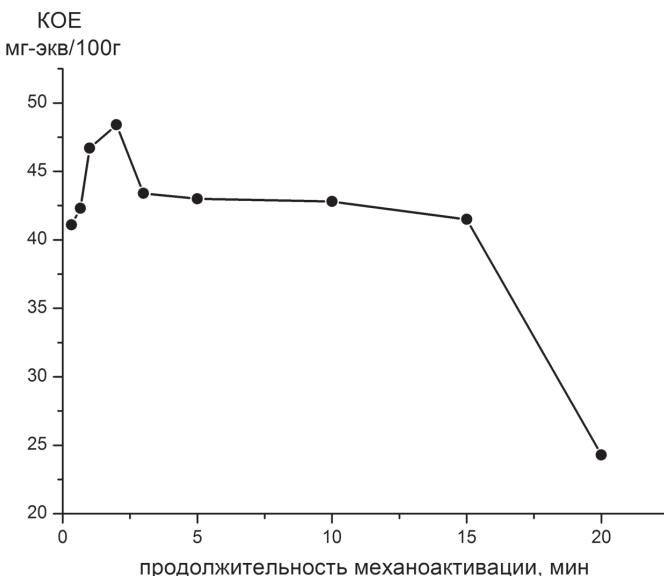


Рис. 6. Зависимость катионообменной емкости анальцимсодержащих пород от продолжительности механоактивации

15 минут значение катионообменной емкости не изменяется, 20-минутная механоактивация приводит к ее значительному уменьшению. Снижение обменной емкости, а также удельной площади поверхности при истирании более двух минут, возможно, происходит вследствие агломерации тонких частиц.

Кислотную активацию проводили 5, 10 и 20 процентными растворами соляной, серной и азотной кислот. Как показали исследования, во всех случаях отмечается увеличение удельной поверхности (рис. 7). При обработке 5 и 10 % соляной кислотой удельная поверхность увеличивается в 2 и 3 раза, соответственно. Воздействие более концентрированной кислоты приводит к уменьшению поверхности. При обработке 5 и 10 % серной кислотами удельная поверхность увеличивается в 2 раза, при обработке 20 % — поверхность уменьшается. При воздействии 5 % азотной кислоты также наблюдается увеличение поверхности в два раза, обработка 10 и 20 % растворами азотной кислоты приводит к уменьшению поверхности. Вероятно, увеличение концентрации кислоты связано с разрушением глинистых минералов и как следствие уменьшением поверхности.

Возрастание катионообменной емкости также отмечено практически во всех экспериментах (рис. 8). Было установлено, что при обработке соляной кислотой данный параметр возрастает на 30–35 %,

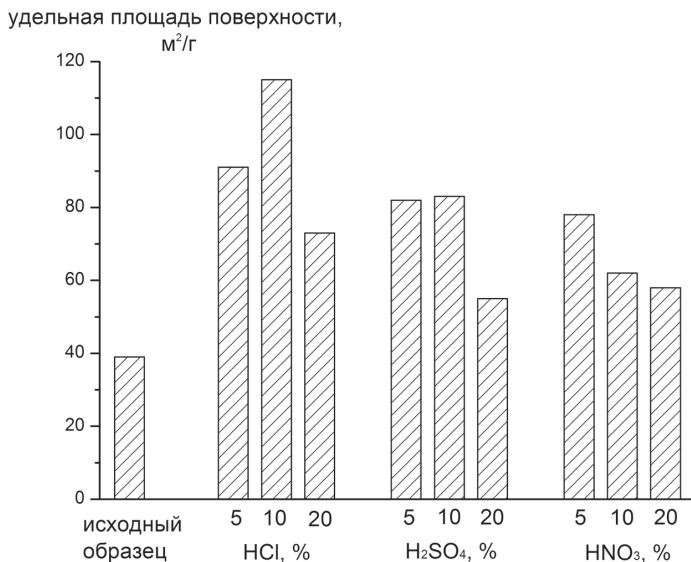


Рис. 7. Влияние кислотной активации на удельную поверхность анальцимсодержащих пород

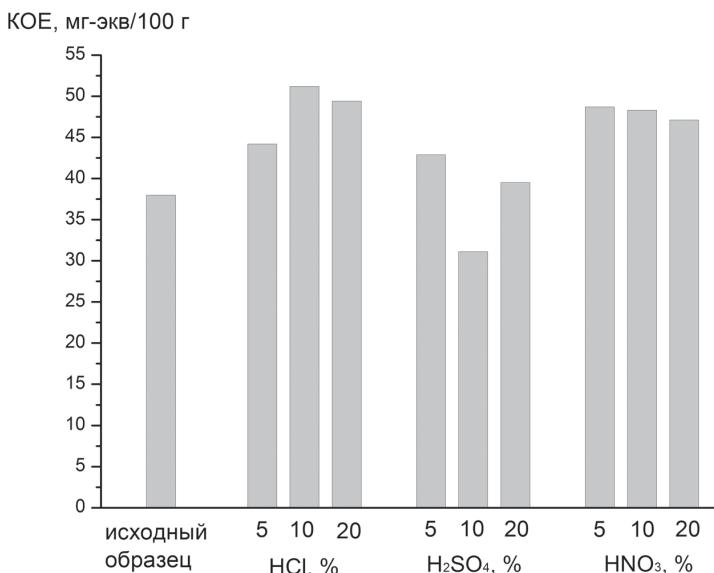


Рис. 8. Влияние кислотной активации на катионообменную емкость анальцимсодержащих пород

азотной кислотой – на 24–28 %. Активация серной кислотой увеличивает обменную емкость только на 4–13 %.

Таким образом, все опробованные способы воздействия (термическое, механическое и кислотное) приводят к увеличению сорбционных и катионообменных свойств. При термической обработке оптимальной для данных пород является температура прокаливания 450–500 °C, при которых значения удельной поверхности и обменной емкости максимальны. Эксперименты по механоактивации показали, что оптимальной является продолжительность растирания 2 минуты, в результате чего происходит увеличение поверхности и обменной емкости. Наибольший эффект был достигнут при кислотной активации, особенно при воздействии соляной кислоты, когда удельная поверхность увеличилась в 3 раза, а КОЕ на 35 %.

Литература

1. Шушков Д. А., Котова О. Б., Капитанов В. М., Игнатьев А. Н. Анальгимсодержащие породы Тимана как перспективный вид полезных ископаемых. Сыктывкар, 2006. 40 с. (Научные рекомендации – народному хозяйству / Коми научный центр УрО РАН; вып. 123).

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ КОСЬЮ-РОГОВСКОЙ ВПАДИНЫ

Н. С. Инкина, Ю. С. Симакова, В. А. Салдин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsinkina@geo.komisc.ru

Сезымская свита выделена на юго-востоке Пай-Хоя в Елецкой структурно-формационной зоне и широко развита на севере Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба [1, 2, 7]. Она сложена глинисто-известковыми породами и по находкам конодонтов и аммоидей датирована ассельско-сакмарским возрастом. Отложения сезымской свиты со стратиграфическим несогласием залегают на биокластовых известняках раннего и среднего карбона и перекрываются артинскими терригенными отложениями гусиной свиты. Мощность свиты в Косью-Роговской впадине до 15 м.

Как было уже отмечено в предыдущих работах, большинство публикаций, посвященных сезымской свите, имеют стратиграфическое направление за исключением статьи Е. О. Малышевой и В. А. Молина, в которой приводится относительно подробная характеристика типов пород стратотипического разреза [3, 5].

Нами получены новые данные по вещественному составу сезымских пород северной части Косью-Роговской впадины. Эта работа посвящена изучению состава глинистых минералов сезымской свиты в обнажении на р. Уса (У-1) в районе Воркутинского водозабора.

В ходе исследований применялся оптико-микроскопический метод, дифрактометрический анализ глин, химический силикатный анализ, а также электронно-микроскопический микрозондовый анализ.

Сезымская свита в изученном разрезе сложена зеленовато-серыми, желтовато-зеленоватыми и иногда темно-серыми тонко-микрозернистыми биокластовыми и глинисто-алевритовыми известняками, карбонатно-глинистым алевролитом, глинисто-карбонатно-алевритовыми и карбонатно-глинисто-алевритовыми сланцами. Известняки имеют характерную для отложений сезымской свиты петельчатую текстуру. Большинство пород включают в разном количестве органические остатки (криноиды, мшанки, гастроподы, брахиоподы, ostrакоды, мелкие фораминиферы и др.). В некоторых слоях отмечены следы жизнедеятельности организмов.

Глинистые минералы исследовались в терригенно-карбонатных породах. Породы классифицировались на основании изучения шлифов и химического силикатного анализа.

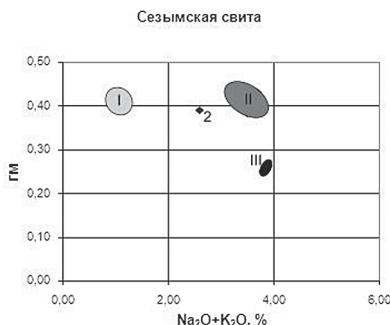
Литохимическая характеристика основывается на 8 силикатных анализах. Обработка химических данных проводилась по методике, разработанной Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [8]. На основной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — ГМ выделились три кластера и одна проба вне кластера.

Кластер I объединяет две пробы, представленные алевритистым известняком с петельчатой текстурой, со сгустково-пелитоморфной структуры и остатками криноидей, брахиопод, фораминифер, мшанок и сфер неясного происхождения. Органические остатки выделяются размерами на фоне известковой пелитоморфной основной массы. Ориентировка органических остатков хаотична в участках, где встречаются текстуры биотурбации. Развиты прерывистые прослойки углеродисто(?) — глинистого состава шириной до 0,1 мм. Отмечаются включения дисульфидов железа. По нормативному минеральному пересчету порода состоит из кальцита 87.6 %, доломита 5.2 %, кварца 9.9 %, иллита 6.3 %, альбита и калиевого полевого шпата по 3.2 %, хлорита 2.8 %, гематита 0.8 % и диоксида титана 0.3 %.

В поле *кластера II* попали три пробы определенные как карбонатно-глинисто-алевритовые и глинисто-карбонатно-алевритовые сланцы из средней и верхней части разреза. Под микроскопом видны зерна кварца и полевого шпата облекаемые глинисто-карбонатным веществом пелитоморфно-микрозернистой структуры. На этом фоне выделяются размером (до 1 мм) фрагменты органических остатков, среди которых узнются брахиоподы и криноиды. Определены редкие зерна гематита, циркона и лейкоксена.

По данным минерального пересчета порода слагается терригенным материалом около 36 % (кварц 27.3 %, альбитом 5.3 %, калиевым полевым шпатом 3.3 %), глинистым — 29 % (иллит 19.0 % и хлорит 9.8 %) и карбонатным веществом — 28 % (кальцит 18.8 %, доломит 9.2 %).

Кластер III состоит из двух проб карбонатно-глинистых алевролитов из нижней части разреза. Обломки кварца и полевых шпатов с различной степенью окатанности (0–3 баллов по шкале окатанности). Карбонатные компоненты имеют две структурные разновидности. Преобладают карбонатные минералы пелитоморфной и



Модульная диаграмма ГМ —
($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)

микрозернистой структуры. Возможно, эта структура имеет хемогенное происхождение. Меньшая часть карбонатной части представлена остатками организмов. Глинистая составляющая распределена в породе совместно с пелитоморфно-микрозернистым карбонатным веществом. Согласно нормативному минеральному пересчету порода состоит из кварца 42.1 %, альбита 7.9 %, калиевого полевого шпата 5.0 %, иллита 16.7 %, хлорита 4.4 %, а также гематита и диоксида титана

Вне кластера остался одна пробы (обр. У-1/53) глинисто-карбонатно-алевритовая порода. Основным в породе является терригенный компонент, состоящий из кварца и полевого шпата алевритовой размерности (зерна от 0.02 до 0.07 мм). Карбонатная часть слагается кальцитом и доломитом хемогенной пелитоморфной и биогенной структурой. Среди органических остатков в шлифе (до первых миллиметров) определены фрагменты брахиопод, мшанок, фораминифер и иглокожих. По нормативному минеральному пересчету порода слагается кварцем 34.1 %, кальцитом 21.5 %, доломитом 13.8 %, хлоритом 8.2 %, альбитом 5.8 %, иллитом 5.3 %, калиевым полевым шпатом 3.9 %, гематитом 1.1 % и диоксидом титана 0.7 %.

Фазовый состав пелитовой фракции (<0.001 мм) определялся при помощи рентгенодифрактометрического анализа 8 образцов, представленных разными типами пород из различных частей разреза. Ориентированные образцы (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение- CuK_a) подвергались стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы: а) воздушно-сухого образца, б) обработанного глицерином, в) обработанного 1 % HCl на водяной бане и г) прокаленного при t=550 °C.

Помимо изучения компонентного состава пелитовой фракции оценивалось содержание в ней каждого из глинистых минералов. Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выполнен с помощью программы Sibilla®. Данная программа позволяет учитывать и слабоупорядоченные смешанослойные минералы различного состава.

В изученной фракции установлены иллит, Fe- хлорит, смешанослойные минералы иллит/смектитового и хлорит/смектитового типов.

Во всех типах сезымских пород определена хлорит-иллитовая ассоциация. При этом глинистые минералы в незначительной степени деградированы, изменены.

Иллит идентифицирован по отражениям, образующим целочисленную серию базальных рефлексов, кратную 10 Е, которые практически не меняют своего положения при различных диагностических

обработках. Базальные рефлексы иллита имеют межплоскостное расстояние $d_{001} \sim 10.10-10.24$ Е; $5.01-5.03$ Е; $3.32-3.35$ Е. При насыщении образца глицерином пики несколько меняют свою форму (становятся более узкими), что говорит об их гидратированности. Однако в глинисто-известковых сланцах из нижней части разреза в иллите таких изменений не наблюдается.

Хлорит на дифрактограммах в воздушно-сухом состоянии и с глицерином образует серию целочисленных базальных рефлексов, кратных 14 Е ($\sim 14.40-14.59$, $7.14-7.19$, $4.75-4.77$ Е). Хлорит представлен железистой разновидностью, что выражается в наличии более интенсивных четных базальных отражений (по сравнению с нечетными). В образцах из нижней части разреза хлорит изменен (гидратирован), рефлексы диффузны.

Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции показал, что в целом по разрезу в глинистой фракции содержание хлорита меняется от 13 до 23 %, иллита — от 77 до 87 % и лишь в основании сезымской свиты в глинисто-известковых сланцах содержание хлорита уменьшается до 5 %, а иллита увеличивается до 90 %. Иллит характеризуется более крупными размерами кристаллитов (15—18 эл. яч.), чем хлорит (10—12 эл. яч.). Отличительной особенностью, глинистой фракции образцов, расположенных в нижней части разреза, является наличие смешанослойной иллит-смектитовой составляющей (2—4 %). В известняках петельчатой текстуры (кластер I) хлорит представлен более железистой разновидностью, чем остальные, причем Fe содержится как в октаэдрических, так и в межслоевых позициях.

В результате изучения сезымской свиты были установлены трехкомпонентные породы, которые согласно новой номенклатуре осадочных пород могут называться микстолитами (смешанными породами) [6]. Следует отметить, что карбонатный компонент в микстолитах, слагаемый разными структурными разновидностями, в вещественном отношении изменчив. В одних породах преобладает кальцит, а в других — доломит. Также подтверждено наличие доломитов в сезымской свите. Нами установлено, что значительное количество доломитов находится в микстолитах (кластер II и III), хотя он встречается и известняках, как это было выявлено ранее.

Наши исследования подтверждают и уточняют определения глинистых минералов сделанных ранее в работе [5]. Глинистые минералы в изученных породах представлены иллитом и хлоритом. Лишь в алевролитах (кластер III) обнаружены смешанослойные образования типа иллит/смектит в количестве до 4 %. Нами оценена роль каждой минеральной фазы в пелитофой фракции. В настоящее время, мы

предполагаем в отличие от выводов сделанных в работе, что состав глинистых минералов был, в первую очередь обусловлен петрофондом области сноса, а не постседиментационными изменениями. Так как состав их не изменяется от типов пород и их положения в разрезе, он одинаков как в известняках относительно чистых от примесей, так и в алевролитах.

Литература

1. *Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйнор О. Л.* Стратиграфия нижнепермский отложений Воркутского угленосного района // Сов. геология. 1948. № 3. С. 7 – 30.
2. *Йорданский Н. Н., Чернов Г. А.* Маршрутные геологические исследования в бассейне Верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930 г. // Матер. ЦНИГР. РИ. Регион. геол. и гидрогеол. Сб. 1. М., 1933. С. 35–51. (ВГРО НКТП СССР).
3. *Инкина Н. С.* Сезымская свита нижней перми Полярного Урала (история исследований и нерешенные вопросы) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 245–248.
4. *Инкина Н. С.* Строение сезымской свиты нижней перми в разрезе р.Усы (Косью-Роговская впадина) // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 236–240.
5. *Малышева О. Е., Молин В. А.* Литолого-палеонтологическая характеристика сизимской (сезымской) свиты в стратотипическом разрезе // Фанерозой Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1992. С. 72–85. (Тр. Института геологии Коми научного центра УрО РАН; Вып. 75).
6. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
7. *Шмелев Н. В.* О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна // Материалы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948–1953 гг. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1955. С. 218–225.
8. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ИБ Коми НЦ УрО РАН — Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИВС ДВО РАН — Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИХ Коми НЦ УрО РАН — Институт химии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИХС РАН — Институт химии силикатов Российской академии наук

ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук

Комигеолфонд ТФИ РК — Комигеолфонд территориального фонда информации Республики Коми

СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет

ТП НИЦ — государственное унитарное предприятие Республики Коми «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр»

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Антропова Е. В.	3	Масленникова Т. П.	95
Анферова Е. А.	7	Матвеев В. А.	83
		Машина Е. В.	87
Безносов П. А.	15	Михайленко Ю. В.	89
		Михайлов В. И.	95
Вахрушев С. В.	13	Мостовая Т. В.	123
Гамолюк О. В.	15	Носкова Н. Н.	98
Горобец С. А.	18	Овчарова Т. А.	18
Данышкова И. И.	22		
Денисова Ю. В.	25	Панфилов А. В.	69, 129
Дубровский Ю. А.	28	Перовский И. А.	101
Дымов А. А.	28	Плотицын А. Н.	105
		Плюснина О. Б.	72
Езимова Ю. Е.	77	Пономаренко Е. С.	3
		Потапов И. Л.	69
Жангурев Е. В.	28	Процько О. С.	22, 110
Иванова Т. И.	33	Размыслов И. Н.	114
Игнатьев Г. В.	33		
Инкина Н. С.	162	Салдин В. А.	162
Истомина Е. И.	80	Симакова Ю. С.	162
		Соболев И. Д.	116
Канев Б. И.	37	Соболева А. А.	116
Канева Т. А.	43, 116	Соболева М. А.	120
Ковальчук Н. С.	48		
Королева М. С.	51	Топчиева О. М.	123
Котик И. С.	55	Торлопов М. А.	80
Котречко Е. Ю.	53		
Кривошапкин П. В.	80, 95	Удоратин В. В.	77
Кривошапкина Е. Ф.	80	Удоратина О. В.	7, 37
Кряжев А. А.	59	Уляшева Н. С.	129
Кряжева И. В.	63		
Куликова К. В.	37, 116	Шадрин А. Н.	133
Кушманова Е. В.	69	Шайбеков Р. И.	138
		Шевелев М. А.	143
Логинова С. А.	72	Шевчук С. С.	7
		Шмелёва Л. А.	146
Магомедова А. Ш.	77	Шуйский А. С.	150
Макеев Б. А.	48, 87	Шушков Д. А.	155
Мартаков И. С.	80		

СОДЕРЖАНИЕ

Взаимоотношения строматопороидей и микробиальных сообществ (на примере построек франа ГДП). <i>Е. В. Антропова, Е. С. Пономаренко ..</i>	3
Пироксены базальтов Верхне-Ворыквинского покрова (Средний Тиман). <i>Е. А. Анферова, С. С. Шевчук, О. В. Удоратина</i>	7
Минералого-технологическая оценка титановых руд палеороссыпей Среднего Тимана. <i>С. В. Вахрушев</i>	13
Предварительные данные о распространении ихноФоссилий в отложениях франского яруса Тимана. <i>О. В. Гамолюк, П. А. Безносов ...</i>	15
Геологическое моделирование прикровельной части венд — рифейского фундамента Нижнечутинского месторождения. <i>С. А. Горобец, Т. А. Овечарова</i>	18
Литологическая и геохимическая характеристика силурийских отложений Тальбейского блока гряды Чернышева. <i>И. И. Даньчикова, О. С. Процько</i>	22
Включения в акцессорном цирконе Приполярного Урала. <i>Ю. В. Денисова</i>	25
Почвы горной катены Приполярного Урала: морфология, физико-химические свойства, минеральный состав песчаных фракций. <i>Е. В. Жангуров, А. А. Дымов, Ю. А. Дубровский</i>	28
Сравнение результатов двух методов определения породообразующих элементов (классический химический и рентгенофлуоресцентный). <i>Г. В. Игнатьев, Т. И. Иванова</i>	33
Петрохимия пород и мафических включений южной части Собского массива (Полярный Урал). <i>Б. И. Канев, К. В. Куликова, О. В. Удоратина</i>	37
Суббулканическая фация морозовской свиты (RF_3mr) северо-западного Пай-Хоя. <i>Т. А. Канева</i>	43
Результаты полевых исследований пород няртинского метаморфического комплекса верховьев р. Кожым (Приполярный Урал). <i>Н. С. Ковальчук, Б. А. Макеев</i>	48
Синтез и электрические свойства медьсодержащих титанатов висмута со структурой пирохлора. <i>М. С. Королева</i>	51
Морфология золота из аллювиальных отложений Кывшовского района (Средний Тиман). <i>Е. Ю. Котречко</i>	53
Комплексный анализ результатов дешифрирования космоснимков и геолого-геофизических данных для выявления ловушек углевородов. <i>И. С. Котик</i>	55
Изменение концентрации и плотности раствора KNO_3 при фазовом переходе жидкость-кристалл. <i>А. А. Кряжев</i>	59

Морфотипика ископаемых Lemmini Приполярного Урала в сравнении с современными Lemmus и Myopus. <i>И. В. Кряжева</i>	63
Структурно-метаморфическая эволюция пород Неркауского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал). <i>Е. В. Кушманова, И. Л. Потапов, А. В. Панфилов</i>	69
Анализ характеристик порового пространства и фильтрационно-емкостных свойств по керну нижнесилурийских отложений южной части Хорейверской впадины. <i>С. А. Логинова, О. Б. Плюснина</i>	72
Новые данные эманационных наблюдений радона в зонах Западно-Тиманского и Центрально-Тиманского разломов. <i>А. Ш. Магомедова, Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин</i>	77
Получение волокнистых керамических материалов и их свойства. <i>И. С. Мартаков, П. В. Кривошапкин, М. А. Торлопов, Е. Ф. Кривошапкина, Е. И. Истомина</i>	80
Венлокская строматолитообразующая биота (поднятие Чернова). <i>В. А. Матвеев</i>	83
Распространенность карбоната кальция в холелитах жителей Республики Коми. <i>Е. В. Машина, Б. А. Макеев</i>	87
Особенности геологического строения каруярвинской свиты рифея полуострова Средний. <i>Ю. В. Михайленко</i>	89
Гидротермальный синтез систем на основе оксигидроксидов алюминия и железа (III). <i>В. И. Михайлов, Т. П. Масленникова, П. В. Кривошапкин</i>	95
Выбор скоростной модели геологической среды для обработки сейсмических событий, регистрируемых станциями «Сыктывкар» и «Грива». <i>Н. Н. Носкова</i>	98
Синтез титаносиликатов с каркасной структурой. <i>И. А. Перовский</i>	101
Нижнетурнейские конодонты р. Малая Уса (Полярный Урал). <i>А. Н. Плотицын</i>	105
Состав углей лекворкутской свиты нижней перми и условия их образования. <i>О. С. Процько</i>	110
Магнитные свойства минералов бокситов Среднего Тимана. <i>И. Н. Размыслов</i>	114
U-Pb датирование дегритовых цирконов из туфов усть-конгорской свиты (Полярный Урал). <i>И. Д. Соболев, Т. А. Канева, А. А. Соболева, К. В. Куликова</i>	116
Патологические формы франских конодонтов. <i>М. А. Соболева</i>	120
Петрографическая характеристика пород в районах гор Пемзовая и Тарбаганья Мутновско-Гореловской группы вулканов, Камчатка. <i>О. М. Топчиеva, Т. В. Мостовая</i>	123
Гнейсы южной части Марункеуского комплекса: геохимия и минералогия. <i>Н. С. Уляшева, А. В. Панфилов</i>	129

Отложения тульского горизонта в бассейне Малой Печоры (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал). <i>А. Н. Шадрин</i>	133
Редкоземельная и ториевая минерализация в породах габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя. <i>Р. И. Шайбеков</i>	138
Программа «Миоспора» — инструмент палеопалинологического исследования девонских спор позднего палеозоя. <i>М. А. Шевелев</i>	143
Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Ильч, Северный Урал). <i>Л. А. Шмелёва</i>	146
Минералогические особенности гранитоидов Гердизского массива (Полярный Урал). <i>А. С. Шуйский</i>	150
Влияние термического, кислотного и механического воздействия на свойства цеолитсодержащих пород. <i>Д. А. Шушков</i>	155
Глинистые минералы сезымской свиты нижней перми Косью-Роговской впадины. <i>Н. С. Инкина, Ю. С. Симакова, В. А. Салдин</i>	162
Список принятых сокращений	167
Авторский указатель	168

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 23-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Оформление обложки
O. П. Велегжсанинов

Компьютерный набор. Подписано в печать 18.11.2014.

Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 160

Усл. печ. л. 11

Заказ 954

Отпечатано в издательско-информационном отделе
в соответствии с качеством макета

Института геологии Коми научного центра УрО РАН.
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.
geoprint@geo.komisc.ru