

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

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

Материалы 22-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

11—13 декабря 2013 г.

Сыктывкар



2013

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Гео-принт, 2013. 248 с.

В сборнике представлены материалы 22-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии 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. И. Буравская (зам. председателя),

Е. М. Ардашова (секретарь),

Д. А. Груздев, Г. Н. Каблис, И. И. Данщикова, В. А. Матвеев,

Н. Н. Носкова, Н. С. Ковальчук, Л. В. Соколова, Р. И. Шайбеков,

Д. И. Шеболкин, А. Ш. Магомедова, А. Н. Шадрин, Д. В. Камашев,

А. Н. Шушкова

Конференция проводится при финансовой поддержке гранта
молодежных научных школ и конференций Уральского отделения РАН

№ 13-1-МШ-190

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ

Е. В. Антропова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

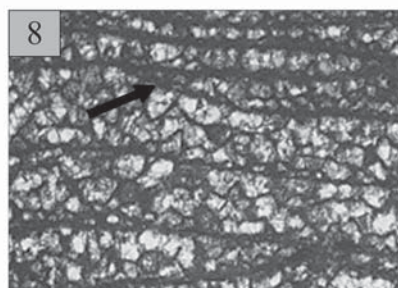
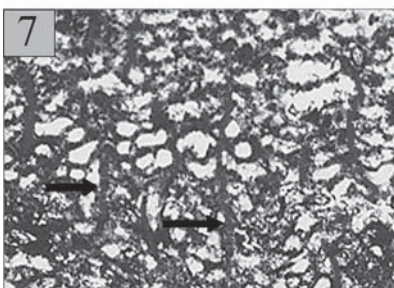
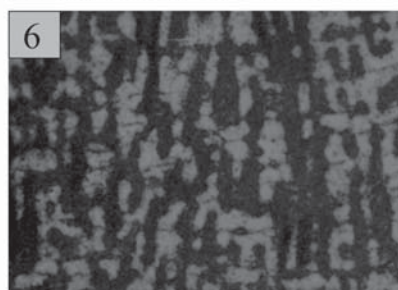
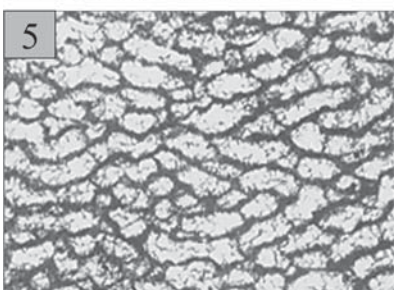
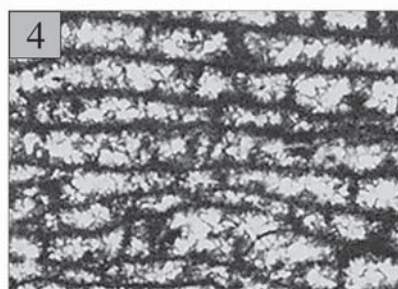
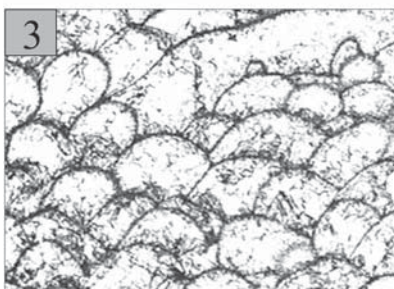
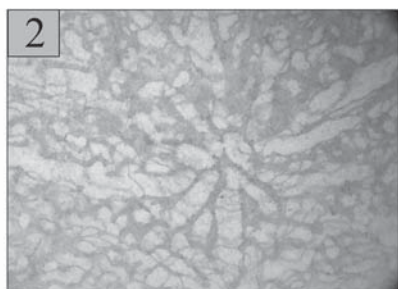
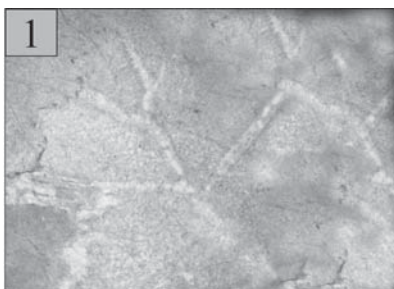
antropova@geo.komisc.ru

Недостаточная изученность признаков морфологического строения строматопороидей на протяжении всей истории их изучения создавала значительные трудности при описании, что, в свою очередь, приводило к различному объему толкования отдельных родов и видов. Кроме того, неясность морфологической терминологии затрудняла разработку классификации этой группы — принципы оценки морфологических признаков были весьма противоречивы.

Морфология строматопороидей долгое время не являлась досконально определенной вследствие неупорядоченной терминологии морфологического строения. Вопросы морфологии в той или иной степени затрагивают все исследователи, изучавшие эту группу: Э. Флюгель, В. И. Яворский, Х. Э. Нестор, О. В. Богоявленская [2, 3], К. Мори, Л. Н. Большакова, В. К. Халфина, А. И. Лесовая. Дж. Геллоуэй составил полный словарь морфологических терминов, которыми пользовались в основном американские исследователи [7]. К. Стирн пытался составить словарь синонимов, используя термины английские, французские и немецкие [8]. Им была проанализирована довольно запутанная терминология микростроения скелетных элементов строматопороидей. В нашей стране сведения по морфологии строматопороидей обобщались В. К. Халфиной [5], О. В. Богоявленской [3]. Наиболее полно отражает современные представления о морфологических особенностях ревизия терминологии строматопороидей, выполненная рядом исследователей [9]. Авторы работы дали определение каждого понятия, в соответствии с тем, как оно предлагалось автором термина.

Внутреннее строение ценостеума строматопороидей создается за счет цистозных, инфлекссионных, горизонтальных и вертикальных элементов. Кроме того, неперенным признаком является наличие астроризальных образований (рис. 1, 1-2). Ниже приводятся основные элементы внутреннего строения строматопороидей, на основании которых можно выделить таксономически важные признаки.

Цистозные элементы — один из самых древних элементов строения строматопороидей. Ими образовано, как правило, внутреннее строение



Основные элементы внутреннего строения строматопороеид (увеличение X9):

1. Астроризальные образования *Densastroma himmestum* (Riab.) (обр. №150/25), поперечное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 110; верхний силур, лудлов. поперечное сечение, X10;
 2. Астрориза у *Ecclimadictyon robustum* Nestor (обр. №150/8), поперечное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 109а; нижний силур, лландовери.
 3. Цистозные элементы, *Cystostroma prodigioza* Antr., (голотип № 150/1) продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 108, верхний ордовик, яптикшорские слои.
 4. Ламинарное строение у *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.) (обр. №150/29), продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 112; нижний силур, венлок.
 5. Инфлекссионные элементы у *Ecclimadictyon magnum* Nestor (обр. №150/10), продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 112; нижний силур, лландовери.
 6. Ценостелы у *Hermatostromella fedorovi* (Yavor.) (обр. №150/31), продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 112; верхний силур, лудлов.
 7. Столбики у *Actinodictyon peptuni* Parks (Обр. №130/7), продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 212; нижний силур, лландовери.
 8. Параламины у *Plexodictyon savaliense* (Riab.) (Образец №150/21), продольное сечение. Приполярный Урал, р. Кожим, обн. 110а; верхний силур, лудлов.
-

ордовикских строматопороеид. Типичные цисты представлены у родов *Cystostroma* и *Rosenella* (рис. 1, 3).

Инфлекссионные элементы появляются впервые в позднем ордовике, достигают наибольшего расцвета в силуре и сохраняются вплоть до раннего карбона (рис. 1, 4). Развиты у представителей родов *Ecclimadictyon*, *Plexodictyon*, *Clathrodictyella*, *Stromatoporella* [3].

Горизонтальные элементы. Ламины - основные горизонтальные элементы, характерные для большинства строматопороеид (рис. 1, 5). Строматопороеидеи, обладающие ламинами, известны с позднего ордовика и наиболее широко распространены в силуре, особенно нижнем (рода *Ecclimadictyon*, *Clathrodictyon*, *Plexodictyon*, *Simplexodictyon*).

Вертикальные элементы. Столбики — наиболее обычные вертикальные элементы для среднепалеозойских строматопороеидеи, для родов *Actinostroma*, *Gerronodictyon*, *Gerronostroma*, *Simplexodictyon*, *Anostylostroma*, *Tienodictyon*, *Atelodictyon* и др., и ордовикских родов *Tuvaechia* и *Labechia*. Ценостелы — вертикальные элементы, плотно слившиеся друг с другом (рис. 1, 6).

Дополнительные элементы. Параламины — дополнительные горизонтальные пластинки, типичны для рода *Plexodictyon* (рис. 1, 8). **Дополнительные столбики** — у рода *Actinodictyon* пересекают инфлекссионные элементы (рис. 1, 7). **Микроламины** — горизонтальные микроэлементы, составляющие сложно построенные ламины у рода

Clathrodictyon. Ламиламины — периодические сгущения ламин, по-видимому, образующиеся при остановках роста ценостеума.

Пространства между элементами охарактеризовать трудно из-за сложности формы. *Камера* — пространство внутри цист. *Галерея* — межламинарное пространство. У строматопороидей, обладающих ценостелами, наблюдаются пространства, называемые табулированными. Это автотубы (замкнутые, род *Actinostromella*) и ценотубы (незамкнутые, род *Syringostromella*).

Астроризальные образования. Астроризы — системы сгруппированных каналов, расположенных на поверхности горизонтальных элементов ценостеума [2, 3]. Астроризы не имеют собственных стенок, и, как правило, пронизывают весь ценостеум. В астроризах различаются: центр, каналы горизонтального и вертикального направлений, днища. Классификация астроризальных образований разработана О. В. Богоявленской. Ей выделены следующие типы астрориз: 1 — фистулярный (вертикальный канал прямой, горизонтальные почти редуцированы); 2 — фасцикулярный (каналы собраны в пучок, в осевой части которого находится несколько вертикальных каналов); 3 — декусантный (горизонтальные каналы отходят от вертикального под прямым углом); 4 — конгруэнтный (в межламинарных промежутках центры и каналы накладываются один на другой, горизонтальные каналы дихотомически ветвятся).

На основании вышеописанных элементов строения можно выделить таксономические признаки морфологического строения строматопороидей [1, 4, 9].

Признаками семейства являются следующие морфологические признаки внутреннего строения: форма ценостеума, прослеженная в оптимальных условиях; наличие определенных вертикальных и горизонтальных элементов (связки, ценостромы, ценостелы); тип горизонтальных и вертикальных скелетных элементов; соотношение горизонтальных и вертикальных элементов друг с другом; тип микроструктуры.

Признаками рода являются: тип пузырчатой ткани, наличие диссепиментов; наличие автотуб и ценотуб, принцип их строения; наличие или отсутствие определенных вертикальных элементов (ценостел, параламин); тип столбиков; способ образования ламин и столбиков; характер расположения горизонтальных и вертикальных элементов; протяженность вертикальных элементов и их характер; характер и степень ламинарности; тип астроризальных образований.

Признаками видов являются: размеры скелетных элементов и полостей в ценостеуме (цист, столбиков, ламин, ценостел, автотуб, ценотуб, колонн, астрориз); форма и степень развития астрориз;

расстояние между центрами астроризальных каналов, размеры каналов и их диаметр.

Так как в основу большинства систем классификации строматопороидей положены морфологические критерии, то детализация морфологических признаков остается крайне важной задачей.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №12-П-5-1015 и РФФИ № 12-05-31494 мол_а.

Литература

1. Антропова Е. В. Морфология силурийских и нижнедевонских строматопороидей Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 13-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 3—6.
2. Богоявленская О. В. К морфологической терминологии строматопороидей // Палеонтологический журнал, М., 1968. С. 3—13.
3. Богоявленская О. В. Строматопораты палеозоя (морфология, систематическое положение, классификация и пути развития). М.: Наука, 1984. 96 с.
4. Большакова Л. Н. Строматопороидеи силура и нижнего девона Подолы. М.: Наука, 1973. 135 с.
5. Халфина В. К. Строматопороидеи // Морфология и терминология кишечнополостных. М.: Наука, 1971. С. 14—23.
6. Flügel E. Fossil Hydrozoen — Kenntnisstand und Probleme // Palaeont. Z. V. 49, #4. 1975. S. 369—406.
7. Galloway J. J. Structure and classification of the Stromatoporoides // Bull. Amer. Paleont. 1957. V. 37, № 164. P. 345—480.
8. Stearn C. W. The microstructure of Stromatoporoids // Palaeontology. Vol. 9., part 1. 1966. P. 74—124.
9. Stearn C. W., Webby B. D., Nestor H., Stock C. W. Revised classification and terminology of Palaeozoic stromatoporoids // Acta palaeontologica polonica. Vol. 44. 1999. No. 1. P. 1—70.

БАЗАЛТЫ ВЕРХНЕВОРЫКВИНСКОГО ПОКРОВА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Е. А. Анферова¹, О. В. Удоратина²

¹Комигеолфонды ТФИ РК

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

udoratina@geo.komisc.ru

Изучены базальты Верхневорыквинского покрова, вскрытые в базальтовом карьере в пределах Вежаю-Ворыквинской группы бокситовых месторождений на Среднем Тимане в верховьях р. Верхняя Ворыква.

Покровы базальтов, дайки долеритов рассматриваются в составе канино-тиманского комплекса средне-верхнедевонского возраста (D₂₋₃).

Общая видимая мощность вскрытых карьером базальтов варьирует от 0 до 12 метров. В базальтах на разных уровнях прослеживается как концентрически-скорлуповатая отдельность [5], так и спутано-столбчатая, либо столбчатая. Выделены породы двух типов: базальты, слагающие весь опробованный покров, щелочные породы нижней подошвенной части покрова.

Базальты покрова. Породы темно-серого до черного цвета, порфировые. Под микроскопом наблюдается долеритовая структура. Вкрапленники представлены пироксеном (Px) от 0.5 до 2.5 мм и плагиоклазом (Pl) от 1.5 до 3 мм. Основная масса сложена микролитами Px и Pl, сохраняется стекло, по составу отвечающее либо палагониту, либо сидеромелану. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, в параллельных и скрещенных николях имеет черную окраску, форма выделений различна (часто встречаются скелетные формы роста). Микрозондовые исследования показали, что минералы слагающие базальты имеют как четко выраженное зональное строение (минералы вкрапленников), так и не зональное (минералы матрикса). Зональные Pl в центральных частях соответствуют лабрадору и битовниту, в краевых представлены андезином [2], Pl основной массы имеют, как правило, андезиновый состав. В центральных частях покрова плагиоклазы имеют более основной состав. В Px зональность различная [3], но в целом отмечается уменьшение магнезиальности и соответственно увеличение железистости от центральных зон пироксена к краевым. Рудный минерал присутствует в виде титаномагнетита распавшегося при остывании расплава на магнетит с ламеллями ильменита [1]. Более ранние данные о составе минералов можно найти в работе [6].

Несмотря на мощность покрова, кристаллизация базальтового расплава происходила достаточно быстро. На это указывают порфировые структуры базальтов, зональность минералов, скелетные формы роста рудных минералов, а так же наличие в породе сохраненного стекла разного по составу. Кристаллизация вкрапленников происходила близодновременно с титаномagnetитом. Стекло со временем девитрифицировалось, титаномagnetит распадался на magnetит и ильменит.

Изученные нами породы (табл. 1) относятся к основным породам, (содержание SiO_2 от 46.19 до 49.19 масс. %), базальты низкоглиноземистые и низкотитанистые.

По содержанию суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) большинство базальтов относятся к нормально-щелочному и субщелочному петрохимическому ряду [4]. Исследуемые породы характеризуются низким и умеренным содержанием калия. По положению точек составов на различных классификационных диаграммах породы относятся к породам толеитовой серии. На диаграммах, использованных для реконструкции геодинамических обстановок формирования, точки составов имеют неоднозначное положение, но большинство попадает в поле континентальных рифтов.

Содержание РЗЭ низкое от 14.40 до 16.29 г/т (табл. 2) и практически не изменяется (разные уровни покрова). Спектры РЗЭ (нормированных к составу хондрита C1), характерные для большинства пород имеют вид слабонаклонной кривой с небольшим обогащением легких РЗЭ относительно тяжелых ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 2.39–2.63), аномалий не наблюдается, исключая образец №12–2 с наблюдаемыми небольшими положительными аномалиями Nd и Tb.

Щелочные базальты. В подошвенной части покрова отобран образец 13–5, порода светло-коричневого цвета, мелкозернистая, афировая. Под микроскопом наблюдается порфировая структура, вкрапленники сложены тонкими игольчатыми лейстами трудно диагностируемого калиевого минерала, основная масса представлена микролитами этого же минерала. Согласно микрозондовым исследованиям и данным рамановской спектроскопии этот минерал – калиевый полевоый шпат, погруженный в матрицу стекла. По химическому составу эти породы также отличаются от остальных пород покрова. Содержание SiO_2 составляет 51.64 масс. %, порода умеренно высокотитанистая, высокоглиноземистая, содержание оксида калия составляет 9.07 масс. %, что позволяет отнести изучаемые породы к щелочным. Однако отсутствие типичных щелочных минералов как калиевых, так и феррических в составе породы, возможно, указывает на ее измененный состав, обусловленный расположением в

Таблица 1

Химический (мас.%) состав базальтов

Выс,м	№, обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
12	15-1	49.19	1.59	14.35	3.40	8.81	0.26	7.42	10.98	2.04	0.19	0.14	1.06
12	12-2	48.76	1.23	15.45	2.67	9	0.2	7.28	11.44	1.91	0.2	0.13	1.04
10	12-1	48.66	1.46	15.13	2.80	8.98	0.2	7.58	11.53	1.97	0.67	0.12	0.93
9	11-5	48.07	1.72	16.14	4.77	8.05	0.22	4.28	12.63	2.15	0.22	0.13	1.62
7	11-3	47.05	1.89	15.69	5.93	6.41	0.19	5.38	12.4	1.89	0.17	0.18	2.83
7	12-3	48.38	1.3	15.06	3.76	7.42	0.19	7.81	11.6	1.88	0.2	0.14	1.86
3	11-2	48.08	1.86	15.21	5.58	7.34	0.22	5.09	11.58	2.02	0.35	0.18	2.49
3	12-4	48.69	1.27	15.34	3.73	8.22	0.21	7.51	11.5	1.92	0.18	0.13	1.07
3	3-2	46.51	1.96	14.85	6.22	8.16	0.21	5.3	11.58	2.01	0.46	0.2	2.54
2	14-1	48.62	1.82	14.97	3.60	7.84	0.22	6.49	10.86	2.13	0.21	0.14	2.27
1	8-1	46.19	1.98	14.35	7.1	7.26	0.24	6.01	11.47	1.7	0.1	0.19	3.41
0.5	5-1	48.66	1.79	13.73	3.40	8.82	0.21	7.18	10.98	2.27	0.43	0.18	1.15
0.5	11-1	48.48	1.67	15.42	3.8	8.72	0.24	6.12	10.2	2.06	0.13	0.16	2
0.5	3-1	48.32	1.73	15.38	4.59	8.62	0.2	5.08	11.32	2.12	0.41	0.17	2.07
0.1	13-5	51.64	1.56	18.36	5.50	0.36	0.07	3.99	1.28	0.28	9.07	0.18	6.8
Скв.	2	47.83	1.45	15.22	4.25	7.96	0.18	20.51	7.70	0.46	2.03	0.13	2.02

Примечание. Химический состав определен классическим методом «мокрой» химии и РФС в ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Высота указана в метрах от подошвы покрова. № 2 — образец из керна.

Таблица 2

Содержание (г/т) редких и редкоземельных элементов в базальтах

Выс,м	№, обр	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
12	12-2	7.94	18.9	2.64	13.4	3.79	1.34	4.10	0.71	4.49	0.94	2.35	0.34	2.06	0.33	24.8
10	12-1	7.81	19.1	2.65	12.7	3.54	1.36	4.16	0.65	4.28	0.88	2.45	0.34	2.13	0.32	24.6
7	12-3	8.46	20.5	3.06	13.8	4.09	1.37	4.60	0.80	4.46	0.97	2.54	0.37	2.17	0.33	26.8
3	12-4	7.88	18.7	2.60	12.6	3.74	1.23	4.18	0.73	4.20	0.88	2.35	0.36	2.22	0.33	24.4
0.1	13-5	9.60	25.4	3.93	19.4	6.65	2.34	9.71	2.25	18.2	4.67	14.6	2.23	14.2	2.24	142
Скв.	2	7.75	19.1	2.83	12.8	3.60	1.35	4.04	0.73	4.25	0.92	2.42	0.32	2.03	0.29	23.0
Выс,м	№, обр	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U	
12	12-2	323	147	52.9	92.6	3.39	163	101	6.02	63.6	3.03	0.47	2.42	1.54	0.44	
10	12-1	320	156	52.8	91.5	3.57	162	97.4	5.79	66.4	2.54	0.41	3.63	1.31	0.34	
7	12-3	335	166	57.3	102	4.80	168	102	6.15	63.7	2.83	0.42	7.08	1.51	0.35	
3	12-4	316	150	51.3	88.7	3.20	166	102	6.06	58.7	2.90	0.42	8.07	1.50	0.37	
0.1	13-5	298	120	38.5	54.4	77.1	31.6	121	7.16	286	3.47	0.50	7.37	2.13	1.13	
Скв.	2	319	124	49.4	74.7	11.9	173	96.5	5.60	86.3	2.39	0.36	5.11	1.60	0.42	

Примечания. Определения элементов выполнены методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

подошве покрова. На всех диаграммах положение точки состава — аномальное. Содержание РЗЭ относительно высокое (43.82 г/т). Спектр распределения РЗЭ разительно отличается от спектров вышележащих базальтов, имеет отрицательный наклон, а также слабо проявленный отрицательный европиевый минимум. Наблюдается обеднение легкими редкими землями относительно тяжелых ($\text{La}_N/\text{Yb}_N - 0.46$ г/т). Генезис обнаруженной породы пока неясен.

Таким образом, получены новые комплексные данные, более полно характеризующие породы Верхневорыквинского покрова. Впервые обнаружены ультракалиевые породы в подошве покрова.

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., Удоротина О. В.* Плагиоклазы базальтов Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия. IV школа молодых ученых Черноголовка. 2013.

3. *Анферова Е. А.* Особенности химического состава минералов базальтов нижней части Верхне-Ворыквинского покрова (Средний Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 21-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт, 2011. С. 8—12.

4. *Анферова Е. А., Удоротина О. В.* Сравнительная характеристика базальтов Северного и Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 20-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт, 2011. С. 11—14.

5. *Голубева И. И., Ракин В. И.* Концентрически-скорлуповатая отдельность в долеритах Среднего Тимана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. № 10, 2012. С. 19—21.

6. *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.

АНАЛИЗ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

Е. М. Ардашова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

eugenia.ardashova@gmail.com

Основной целью работы автора является изучение позднедевонской флоры Среднего Тимана, выяснение ее таксономического состава, стратиграфического диапазона и палеогеографического распространения отдельных видов. В представляемой работе проведен анализ стратиграфического изучения территории исследований (преимущественно Цилемской площади, поскольку именно там были обнаружены флороносные горизонты).

На территории изучаемого региона девонские отложения впервые были обнаружены в 1875 г. А. А. Штукенбергом [14]. Первое геологическое изучение территории Тимана провела в 1889—1890 гг. экспедиция Ф. Н. Чернышева. Был отмечен переходный характер разрезов Среднего Тимана между морскими отложениями Южного Тимана и преимущественно континентальными Северного [13]. Впоследствии изучением девонских отложений Цилемской площади занимались многие геологи, однако перерыв в серьезных исследованиях составил почти пятьдесят лет.

В течение пяти полевых сезонов (с 1932 по 1936 гг.) А. А. Малаховым и его сотрудниками проводилась первая геологическая съемка на Среднем Тимане. В результате работ построена схематическая геологическая карта масштаба 1:500 000, а также предложена первая схема стратиграфического расчленения территории. Девонские отложения были подразделены на три горизонта (снизу вверх): Умбинский, Косминский и Мыльский — по названию рек, где наиболее хорошо обнажен тот или иной горизонт. Умбинский горизонт отнесен к живетскому ярусу среднего девона, а два других — к франскому ярусу верхнего девона [2].

В 1945—1946 гг. под руководством Д. В. Наливкина проведено исследование девона в бассейне р. Печорской Пижмы. По литолого-петрографическим признакам С. В. Тихомиров расчленил эти отложения на пижемские (средний девон), яранские, туфодиабазовые, средненские, денисовские, синещельские, нижневерховские, березовские, каменоручейские слои (верхний девон) и сопоставил их с Главным девонским полем и Южным Тиманом [7].

В 1955, 1956 и 1958 гг. в бассейне среднего течения р. Цильмы производились геолого-поисковые работы, геологическая съемка масштаба 1:200 000 под руководством геолога В. П. Пономарев. В результате, В. П. Пономарев пришел к выводу, что в исследованном районе девонские отложения представлены, главным образом, франским ярусом верхнего девона, а отложения живетского яруса среднего девона были выделены условно.

Отложения среднего девона отмечены в районе устья р. Космы, в верховьях р. Березовки (приток р. Цильмы), по р. Малому Номбур и в бассейне среднего течения р. Верхняя Валса. Между верхним и средним девонem наблюдается четкая литологическая граница. Отложения верхнего девона были подразделены на два подъяруса: нижнефранский и среднефранский. По литологическим признакам и на основании фаунистической охарактеризованности нижнефранских отложений В. П. Пономарев разделил их на нижнюю часть (аналогизировал с пашийско-кыновскими слоями) и верхнюю (с саргаевскими)[14].

В 1965–1966 гг. на Среднем Тимане, в бассейне среднего течения реки Цильмы снова проведены геолого-поисково-съемочные работы под руководством В. П. Пономарева. Произведено дробное расчленение девонских отложений, впервые были закартированы песчаники живетского яруса среднего девона. Из песчано-глинистых отложений нижнефранского подъяруса верхнего девона по спорам выделены пашийский, кыновский горизонты, по фауне саргаевский и семилукский, спорами охарактеризованы ранее не выделявшиеся отложения верхнефранского подъяруса в объеме ветлосянской и сирачойской свит [15].

В 1973 г. в свет выходит издание «Стратиграфия СССР», в томе, посвященном девонской системе З. И. Цзю и Л. С. Коссовой подвели итоги изучения девона на территории Тимано-Печорской области. Нижний отдел девонской системы на Среднем Тимане не был выделен. Средний отдел представлен живетским ярусом. Верхний отдел представлен франским ярусом. Нижнефранский подъярус включает в себя пашийский, кыновский, саргаевский и семилукский горизонты [11].

В 1974, 1978–80 гг. на территории района производилось картировочное бурение. По результатам данных работ и обобщению предыдущих материалов в 1981 г. В. П. Пономаревым была заново составлена объяснительная записка к геологической карте листа Q-39-XXI. Средний отдел представлен живетским ярусом. Верхний отдел представлен франским ярусом, верхние его горизонты: бургский и воронежский, размыты. По литологическим признакам и

споровым комплексам выделены пашийский и кыновский горизонты. В ходе работ установлено, что выходы саргаевских отложений в пределах листа Q-39-XXI образуют две полосы. Западная заполняет Руднянский прогиб, а восточная образует поле выходов свода вдоль Номбургского вала. Граница, с подстилающим кыновским горизонтом, проводится по массовому появлению брахиопод. Литологически граница выражена сменой терригенных красно-коричневых пород сероцветными морскими терригенно-карбонатными. По литологическим признакам и споровым комплексам также выделен семилукский горизонт [16].

Открытие в южной части Среднего Тимана месторождений бокситов послужило толчком к проведению поисковых работ на всей территории Тиманского Кряжа. В 1975—1977 гг. сотрудники Ухтинской геологоразведочной экспедиции проводят детальные поисковые работы на Верхне-Цилемской площади. За эти годы получен богатый материал по девонским отложениям, позволивший дополнить и детализировать стратиграфическую схему, уточнить геологическое строение района. Так, среднедевонские отложения в северо-западной части Среднего Тимана были подразделены (снизу вверх) на заостровскую и пижемскую свиты, нижнефранские отложения на яранскую, листовенничную, цилемскую и устьчиркинскую свиты [8, 9].

В 1988 г. А. Е. Цаплиным и В. С. Сорокиным опубликованы методические рекомендации по проведению крупномасштабных геологических работ на Среднем Тимане. В работе охарактеризованы дробные местных стратиграфических подразделений. В составе среднего девона выделяются эйфельский и живетский ярусы. Франский ярус территории, по мнению авторов, подразделяется на яранскую, листовенничную, валсовскую, цилемскую, устьчиркинскую, устьярегскую, крайпольскую и березовскую свиты [10].

В 1997 г. выходы пород девона на территории Среднего Тимана (рр. Печорская Пижда, Умба и Средняя) были изучены В. С. Цыганко, В. Ю. Лукиным, В. С. Чупровым. Была собрана богатая коллекция табулят и ругоз из отложений франского яруса, состоящего из устьярегской, крайпольской, березовской и каменноручейской свит. Уточнена возрастная привязка местных стратиграфических подразделений (свит) к горизонтам унифицированной стратиграфической схемы девона Тимано-Печорского субрегиона Русской плиты [13].

Палинологические исследования Среднего Тимана, проведенные О. П. Тельновой в начале 1990-х, 2000-х, позволили установить возраст полного разреза пижемской свиты в верховьях р. Цильмы, ба-

зального продуктивного горизонта пижемской свиты палеороссы-пи Ичетью и некоторых горизонтов этой же свиты на рр. Умбе [3, 5, 6]. М. Г. Раскатовой проведены палинологические исследования пограничных отложений на Среднем, Северном и Южном Тимане. Установлены пять последовательно сменяющихся палинологических комплексов, которые были сопоставлены с палинозонами живетского и франского ярусов Центрального девонского поля [4].

Позже в 2006 г. В. С. Цыганко привел анализ стратиграфической изученности девонских отложений Тимана. На территории Среднего Тимана средний девон представлен эйфельским и живетским ярусами. Эйфельскому ярусу соответствуют по объему верхняя часть заостровской свиты и нижняя пижемской. Объем живетского яруса был принят в соответствии с Международной стратиграфической шкалой девонской системы (МСШ). Международная комиссия по стратиграфии девона (SDS) рекомендует проводить верхнюю границу живетского яруса (нижнюю границу франского яруса) по появлению наиболее древних представителей конодонтов рода *Ancyrodella*. В связи с этим к живетскому ярусу отнесены отложения яранского, джьерского и тиманского горизонтов. Франский ярус включает саргаевский, доманиковский, ветласянский, сирачойский, евлановский и ливенский горизонты [12].

Начиная с конца XIX в. на территории Среднего Тимана проведено немало тематических, геолого-поисковых и геолого-разведочных работ, в результате которых уточнялась стратиграфическая схема района. Единого мнения относительно возраста отдельных свит и положения границы между средним и верхним девоном нет. В современной схеме зонального расчленения девонских отложений, граница между средним и верхним девоном на территории Тимано-Печорской провинции принята в верхней части тиманского горизонта [1]. Следует отметить, что детальные стратиграфические исследования Цилемской площади не проводились вот уже двадцать пять лет. Возобновление исследований фаунистических и флористических остатков на Среднем Тимане будут способствовать стратиграфической детализации девонских отложений.

Работа выполнена при поддержке Программы УрО РАН № 12-У-5-1043.

Литература

1. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. Ред. Т. Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
2. Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Л.; Архангельск; М.: Гостоптехиздат, 1940. 114 с.

3. *Мальков Б. А., Тельнова О. П.* Стратиграфическое положение и возраст металлоносных отложений девона Среднего Тимана // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР. Тез. докл. совещания (2-4 апр. 1991). Сыктывкар, 1991. С. 45–46.

4. *Раскатова М. Г.* Девонские палинокомплексы Тимано-Печорской провинции // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2001. Вып. 12. С. 79–87.

5. *Тельнова О. П.* Палинostrатиграфия девона Тимана и полуострова Канин // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европ. Северо-Востока России. Сыктывкар, 1994. С. 43–44. (Тр. Ин-та геол. КНЦ УрО РАН, т. 2).

6. *Тельнова О. П.* Стратиграфическое положение, возраст, климатические и фациальные условия формирования продуктивных отложений месторождения Ичетью // Алмазы и алмазаносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 48–50.

7. *Тихомиров С. В.* Девон Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948. № 2. С. 47–56.

8. *Цаплин А. Е.* Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка, 1982. № 12. С. 48–56.

9. *Цаплин А. Е.* Основные черты строения яранской и листовничной свит нижнего франа в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка, 1984. № 6. С. 15–20.

10. *Цаплин А. Е., Сорокин В. С.* Франский ярус Среднего Тимана (методические рекомендации по проведению крупномасштабных геологосъемочных работ на Среднем Тимане). Ухта, 1988.

11. *Цзю З. И., Коссовой Л. С.* Тимано-Печорская область // Стратиграфия СССР. Девонская система. Под ред. Д. В. Наливкина, М. А. Ржосницкой, Б. П. Марковского. Кн. 1. М.: Недра, 1973. С. 145–166.

12. *Цыганко В. С.* Девон Тиманской гряды: основные черты строения и ресурсный потенциал // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 365–384.

13. *Цыганко В. С., Лукин В. Ю.* Табуляты и ругозы верхнего девона бассейна реки Печорской Пижмы (Средний Тиман) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2003. № 5. С. 27–54. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО Российской АН; Вып. 114).

Фондовая литература

14. *Пономарев В. П.* Отчет «О геолого-поисковых работах в бассейне среднего течения реки Цильмы на Среднем Тимане в 1955, 1956 и 1958 гг.» Ухта, 1959. Геолфонд №2755.

15. *Пономарев В. П., Агулов Н. В., Лазаревич К. С., Абрамичев А. П.* Отчет Средне-Цилемской геолого-поисково-съемочной партии по работам 1965–1966 гг. Ухта, 1967. Геолфонд №5026.

16. *Пономарев В. П., Колониченко Е. В., Шпалык А. В.* Отчет «О производстве геолого-съемочных работ м-ба 1:200 000 на листе Q-39-XXI». Ухта, 1981. Геолфонд №9691.

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОГО ХАРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

И. С. Астахова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

astakhova@geo.komisc.ru

Плохоизученными объектами остаются минералы зоны окисления вольфрам-молибденовых месторождений. В пределах севера Урала вольфрам-молибденовые руды встречены на Торговском месторождении (Приполярный Урал) и Харбейском месторождении (Полярный Урал). Климатические условия, в которых находятся месторождения, весьма неблагоприятны для развития процессов окисления. При изучении зоны окисления Торговского месторождения выявлено разнообразие гипергенных минералов. Несоответствие большого количества минералов с неблагоприятными климатическими условиями объясняется протаиванием мерзлых пород с локальным скоплением оттаявшей воды, в которых установлены высокие концентрации серной кислоты [5, 6].

Полярный Урал отличается более суровым, резко континентальным климатом. Метеостанция Б. Хадата, которая работала в 1957–1981 гг. на полевой базе Института географии АН СССР, зафиксированы средняя зимняя температура воздуха –13°С, наиболее холодного месяца февраля –25°С, средняя летняя температура +9°С. В 2001–2011 гг. замечено повышение среднегодовой температуры воздуха на 1°С [1].

Харбейское вольфрам-молибденовое месторождение входит в состав Западнохарбейской рудоносной зоны, установленной в пределах Харбейского антиклинория Полярного Урала. Геологическое строение, тектоника, магматизм и метаморфизм района изучались сотрудниками Полярноуральской экспедиции (В. П. Белоусова, М. С. Бельский, М. Н. Парханов, И. Н. Сулимов), сотрудниками Арктического института (Г. Д. Беляков, Ю. С. Бушканец, Б. Я. Осадчев, А. М. Иванова), Уральского ГУ (В. Я. Устинов, А. В. Цымбалюк), а так же В. Н. Гессе, Д. Н. Литошко, К. Н. Прядкиным, Н. М. Королевой, Л. Н. Смирновым, И. Л. Соловейчик, В. И. Силаевым, А. К. Поляковым, В. А. Пономаревым, Р. И. Ждановым, С. Г. Караченцевым, Т. А. Фомиченко, В. Н. Охотниковым, А. А. Юсуповым, П. С. Прямоносным, А. Я. Ильюшенковым, М. И. Хохряковым, В. А. Елохиным и др. [2, 3, 6].

Вольфрам-молибденовое оруденение на Харбейском месторождении концентрируется в согласных кварцевых жилах и прожилках, объединяющиеся в единую рудную зону протяженностью около 750 м. В этой зоне выявлено более 1000 таких тел, большинство из которых имеет мощность 8—15 см, достигающую в раздувах 40 см. По минеральному составу Харбейское месторождение относится к шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовому типу. Основными нерудными минералами жил Харбейского месторождения являются кварц, эпидот, кальцит, хлорит и мусковит. В качестве примесей в жилах постоянно отмечаются кальцит, хлорит, реже мусковит и турмалин. В околожильных ореолах установлены апатит, гранат, титанит, флюорит, эпидот. Из рудных минералов в значительном количестве встречаются молибденит, пирротин, халькопирит и молибдошеелит. Кроме того, обнаружено еще около 50 аксессуарных минералов, преимущественно сульфосолей и теллуридов [2, 3].

Рудные жилы на поверхности существенно изменены. Нижняя граница зоны окисления на месторождении установлена по молибдениту до глубины 50 м [6]. На поверхности жильный кварц сильно трещиноват, местами рыхлый. На участках проявления пирит-халькопиритовой минерализации широко развиты гидроокислы железа. Они образуют корочки, выполняют трещины или пленки, придавая кварцу бурую неравномерную окраску. Характер окисления халькопирита и проявления гипергенных минералов указывает на степень окисления меди. Из общей схемы окисления халькопирита (халькопирит → борнит → ковеллин → халькозин → куприт → малахит, азурит) некоторые минералы не встречены. В ходе микрозондовых исследований установлен ковеллин, развивающийся по халькопириту. Малахит и азурит образует самостоятельные мономинеральные выделения в виде тонких корочек и примазок. Присутствие конечных продуктов окисления указывает на повышенную кислотность растворов, которые благоприятствовали подвижности и рассеянию меди.

Микрозондовые исследования выявили характерные для сульфовисмутитов реакционные каймы. На границе минералов айкинит-фридрихитового состава образуется виттихенит с формулой $(\text{Cu}_{2.59}\text{Pb}_{0.30})_{2.89}\text{Bi}_{1.11}\text{S}_{3.17}$. Дефицит меди компенсируется содержанием свинца. Виттихенит образует мирмекитоподобные срастания с сульфатом висмута. Образование сульфатов в основном приурочено к начальному этапу формирования зоны гипергенеза и осуществляется либо кристаллизацией из растворов, либо благодаря гидролизу комплексных катионов типа $[\text{CuHSO}_4]^+$ и $[\text{FeHSO}_4]^{2+}$, когда образуются кислые и основные соли [7]. По результатам микрозондово-

го анализа катионная и анионная части сульфата висмута соотносятся 2:1, что соответствует каннониту. Для более точного определения минерала нужны дополнительные исследования. Окисление сульфовисмутитов происходит аналогично гипергенному изменению висмутита с образованием сульфатов висмута по схеме: $\text{Bi}_2\text{S}_3 + 6\text{O}_2 \rightarrow \text{Bi}_2(\text{SO}_4)_3$. Однако данные соединения являются неустойчивыми.

На периферии оторочек образуется англезит ($\text{Pb}_{0.85}\text{Cu}_{0.14}$) $_{0.99}\text{S}_{0.94}\text{O}_4$. Дефицит свинца компенсируется содержанием меди (до 4 мас. %). Появление англезита в зоне окисления также связывают с гипергенным изменением галенита. Микрозондовыми исследованиями установлено развитие ковеллина в приконтактных участках галенита с замещающим англезитом. Такая ассоциация может образовываться в присутствии медного сульфата в ходе обменной реакции $\text{PbS} + \text{CuSO}_4 \cdot \text{PbSO}_4 + \text{CuS}$ [4].

При окислении зерен самородного висмута обнаружены реакционные каемки преимущественно сложенные бисмитом ($\text{Bi}_{1.68}\text{Pb}_{0.06}\text{Cu}_{0.04}\text{Te}_{0.01}$) $_{1.79}\text{O}_{3.29}$. В составе бисмита обнаружены примеси серы (до 1 мас. %), теллура (до 0.28 мас. %), реже свинца (до 2 мас. %) и кремнезема (до 3 мас. %). Экспериментальные исследования показали, что кристаллизация бисмита осуществляется в сернокислой среде с $\text{pH}=7-9$. Далее развивается висмутин Bi_2S_3 , который мог кристаллизироваться по схеме $\text{Bi}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{Bi}_2\text{S}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$. Данная реакция образования висмутина может протекать в условиях кислых растворов насыщенных сероводородом. Обогащенность растворов сероводородом связана с разложением сульфидов кислыми растворами. Многие авторы ставили модельные опыты по образованию сульфидов под действием биогенного сероводорода. Л. П. Миллер в своих опытах получил сульфиды сурьмы, висмута, кадмия, кобальта, никеля, свинца, железа и цинка под действием биогенного сероводорода и высказал мнение о возможном бактериальном происхождении некоторых сульфидных руд. Зачастую единичные зерна висмута сопровождаются кехлинитом $\text{Bi}_{2.04}[\text{Mo}_{0.96}\text{O}_6]$. Минерал заполняет трещины или развивается по бисмиту.

По результатам выявленных минеральных ассоциаций можно предположить, что окисление происходит в сернокислой среде с $\text{pH}=7-9$ с общей направленностью процесса образования новых более труднорастворимых минералов. Отсутствие разнообразия молибденсодержащих минералов в зоне гипергенеза подтверждают данный вывод. Так, как Ф. В. Чухровым описаны случаи выщелачивания и миграции молибдена из зоны окисления, которые возможны только в условиях кислой среды, при отсутствии осадителей (карбо-

натных пород и вод), при длительном развитии процессов окисления [4].

Литература

1. *Иванов М. Н.* Эволюция оледенения Полярного Урала за последние 200 лет // Гляциология в начале XXI века. Материалы Межд. научной конференции. М.: Университетская книга, 2009. С. 186–192.
2. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 212 с.
3. *Силаев В. И.* Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.
4. *Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождения. М.: Издательство Академии Наук СССР, 1951. 334 с.
5. *Юшкин Н. П., Калинин Е. П.* Особенности формирования и разрушения вольфрамовых месторождений на Приполярном Урале как основа их геохимических поисков // Сыктывкарский минералогический сборник, №30. Сыктывкар, 2001. С. 150–157. (Труды Института геологии КомиНЦ УрО РАН, вып.107)
6. *Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калини Е. П., Охотников В. Н., Буканов В. В.* Металлогенетический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., Наука. 1972. 195 с.
7. *Яхонтова Л. К., Зверева В. П.* Основы минералогии гипергенеза. Учеб. пособие. Владивосток: Дальнаука, 2000. 331 с.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р. ВЫЧЕГДЫ В РАЗРЕЗЕ «БИОСТАНЦИЯ»

М. Н. Буравская

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

buravskaya@geo.komisc.ru

В долине р. Вычегды выделяются четыре морфологически выраженные террасы [5]. Отложения I надпойменной террасы в среднем течении реки, по данным Л. М. Потапенко, отнесены к гамской террасе и состоят из двух частей: аллювия и залегающей на нем пачки ледниково-озерных осадков [4]. В результате палеогеографических исследований позднеледниковья и голоцена в долине реки группой исследователей [3] по данным палеоруслового метода, радиоуглеродного и спорово-пыльцевого анализов отложения верхней части террасы отнесены к аллювиальному генетическому типу.

Осадки I надпойменной террасы вскрываются в разрезе «Биостанция», располагающимся в обрыве правого берега р. Вычегды, в 7 км выше по течению от устья р. Локчим. По данным литолого-фациального расчленения и данных гранулометрического анализа осадков, сделаны выводы о генезисе отложений, а по радиоуглеродному датированию — о времени осадконакопления.

В строении разреза выделяются две пачки осадков: пачка 1, в которую входят слои 1-3, и пачка 2, включающая слои 4-5. Ниже приводится литологическое описание разреза «Биостанция» (описание снизу вверх, мощность в метрах).

1. 0—0.2. Глина серая мягкая, местами с прослоями супеси. Сортированность отложений средняя ($S_c = 0.37$), средний диаметр d_{cp} составляет 0.020 мм. Наблюдается большое содержание растительных макроостатков.

2. 0.2—1.15. Песок мелкозернистый от светло-серого до светло-коричневого цветов. В интервале 0.5 — 1.05 м наблюдается переслаивание песка средне-, мелкозернистого светло-коричневого ($S_c = 0.44$ при $d_{cp} = 0.149$ мм) с алевроитом глинистым серым хорошо сортированным ($S_c = 0.55$ при $d_{cp} = 0.032$ мм). Слои песка имеют мощность от 3—8 до 20 см, слои глины 1—7 см.

3. 1.15—2.30. Алевроит глинистый горизонтально-слоистый сизовато-серый ($S_c = 0.4$ при $d_{cp} = 0.040$ мм). Выделяются слои с коричневым оттенком, насыщенные органикой, мощностью до 1 см. По всей толще наблюдаются включения макроостатков, в том числе ве-

ток. Верхние 8 см имеют рыжую окраску, за счет интенсивного ожелезнения.

Контакт глины с вышележащим слоем песка резкий, обусловленный гранулометрическим составом, затушеван ожелезнением, которое прослеживается как выше так и ниже контакта.

4. 2.30—8.8. Песок горизонтально-слоистый мелко-, среднезернистый ($S_c = 0.54$ при $d_{cp} = 0.186$ мм), с линзами и прослоями более грубого песка. На высоте 3 м слоистость становится слабонаклонной к реке, угол наклона 10° . С высоты 3.8 м слоистость снова горизонтальная за счет глинистых прослоев мощностью 3 см. С высоты 5.3 м слоистость подчеркивается тонкими (3—5 мм) выдержанными ожелезненными прослоями, не отличающимися по механическому составу от остальной части разреза. Вверх по разрезу (в инт. 6.5—7 м) увеличивается крупность песка ($S_c = 0.4$ при $d_{cp} = 0.217$ мм). Выше 7.3 м степень ожелезнения интенсивно возрастает, песок становится ржавым.

5. 8.80—9.05 подзолистая почва.

Нижняя часть разреза (сл. 1-2) характеризует стадию развития затона реки, полупроточный водоем. Горизонтальное переслаивание песка с суглинком свидетельствует о периодической связи водоема с активным руслом реки, и, по-видимому, это сезонные пары, которые откладывались в полузамкнутых условиях недалеко от главного русла (в затонной части побочня).

Озерно-болотная фация старичного аллювия (сл. 3) представлена алевритовыми и глинистыми осадками, формирование которых происходило в изолированном водоеме при седиментации тонкого материала. Ю. В. Голубевой [1] выделены палинологические комплексы в отложениях старицы, свидетельствующие о господстве перигляциального ландшафта с полынно-маревыми и злаковыми растительными сообществами, а также тундровые группировки из карликовой березки, ивы и ольховника в конце среднего дриаса. В период аллерёда возрастает роль пыльцы ели при сокращении количества пыльцы древовидной и кустарниковой берез. Состав пыльцы трав и спор остается прежним. Полученная радиоуглеродная датировка из кровли слоя ($11\,430 \pm 40$ ^{14}C лет назад ГИН-14023) позволяет судить о времени осадконакопления отложений и о возрасте террасы [1].

Вторая пачка отложений (сл. 4), по мнению автора, представляет пойменную фацию аллювия. При формировании отложений в позднеледниковые века отличалась многоводностью, сохраняя проточный режим [2]. В период половодий откладывался песчаный материал, составляя основную часть пойменной фации. Тонкие прослои

суглинистого материала в толще песка, возможно, маркируют уровни стояния грунтовых вод. Мощность пойменной фации составляет около 4.5 м. Верхняя часть террасы (около 3 м) сложена интенсивно ожелезненным песком. Ржавый цвет осадков может свидетельствовать о накоплении продуктов гидролиза в процессе формирования подзолистого почвенного профиля, венчающего разрез. На поверхности террасы широко распространены возвышенные участки, переработанные эоловыми процессами, и заболоченные ложбины.

Таким образом, отложения в разрезе «Биостанция» представляют собой аллювиальный генетический тип, формирование которых происходило в позднеледниковое время в конце среднего дриаса-аллереде.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1016 «Верхний плейстоцен на Европейском Севере России: палеогеография, седиментогенез, стратиграфия».

Литература

1. Голубева Ю. В. Палеогеография и палеоклимат позднеледникового и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным) / Автореферат кандидатской диссертации. Сыктывкар, 2010. 19 с.

2. Зарецкая Н. Е., Чернов А. В., Карманов В. Н., Панин А. В., Буравская М. Н., Волокитин А. В. Опыт реконструкции истории долины средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене, по результатам комплексных исследований // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 223–226.

3. Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Голубева Ю. В., Чернов А. В. Позднеледниковье в долине р. Вычегды: геохронология и палеогеография // Материалы совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов» / INQUA Peribaltic Working Group – Санкт-Петербург, 2012. С. 277–279.

4. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. Москва, 2005. 222 с.

5. Потапенко Л. М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды. // Вестник Московского университета. Серия V, География. 1971. № 3. С. 97–103.

РОЛЬ ПОВЕРХНОСТИ МИНЕРАЛОВ БОКСИТОВ И КРАСНЫХ ШЛАМОВ В МАГНИТНЫХ МЕТОДАХ СЕПАРАЦИИ

А. В. Вахрушев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vahal@yandex.ru

Как производитель алюминия, Россия занимает одну из лидирующих позиций в мире, но при этом обладает скудными собственными запасами основного сырья для производства алюминия (бокситов). При этом на разрабатываемых бокситовых месторождениях до 40 % низкокачественных бокситов уходит в отвал. Встает вопрос обогащения этих низкокачественных руд, поэтому важно совершенствовать способы обогащения бокситов.

В работе исследовалось влияние сушки при 150 °С, а так же при 300 °С на разделение высокожелезистых бокситов и красных шламов разных классов крупности в магнитном поле. В качестве материала для исследования использовались бокситы Вежаю-Ворыквинского месторождения (Средне-Тиманский бокситовый рудник) и красные шламы уральского алюминиевого завода, сырьем для которых служила шихта, полученная из бокситов Северо-уральского и Средне-Тиманского бокситового рудника.

Для разделения на классы крупности использовалось сепарирование с размером ячеек до 0.045 мм. Разделение в магнитном поле осуществлялось с помощью магнитного сепаратора СИМ-1 в слабом магнитном поле (менее 0.5 Тл) при токе 0.4 А (для бокситов) и 0.01 А (для красных шламов). Анализ химического состава проводился с использованием рентгено-флуоресцентного метода (приблизительно количественный анализ).

Красные шламы обладают очень высокой дисперсностью. В составе шламов преобладают (81 %) частицы с размером менее 0.071 мм. На класс -71+45 мкм приходится 41 % частиц, а на класс -45 мкм 40 % частиц. Разделение красных шламов происходит при подаче минимального тока на обмотки магнита, в остальных случаях красный шлам полностью переходит в магнитный продукт. При разделении в слабом магнитном поле преобладает немагнитный продукт. Выход немагнитного продукта увеличивается с уменьшением крупности, за исключением самого мелкого класса -45 мкм, где выход немагнитного продукта немного снижается. После двухчасовой сушки при 150 °С тенденция увеличения выхода немагнитного продукта с уменьшением крупности сохраняется, плюс к этому увеличива-

ется выход немагнитного продукта суммарно по всем классам. После сушки при 300 °С выход немагнитного продукта в целом значительно снижается и наблюдается тенденция понижения выхода немагнитного продукта с уменьшением класса крупности. Интересно, что после сушки при 300 °С выстраивается строго линейная зависимость содержания частиц от их размера. Свойства класса крупности -45 мкм заметно отличаются от всех других.

Химический состав непрогретых образцов красных шламов имеет тенденцию к увеличению кремнистости в классах более 45 мкм с пиком в магнитной фракции класса -140+80 мкм, тоже самое наблюдается и в отношении Al_2O_3 .

Оксиды железа концентрируются в тонких фракциях (-71 мкм). При разделении в магнитном поле большая часть оксидов железа концентрируется в немагнитной фракции, что связано с минеральными формами железа, которые в основном представлены немагнитными минералами. Минимальное содержание железа наблюдается в магнитной фракции класса -140+80 мкм.

Побочные элементы MnO , CaO , P_2O_5 хорошо разделяются в магнитном поле. Разница в содержаниях этих оксидов в магнитной и немагнитной фракциях достигает более чем два раза.

После двухчасового прогрева при 150 °С характер распределения химических элементов по фракциям сохраняется.

Выводы:

1) Повышение содержания Fe_2O_3 идет в тонких фракциях, повышение содержания Al_2O_3 , SiO_2 в магнитной фракции класса -140+80 мкм.

2) Основные компоненты (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2) плохо разделяются в слабом магнитном поле, побочные (MnO , CaO , P_2O_5) хорошо.

Работа выполнена при поддержке программы 12-5-6-016-АРКТИКА.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ДЕВОНСКОЙ ИХНОФАУНЕ СРЕДНЕГО ТИМАНА

О. В. Гамолюк

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

gamich88@mail.ru

Богатая история изучения девонских отложений Среднего Тимана берет свое начало в XVII веке. Однако, до последнего времени никто из исследователей не уделял должного внимания древним следам жизнедеятельности, запечатленными в горных породах этого региона. Имеются лишь отрывочные сведения о присутствии следов в цилемской, устьярегской, крайпалской и каменноручейской свитах Среднего Тимана [1]. Для определения комплекса девонских ихнофоссилий Среднего Тимана был исследован фото- и каменный материал, собранный сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН И. Х. Шумиловым и П. А. Безносовым в течении последних 10 лет из устьчиркинской, устьярегской и крайпольской свит бассейне р. Цилме.

Относительно возраста отдельных свит на данный момент единого мнения, так как положение границы между живетским и франским ярусами является спорным. Большинство авторов принимает ее внутри тиманского горизонта. Согласно этим представлениям, франская часть разреза начинается с устьчиркинской свиты. В ее отложениях, состоящих преимущественно из переслаивающихся пачек известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, ихнофоссилии редки. Достоверно отсюда удалось определить только *Chondrites*. Здесь ихнофоссилии редки и не отличаются большим разнообразием.

Наиболее богаты и разнообразны ихнофоссилии в песчаниках верхней части устьярегской свиты. Комплекс следов близок к встреченному в устьчиркинской свите, однако они более разнообразны и характеризуются лучшей степенью сохранности. Кроме *Chondrites* здесь присутствует *Planolites*, *Lockeia* и *Cruziana*. Ряд ихнотаксонов на основании одних только фотоматериалов установить не удалось, поэтому они рассматриваются в открытой номенклатуре.

Для крайпалской свиты, состоящей из чередования глин и известняков, на данный момент могут быть отмечены лишь *Rhizocorallium* и *Planolites*.

Наибольшее разнообразие ихнофоссилий, приходящееся на конец устьярегского времени, совпадает с максимумом франской

трансгрессии на Среднем Тимане [1]. Вероятно, это связано со снижением гидродинамической активности на глубине и, как следствие, установлением более благоприятных условий для захоронения следов как внутри, так и на поверхности осадка. Кроме того на разнообразии отмеченных нами сообществ мог повлиять фактор избирательности при выборе объектов для фотографирования и коллекционирования. Мы надеемся, что дополнительные полевые исследования позволят расширить состав комплекса ихнофоссилий, как за счет неопределимых на данный момент таксонов, так и за счет не отмеченных ранее форм.

Автор признателен к. г.-м. н. И. Х. Шумилову и П.А. Безносову (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар) за предоставленный материал.

Литература

1. Франский ярус Среднего Тимана (методические рекомендации по проведению крупномасштабных геологических работ на Среднем Тимане) / А.Е. Цаплин, В.С. Сорокин, Ухта, 1988. С. 54.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ ПО ДАННЫМ ГДП-200 ЯРСКОЙ ПЛОЩАДИ ЗА 2012–2013 гг.

А. В. Герасичева, М. А. Шишкин
ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Aleksandra@vsegei.ru

Четвертичные отложения в пределах района представлены широким набором генетических подразделений, среди которых наибольшее по площади развитие имеют морские, аллювиально-морские и ледниковые образования. Схема соотношений четвертичных образований представлена на рисунке.

Наиболее древние отложения вскрыты только скважинами, представлены диамиктонами, условно относимыми к роговской свите эоплейстоцена [4].

Средний неоплейстоцен представлен морскими, озерно-ледниковыми образованиями и мореной.

Сылвицкий мариний (mIIsI) сложен черными глинами с морской раковинной фауной с линзами песчано-гравийных отложений. Возраст принимается по аналогии со сходными по положению и составу отложениями мыса Шпиндлер [6].

Среднеплейстоценовый ледниковый комплекс. Морена среднеуральского надгоризонта (gII) наблюдалась в ходе полевых работ непосредственно на побережье, сложена маловалунным глинисто-алевритистым диамиктоном. Кровля диамиктона в западной части опущена ниже уровня моря, к востоку поднимается до абсолютной отметки 5 м, к югу в долинах рек до 20 м. Выше морены местами развиты *озерно-ледниковые отложения* (IgII), сложенные ритмичной толщей параллельно переслаивающихся глин, алевритов и песков мощностью до 20 м, ранее не отмечавшиеся на изученной территории.

Верхний неоплейстоцен представлен морскими, аллювиально-морскими, аллювиальными, ледниковыми и озерно-болотными образованиями.

«*Казанцевская толща*» (m⁴IIIkz) представлена дислоцированной морской толщей, перекрытой ледниковыми отложениями ханмейского оледенения. Предшественники при проведении ГС-50 относили её к 4-й морской террасе [5].

Ханмейская морена (gIIIhn). В бассейне р. Нярма установлено наличие масштабной конечной морены в районе выхода ее из гор, которая была сформирована ледником покровного типа, двигавшим-

ся с северо-запада с Пай-Хоя. Анализ валунного материала в составе конечной морены показал присутствие значительного количества пород, развитых в 10—50 км к северо-западу. Таким образом, получено очередное независимое подтверждение представлений В. И. Астахова и др. [1] и материалов Госгеолкарты по листу R-41 [3] о покровном характере ханмейского (ранний валдай) оледенения на Европейском северо-востоке и движении ледниковых масс со стороны Карского шельфа. На изданной Госгеолкарте-200/2 листов R-42-XXXI, XXXII [2] данные образования ошибочно показаны как ледниково-морские отложения ханмейского горизонта.

К *флювиогляциальным образованиям ханмейского горизонта* (fПІІhп) отнесена мощная песчаная толща в районе сопки Нгавылседа.

«*Каргинская толща*» (m²ПІІkr) слагает вторую морскую террасу, образующую поверхность на абсолютных отметках 25—35 м, вложенную в более древние образования и сложенную в основном косослоистыми разнозернистыми песками с линзами углефицированного растительного детрита и обломков древесины (частично, вероятно, переотложенными из более древних отложений, так как слишком высока степень углефикации). По данным радиоуглеродного датирования (¹⁴C) углефицированного детрита получены запредельные возраста >52.2 тыс. лет. Мощность 10—15 м.

Во все вышеописанные отложения позднего неоплейстоцена на изученной территории вложены две аллювиальные надпойменные террасы. Русловые фации аллювия сложены косослоистыми грубыми валунно-галечными отложениями, старичная — горизонтально-слоистыми гравийными песками, переходящими в супеси с прослоями растительных войлоков.

2-я терраса, сложенная *сырьяхинским аллювием* (a²ПІІs), как правило, цокольная; высота её от 7 до 10 м над урезом воды. Мощность аллювия 3–5 м. В цоколе более древние четвертичные образования или коренные. 1-я терраса аккумулятивная, сложена *ярвожским аллювием* (a¹ПІІr), имеет высоту от 2.5 до 3 м. По данным радиоуглеродного анализа остатков древесины из старичной фации формирование первой террасы завершилось в голоцене (¹⁴C 6.5±1 – 7.1±1 тыс. лет). Таким образом, ее возраст позднеплейстоцен-голоценовый (ранее на Полярном Урале принимался полярноуральским).

Верхнечетвертичные-современные отложения представлены также морскими, аллювиально-морскими, элювиальными, делювиально-солифлюксионными, озерно-аллювиальными и палюстринными образованиями.

Современные отложения представлены аллювиальными, морскими и аллювиально-морскими образованиями.

Литература

1. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Ю. И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена севера // Региональная геология и металлогения, 2007. № 30-31. С. 190—206.
2. Государственная геологическая карта российской федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы R-42-XXXI, XXXII / Сост.: В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин и др. СПб, 2003 г.
3. Государственная геологическая карта российской федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Южно-Карская. Листы R-41 / Сост.: М. А. Шишкин, С. В. Калаус (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Д. А. Костин (ОАО «АМИГЭ»). СПб, 2012 г.
4. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 на территории листов R-41-107-А, Б, Г; R-108-В, Г; R-41-120-А, Б-а, б; R-42-109-А, Б; R-42-110-А, Б-в, г-В, Г; R-42-111-В, Г; R-42-123-А, Б / Сост. Г. Я. Пономарев, А. Г. Сосновцев, О. О. Никитин, 1984 г.
5. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 на Осовейской площади, листы R-42-109-А, Б, В, Г, R-42-110-В-в, г, R-42-121-А, Б, В / Сост. А. С. Микляев, А. А. Шлома, Н. В. Романова. 1982—1988 гг.
6. Lokrantz H., Ingolfsson O., Forman S. L. Glaciotectonised Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for glacial history, ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration // Journal of Quaternary Science, 2003. № 18(6). P. 527—543.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АСЫВВОЖСКОЙ ($D_{2-3}as$) И ДЖЕЖИМСКОЙ (R_3dz) СВИТ В ЗОНЕ ИХ КОНТАКТА (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

О. В. Гракова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ovgrakova@geo.komisc.ru

В обнажении вблизи карьера Асыввож в северо-западной части возвышенности Джежимпарма наблюдается контакт асыввожской ($D_{2-3}as$) и джежимской (R_3dz) свит. Для детального изучения зоны контакта был пройден шурф глубиной 2 м. Видимая мощность пород джежимской свиты, вскрытых шурфом, 1.4 м. Видимая мощность отложений асыввожской свиты, вскрытых в верхней части шурфа и слагающих основную часть обнажения, 5.5 м.

В зоне контакта в составе джежимской свиты были изучены средне- и мелкозернистые олигомиктовые и мезомиктовые (по классификационной диаграмме песчаных пород минерально-петрокласического класса по В. Н. Шванову, 1998 [6]) кварцевые песчаники со слюдисто-глинистым цементом. Содержание обломочного материала в породах варьирует от 60 до 95 %. Текстура пород слоистая, что обусловлено сортировкой обломочного материала и присутствием прослоев черного цвета, обогащенных тяжелыми минералами, возможно ильмено-гематитового состава; структура — алевро-пасамитовая, размеры терригенного материала составляют 0.04 — 0.6 мм. Кластический материал представлен среднеокатанными и средне- и плохосортированными зернами, среди которых преобладает кварц (70—90 %). Кроме того, в песчаниках встречаются плагиоклаз (3—15 %), калиевый полевой шпат (5—10 %), обломки глинистых пород (до 10 %), обломки кварцитов и кремния, а также акцессорные минералы: циркон, турмалин, анатаз, магнетит, ильменит, титанит, лейкоксен, рутил. Цемент песчаников слюдисто-глинистый и кварцевый. Слюдисто-глинистый цемент желтовато-бурого цвета, открытый поровый, сплошной неравномерный, проникновения и замещения, корродирует зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Кварцевый цемент встречается редко, он прерывистый контурный регенерационный, развивается вокруг обломков кварца.

Снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение количества пород обломков калиевого полевого шпата и глинистых пород и увеличение содержания кварца.

В нижней части разреза асывовожской свиты нами были описаны псаммитовые мелко- и среднезернистые олигомиктовые песчаники с кварцевым и гидрослюдистым цементом. Текстура пород однородная, структура псаммитовая. Кластический материал среднеокатан и среднесортирован, среди которого преобладающим минералом является кварц (80—90 %). Встречаются также зерна плагиоклаза (до 10 %), циркона, титанита, лейкоксена, ильменита, рутила и слюдисто-кварцевых пород. Цемент гидрослюдистый, просвечивает чешуйками слюд, неполный поровый, преобладающий несплошной, коррозионный. Кварцевый цемент неполный поровый, пятнистый, регенерационный.

Выполнено петрографическое изучение среднезернистых олигомиктовых песчаников с кварцевым цементом, отобранных в верхней части разреза. Содержание обломков достигает 95 %. Текстура пород однородная, структура псаммитовая. Количество кварцевых обломков и плагиоклаза составляют, соответственно, 80—90 % и 5—8 %. Кроме того, в песчаниках имеется слюда, циркон и лейкоксен. Цемент кварцевый, прерывистый контурный, островной регенерационный. В разрезе асывовожской свиты снизу вверх увеличивается зрелость осадочного материала, понижается содержание обломочных пород и тяжелых рудных минералов, а также породы становятся более рыхлыми и цемент становится преимущественно кварцевым.

Для более детальной характеристики терригенных пород были изучены их литохимические особенности по данным комплексного метода мокрой химии с рентгено-флуорисцентным анализом (аналитик Неверов С. Т.).

На основе химической классификации Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [7], было установлено, что породы асывовожской свиты относятся к таксону «силиты» ($ГМ < 0.30$), включая следующие классы: суперсилиты ($ГМ 0.06—0.10$), нормосилиты ($ГМ 0.11—0.20$) и миосилиты ($ГМ 0.21—0.30$). В зоне контакта в разрезе джежимской свиты снизу вверх отмечается постепенный переход от миосилитов к нормосилитам.

По петрохимической диаграмме А. Г. Коссовской, М. И. Тучковой [2], отложения джежимской свиты (1—12) относятся к кварцевым, олигомиктовым и полимиктовым песчаникам, отложения асывовожской свиты относятся к кварцевым и полимиктовым песчаникам (рис. 1).

Для более точной классификации пород, восстановления петрографического состава источников сноса, реконструкции физико-химических и геодинамических особенностей обстановок накопления,

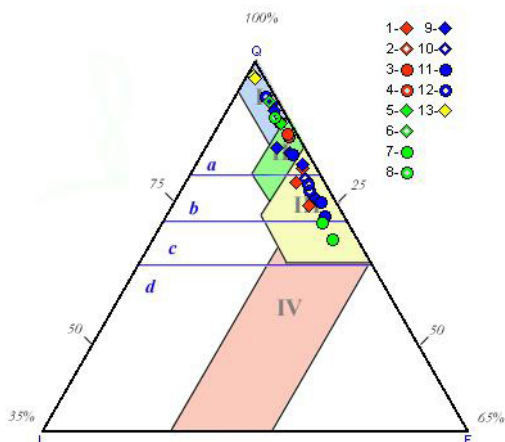


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма для песчаников: $Q=SiO_2$, $F=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$, $L=Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$. I–IV—поля песчаников (I—кварцевых, II—олигомиктовых, III—полимиктовых, IV—вулканокластолитовых) (А. Г. Коссовская, М. И. Тучкова, 1988 [2]), 1–12 — данные по химическому составу отложений джежимской (1–6, 9–11) и асывовожской (7, 8, 12) свит

нами были исследованы терригенные отложения джежимской и асывовожской свит на основе петрохимических модулей (отношений петрогенных оксидов).

По значениям гидролизатного модуля (ГМ) — $(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$ [4, 7] в составе джежимской свиты (расположенной на контакте с асывовожской свитой) присутствуют мономиктовые кварцевые песчаники (ГМ 0.06–0.1), олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты (ГМ 0.11–0.19), мезомиктовые и полимиктовые кварцевые песчаники и алевролиты (ГМ 0.21–0.28), в асывовожской свите присутствуют мономиктовые кварцевые песчаники, мезомиктовые и полимиктовые кварцевые песчаники и алевролиты (ГМ 0.21–0.28). Известно, что, чем выше значение этого модуля, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса и чем меньше значение этого модуля, тем выше зрелость осадочной породы. В результате можно сделать вывод, что исходные породы асывовожской свиты (по-видимому, в основном, песчаники джежимской свиты) претерпели сильное выветривание. Можно отметить достаточно высокую зрелость пород асывовожской свиты; при этом снизу вверх, как уже отмечено выше, по разрезу осадки становятся более зрелыми.

Выветривание пород на водосборах, особенно выветривание, происходящее в гумидном климате, существенным образом изме-

няет состав слагающих эти породы компонентов. При этом происходит вынос из пород наиболее растворимых (подвижных) элементов и в корях выветривания накапливаются наиболее инертные окислы. В той или иной мере трансформированное процессами выветривания вещество поступает из областей размыва в конечные водоемы стока, где его зрелость, а также, интенсивность процессов преобразования исходных пород в источниках сноса и, тем самым, косвенно климат на палеоводосборах могут быть оценены количественно по данным о химическом составе осадков [3].

Индекс химического выветривания CIA (Chemical Index of Alteration) [1] в настоящее время широко используется как показатель климата в области размыва. Рассчитывается он по молекулярным количествам петрогенных окислов. Интенсивность химического выветривания в областях размыва напрямую коррелируется с палеоклиматом. Для осадочных образований гумидных климатических обстановок характерен вынос из полевых шпатов Ca, Na и K, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции, напротив, поступает слабо переработанный процессами выветривания на палеоводосборах материал. Представлен он в основном глинистыми минералами с относительно небольшими содержаниями Al и значительным количеством неизменных или слабо измененных полевых шпатов. Таким образом, невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50, тогда как сильно выветрелые разности имеют CIA до 100 единиц. В качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках теплого и холодного климата, принято считать значение индекса CIA = 70.

На диаграмме вариаций медианных значений индекса CIA в терригенных отложениях джежимской и асывовожской свит (рис. 2), все значения исследуемых образцов близки к 70, т.е. находятся в «поле» сильно выветрелых пород. При этом на вопрос о возможных климатических обстановках однозначного ответа нет. Точки расположились у границы со значениями около 70 единиц. О. П. Тельновой было показано, что в девоне господствовал теплый влажный климат тропической зоны [5]. Следовательно, отложения асывовожской свиты являются продуктами размыва сильно выветрелых пород, сформированных в зоне гумидного климата. Зрелость осадков может быть связана, в том числе, с неоднократным их перемывом.

В отложениях асывовожской свиты присутствует древний плутонный (глубинный) циркон (малакон), характерно малое количество обломков пород, при резком преобладании обломков кварца.

CIA, %

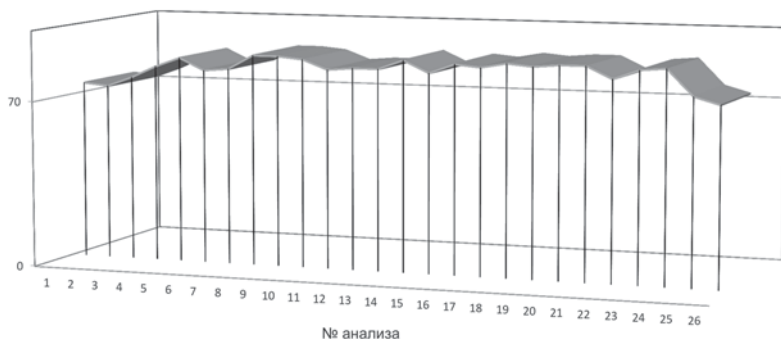


Рис. 2. Вариации медианных значений индекса CIA ($100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) в терригенных отложениях джежимской и асывовожской свит [3]: 1–7, 11–21 – породы джежимской свиты в зоне контакта, 8–10, 22–24 – породы асывовожской свиты

Все это указывает на то, что в петрофонде преобладали породы кислого состава, а «зрелость» материала указывает на процессы глубокого выветривания. С процессами глубокого выветривания связано также образование каолинита; на это же может указывать и присутствие калиевого полевого шпата (он более устойчив к выветриванию, чем плагиоклаз).

Химический состав литогенных пород (в нашем случае существенно кварцевых песчаников), рециклизованных, может весьма резко отличаться от состава магматических пород, послуживших их источником питания.

В целом, приведенные выше данные, с учетом имеющихся опубликованных и фондовых материалов приводят к выводу о том, что они были сформированы в континентальных и прибрежно-морских условиях, в обстановках теплого гумидного климата. Результаты петрографических и литохимических исследований асывовожских песчаников в зоне контакта с рифейскими отложениями указывают на то, что в их составе содержатся продукты переотложения коры выветривания по подстилающим песчаникам джежимской свиты.

Литература

1. Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
2. Коссовская А. Г., Тучкова М. И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые, 1988. № 2. С. 8–24.

3. *Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во, 2005. 289 с.
4. *Скляр Е. В. и др.* Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
5. *Тельнова О. П.* Стратиграфическое положение, возраст, климатические и фациальные условия формирования продуктивных отложений месторождения Ичетью // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 48—50.
6. *Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др.* Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
7. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

СРАВНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В РАЗРЕЗАХ СРЕДНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ (рр. СЫВЬЮ И СИЛОВА)

Д. А. Груздев, А. Н. Плотицын, Д. Б. Соболев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

gruzdev@geo.komisc.ru

На основании проведенного биостратиграфического расчленения верхнедевонских отложений рр. Сывью (Приполярный Урал) и Силова (Пай-Хой), проведена корреляция рассматриваемых разрезов по границам зон *trachytera-postera* и *postera-expansa* [1, 2]. Согласно полученным изотопным данным по исследуемым разрезам, был проведен сравнительный анализ вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в интервале разрезов отвечающих конодонтовой зоне *postera*. Можно отметить, что формирование пород сопоставляемых разрезов происходило в относительно глубоководных морских условиях.

В результате сравнительного анализа изотопных данных по разрезу р. Сывью изотопные соотношения углерода и кислорода варьируют в диапазоне: от -0.32 до $+1.79$ ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и от 20.41 до 27.67 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1). Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу неравномерное, с многочисленными экскурсами в стороны минимальных и максимальных значений.

Отмечаются закономерные сдвиги изотопного состава углерода и кислорода, которые выражены в синхронных экскурсах величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Наиболее явно это наблюдается в резком облегчении изотопного состава как углерода (с 1.79 до 0.17 ‰), так и кислорода (с 24.72 до 22.82 ‰) и приурочено к верхней части рассматриваемого стратиграфического интервала. Резкое высокоамплитудное утяжеление изотопного состава кислорода (с 20.41 до 27.67 ‰), фиксируемое в нижней части интервала, в целом отражается и в утяжелении углерода (с -0.24 до 1.35 ‰).

Изотопные соотношения углерода и кислорода в разрезе р. Силова варьируют в широком диапазоне: от $+1.1$ до $+4.3$ ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и от 23.2 до 29.0 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Нередко по разрезу отмечаются закономерные изменения изотопного состава углерода и кислорода, которые выражены в синхронных экскурсах величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. В этом отношении наиболее значимые события приурочены к нижней и верхней части конодонтовой зоны *postera*. В первом случае наблюдается резкое облегчение изотопного состава как углерода (с 2.8 до 1.1 ‰), так и кислорода (с 28.0 до 25.4 ‰). Во втором случае, напро-

тив, если утяжеление изотопного состава углерода происходит в целом постепенно с 2.6 до 4.3 ‰, то для кислорода это происходит скачкообразно и гораздо большей амплитудой (с 23.3 до 28.7 ‰) [3].

Сравнивая полученные данные в целом можно сделать следующие выводы:

1. Отчетливой корреляции в закономерностях распределения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в сопоставляемых разрезах не наблюдается. Схожий характер вариаций отмечается только в нижней и верхней части рассматриваемого интервала.

2. В разрезе р. Сывью кривые вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ лежат в области более низких значений. Возможно, реальную картину изменения изотопных систем затушёвывают постседиментационные, в том числе и постдиагенетические, процессы преобразования, развитые в породах рассматриваемых разрезов (окременение, стилолитизация).

Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода в режиме непрерывного потока производились на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ — стандарта SMOW. При калибровке были использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения составляет ± 0.1 ‰.

Работа поддержана программой президиума РАН №12-П-5-1015.

Литература

1. Груздев Д. А., Соболев Д. Б., Журавлев А. В. Возможное отражение событий Annulata и Dasberg в верхнедевонских отложениях Пай-Хоя, р. Силова. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 20-й конференции. Сыктывкар, 2011. С. 44—46.

2. Плотицын А. Н. Биостратиграфическая характеристика плитняковой толщи верхнего девона — нижнего карбона по конодонтам на р. Сывью (Приполярный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Материалы I Всероссийской молодежной конференции. Уфа, 2013. С. 71—74.

3. Груздев Д. А., Журавлев А. В., Соболев Д. Б. Изотопы углерода и кислорода в разрезе верхнефаменских отложений Пай-Хоя, река Силова // Материалы III Всероссийского совещания «Палеозой России: региональная стратегия, палеонтология, гео- и биособытия». СПб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 78—79.

ЛИТОЛОГО-КОЛЛЕКТОРСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО (O_3-D_1) КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ 1-ХАРУТАМЫЛЬСКАЯ

И. И. Даньщикова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iidanshikova@geo.komisc.ru

Скважина 1-Харутамыльская пробурена в 2010 г. в присводовой части Харутамыльской приразломной структуры. Данная структура находится в западной части Кочмесской ступени Косью-Роговской впадины в зоне ее сочленения с поднятием Чернышева. Структура имеет форму несколько вытянутой в северо-восточном направлении складки без свода с тектоническим ограничением по разлому взбросовой природы амплитудой порядка 0.5 км [1].

Скважина 1-Харутамыльская прошла до отметки 3600 м, остановившись в карбонатных породах верхнего силура (S_2). Общая вскрытая мощность силурийских отложений в аллохтонной части составляет 9 м. Отложения нижнего девона (160 м) согласно залегают на породах верхнего силура. Они представлены лоховским ярусом (D_{1l}) в объеме овипармской (D_{1op}) и сотчемкыртинской (D_{1sk}) свит. Верхнедевонские (900 м) отложения с глубоким размывом залегают на овипармских. Среднедевонские отложения отсутствуют. Общая мощность девонских отложений, вскрытых скважиной в аллохтоне составляет 1060 м.

По керну, отложения S_2-D_1 сложены преимущественно доломитами, и доломитизированными известняками пористо-кавернозными и трещиноватыми, реже известняками, приуроченными в основном к верхней части разреза (сотчемкыртинской свите), с редкими прослоями мергелей и аргиллитов. Практически по всему вскрытому интервалу отмечено нефтенасыщение по кавернам и запах УВ при раскалывании образцов.

При опробовании в ходе бурения в открытом стволе скважины были установлено нефтенасыщение в двух интервалах, из которых получены притоки сильно газированного бурового раствора с пленкой нефти. В нижней части вскрытого разреза опробованием в открытом стволе получен приток пластовой минеральной воды с пленкой нефти и запахом сероводорода [2].

При микроизучении керна отмечаются постседиментационные преобразования карбонатных пород. Так стилолитизация встреча-

ется в основном доломитах овипармского (D₁ор) горизонта нижнего девона. Расположение швов относительно напластования пород меняется от субвертикального до наклонного и горизонтального.

В нижнем девоне встречаются мелкие надвиговые деформации. Также в этих отложениях активно развивается выщелачивание карбонатной составляющей. Породы, подверженные этому процессу сильно преобразованы, в них наблюдаются поры и каверны выщелачивания округлой, реже неправильной формы (размер 0.02—0.045 мм), трещины, распределение которых весьма неравномерно. Пустоты заполнены новообразованными минералами, нефтью или открыты.

Процессы окремнения отмечается лишь в отложениях овипармского горизонта.

Таким образом, полученные результаты позволяют предположить, что отсутствие промышленных притоков УВ при опробовании скв. 1-Харутамыльская, связано как со сложным строением коллекторов, так и некачественным опробованием (кольматацией трещинного пространства). Для уточнения тектонического строения, и выявления причин невысоких притоков УВ необходимы дополнительные исследования, в том числе и морфологии пустотного и трещинного пространства потенциальных коллекторов.

Литература

1. *Ермакова О. Л.* Отчет «Результаты бурения поисково-оценочной скважины № 1-Харутамыльская, Ухта, 2011 г.

2. Нефтегазовая геология. Теория и практика / *Данилов В. Н., Иванов В. В., Гудельман А. А. и др.* // электр. науч. журн. <http://www.ngtp.ru>, 2011. Т. 6. № 2. С. 1—30.

ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ НАРОДО-ИТИНСКОГО ХРЕБТА

Ю. В. Денисова, С. С. Шевчук
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В южной части Народо-Итинского хребта известно несколько относительно малоизученных гранитных массивов. Наиболее крупными из них являются — **Бадъяюский и Яротский** гранитоидные массивы. Кратко они охарактеризованы нами ранее [1, 3]. В последнее время появились новые данные по морфотипам цирконов и их составу, которые представлены в докладе.

Бадъяюский гранитоидный массив протягивается на 10 км вдоль западного склона Народо-Итинского кряжа, пересекая долины рек Малая и Большая Бадъяю в их верховьях, затем прослеживается далее на юг до реки Селемью. Этот массив является непосредственным продолжением расположенного северней Лемвинского гранитного массива.

Цирконы Бадъяюского гранитного массива отличаются по окраске, облику кристаллов и внутреннему строению. По этим признакам они относятся к трем морфологическим типам.

Первый морфологический тип наиболее распространен в гранитах Бадъяюского массива и представлен светлоокрашенным (от бесцветного до светло-коричневого) прозрачным короткопризматический цирконом. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111). Размер кристаллов — 0.05—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.6—1.2. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение этих цирконов преимущественно однородно. Часто встречаются включения кварца, апатита изометричной формы. элементы-примеси: Al, Y, P, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содержание цирконов первого типа оставляет 60—70 % от общего объема этого минерала в породе.

Второй морфологический тип представлен темно-коричневым короткопризматическим прозрачным цирконом. Облик кристаллов идиоморфный. Развита грани (100), (110), (112). Присутствует (111) дипирамида. Размер таких кристаллов — 0.1—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.8—1.3. поверхность гладкая, блестящая. Внутреннее строение зерен отличается многозональностью. Расположение зон относительно друг друга может быть симметричным и несимметричным. Среди включений распространены изометричные об-

разования кварца, апатита. элементы-примеси: Al, Na, S, K, P, Nd, Sm, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содержание цирконов второго типа в монофракциях гранитов Бадъяюского массива в среднем 1—5 % от общего объема.

Третий морфологический тип представлен прозрачными или бледно-окрашенными цирконами длиннопризматического габитуса. Размер кристаллов 0.4—0.7 мм, коэффициент удлинения — 1.5—4.0 (реже 8.0). Облик кристалла, обусловленный развитием граней (100), (110), (112), (113), идиоморфный. Внутреннее строение кристаллов данного типа характеризуется симметричной зональностью. В отдельных зернах отмечаются включения кварца. элементы-примеси: Al, P, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содержание циркона данного морфологического типа 20—30 % от общего состава содержания минерала в породе.

Яротский гранитоидный массив представляет собой узкое пластинкообразное крутопадающее тело, которое протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км при ширине от 200 до 50 м. Массив пересекает долину Малой Яроты и приурочен к тому же протяженному дизъюктиву (взбросу- надвигу), в зоне которого расположены Бадъяюский и Лемвинский массивы.

Цирконы Яротского гранитного массива так же представлены тремя морфологическими типами.

Первый морфологический тип представлен прозрачными или бледно-окрашенными цирконами, дипирамидально- призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100), (110) и дипирамидой (111). Размер кристаллов — 0.05—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.6—1.1. Поверхность граней гладкая, блестящая. Зональность отмечается редко. В отдельных зернах акцессорного циркона наблюдаются включения кварца, апатита, эпидота. элементы-примеси: Al, Y, P, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содержание цирконов первого типа оставляет 70—80 % от общего объема этого минерал в породе.

Второй морфологический тип цирконов Яротского гранитного массива представлен темно-коричневыми короткопризматическими прозрачными цирконами. Размер таких кристаллов — 0.1—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.7—1.2. Облик кристалла, обусловленный развитием граней (100), (110), (112). Под биноклем видна гладкая, блестящая поверхность. Внутреннее строение цирконов обычно однородное, в редких кристаллах наблюдается симметричная зональность. Иногда встречаются зерна, содержащие изометричные включения кварца, эпидота, апатита. элементы-примеси: Al, Na, S, K, P, Nd, Sm, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содер-

жание цирконов второго типа в среднем 3—5 % от общего объема минерала.

Третий морфологический тип представлен длиннопризматическими преимущественно светло-коричневого цвета кристаллами. Реже встречаются коричневые разновидности циркона. Размер цирконов — 0.4—0.8 мм и коэффициентом удлинения — 1.7—3.8 (реже 8.0). Облик кристаллов идиоморфный или субидиоморфный, обусловлен развитием граней (100), (110), (112). Присутствует (311) дипирамида. Поверхность гладкая, блестящая. Внутреннее строение характеризуется наличием симметричной зональности. Включения практически не встречаются. элементы-примеси: Al, P, Ce, Se, Er, Gd, Dy, Yb. Содержание циркона данного типа 10—15 % от общего состава содержания минерала в породе.

Морфологические особенности кристаллов циркона определяются влиянием целого ряда факторов: составом раствора и концентрации в нем примесей, степени пересыщения среды, температурой, давлением и т. д. По морфологическим особенностям и составу цирконов Бадьяюского и Яротского массивов можно вывод о схожести условий образования слагающих пород.

Литература

1. Денисова Ю. В. Акцессорные минералы гранитов А-типа Приполярного урала // Материалы всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа - 2010», Екатеринбург, 2010. С. 187—189.

2. Денисова Ю. В. Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН. Вып. 125). Сыктывкар, 2009. Сб. 7. С. 62—72.

3. Денисова Ю. В. Особенности гранитоидов южной части Народо-Итьинского хребта // Материалы Уральской минералогической школы — 2013. Екатеринбург, 2013. С. 121—123.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ «БЕЛЫЕ КУРИЛЬЩИКИ» СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПАЙ-ХОЯ

Н. М. Еременко¹, В. В. Попов¹, А. В. Журавлёв²

¹ВНИГРИ, ²ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург
huminga@yandex.ru, micropaleontology@gmail.com

Следы подводной палеогидротермальной деятельности на территории, отвечающей современному Пай-Хою, известны в широком стратиграфическом интервале — от верхнего девона до конца нижнего карбона. В бассейне р. Кара с раннекаменноугольными палеогидротермами ассоциируют глубоководные микробияльные органогенные постройки, и парагенетически связано баритовое оруденение [1].

Изучение разрезов карской свиты в бассейне рек Пэтарка, Песчаная и на южном берегу оз. Хардто выявило несколько уровней с предположительным развитием палеогидротерм на фоне глубоководных кремнисто-карбонатных отложений. Наиболее интересными, на наш взгляд, представляются палеогидротермальные постройки, обнаруженные в нижнесерпуховском интервале разреза р. Пэтарка. Анализ материалов, полученных при описании разреза (рис. 1), позволил по устойчивым сочетаниям первичных признаков установить в них 4 литолого-генетических типа пород:

Литотип 1 — брекчиевидные известняки. Представлен известняками серыми, светло-серыми, брекчированными, окварцованными, от мелко- до крупнокристаллических, массивными, местами кавернозными. Обломки рассеянные, не сортированные, от грубопесчаной до глыбовой размерности, представлены угловатыми или округлыми фрагментами строматолитоморфных известняков. Отложения литотипа, вероятно, соответствуют телам палеогидротермальных построек, сформировавшихся при излиянии насыщенных карбонатом и кремнеземом низкотемпературных растворов на морское дно. При излиянии растворов происходило взламывание и частичное растворение микробияльных корок, что и привело к образованию брекчиевидной структуры.

Литотип 2 — известняковая конглобрекция. Порода представлена обломочными известняками светло-серого, белесого цвета, с кристаллическим, кварц-кальцитовым матриксом и с рассеянным распределением тонкого органогенного детрита. Обломки преимущественно строматолитоморфными известняками, мелко-среднегалечной размерности; обломки плохо окатаны, плохо сортированы (часто наблюдается обратная градационная сортировка). Порода, скорее всего, сформирована гравитационными процессами оползания склонов гидротермальных построек и, судя по струк-

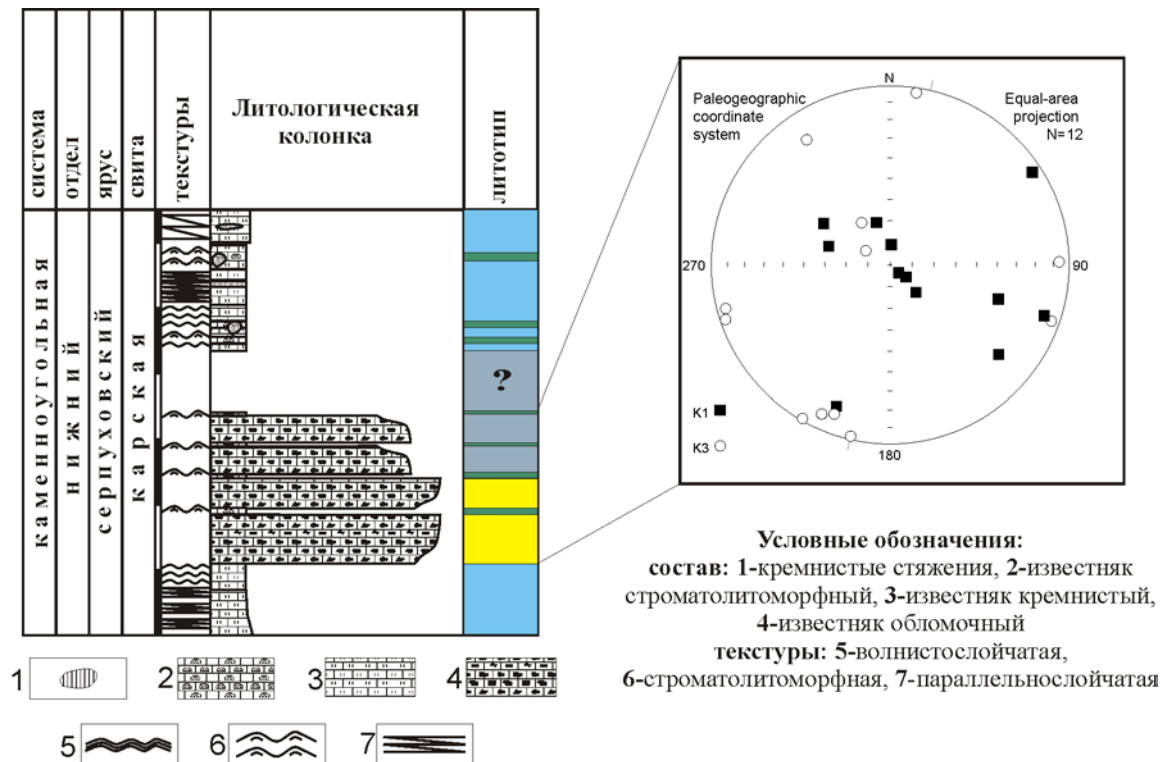


Рис. 1. Литологическая и палеомагнитная характеристика разреза р. Пэтарка

турно-текстурным характеристикам, по механизму формирования близка к флюксотурбидитам. Материалом служили как сами тела гидротерм, так и обраставшие их микробиальные корки.

Литотип 3 — известняковый конгломерат. Порода представлена известняковыми градационными циклитами, нижняя часть которых сложена известковистым крупно-мелкозернистым гравелитом, а верхняя — известняком среднеобломочным (обломки крупно-средней размерности). Матрикс породы светло-серого, серого цвета, кварц-кальцитового состава, кристаллический. Обломки окатанные, средне сортированные (степень сортировки увеличивается вверх по циклиту), представлены известняками кремнистыми, пелитоморфными. Вероятно, порода сформирована гравитационными процессами, за счет оползания склонов гидротермальных построек, а по структурно-текстурным характеристикам относится к дистальным обломочным шлейфам построек.

Литотип 4 — строматолитоморфные известняки. Известняки темно-серые, пелитоморфные, местами кремнистые, со строматолитоморфной (микрополосчатой) текстурой, иногда окварцованные и перекристаллизованные до грубокристаллических, с реликтами строматолитоморфной текстуры (в шлифах наблюдается характерное чередование крупнокристаллических и микроглобулярных слоев). Порода, вероятно, сформировалась за счет жизнедеятельности (осаждения карбоната кальция) микробиальных матов, которые покрывали как склоны, так и подножия гидротермальных построек.

Генетическая интерпретация особенностей литолого-генетических типов пород, а также их вертикальных и латеральных последовательностей стали основой для создания идеализированной схемы строения палеогидротермальной постройки (рис. 2). *Брекчиевидные известняки* образуют караваевидные, грибовидные или неправильно-конусовидные тела (0.4—1 м шириной и до 1 м высотой), перекрытые с верхней и боковых сторон линзовидными слоями строматолитоморфных известняков. Нижележащий слой, как правило, разбит многочисленными субвертикальными кальцитовыми прожилками (до 0.5—1 см по мощности). Промежутки между телами *брекчиевидных известняков* заполнены известняковой конглобрекцией, которая местами перекрывает весь охарактеризованный комплекс пород. Выше располагается линзовидный прослой строматолитоморфных известняков, перекрытый двумя верхними карбонатными градационными циклитами, выдержанные на значительной площади по мощности (0.3—0.5 м) и, представляющие собой седиментогенные образования.

Ритмичность изучаемого интервала отражает этапность развития палеогидротерм: границы ритмов с строматолитоморфными корка-

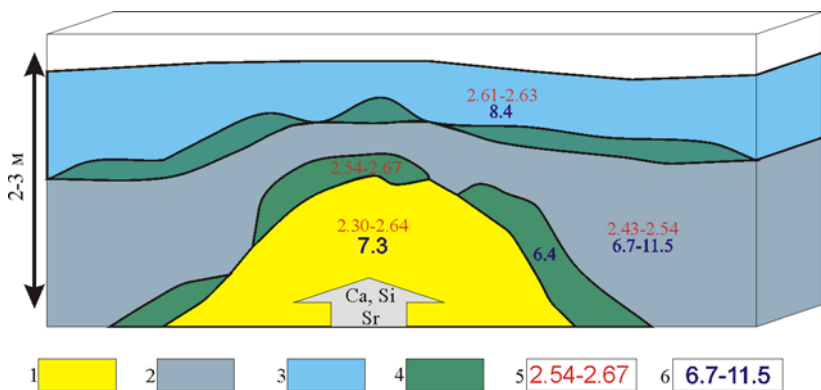


Рис. 2. Схема строения палеогидротермальной постройки в карской свите (бассейн р. Песчаной).

1—4 — литотипы: 1 — тело постройки, 2 — обломочные шлейфы построек, 3 — дальние обломочные шлейфы построек, 4 — микробиальные корки; 5 — плотности типов известняков (г/см^3), 6 — общая пористость типов известняков (%)

ми, возможно, соответствуют затуханию гидротермальной активности, а сами ритмы с брекчиями — периодам активного роста и разрушения гидротермальных конусов. При формировании конусов происходило взламывание микробиальных корок, поэтому в телах гидротерм отмечаются обломки строматолитов. По мере роста гидротермального конуса на его краях также формировались микробиальные корки.

Изучение анизотропии магнитной восприимчивости для рассматриваемого интервала показало интересную картину. В целом, для большинства образцов характерна ориентировка эллипсоида анизотропии с длинной осью (K1), направленной субвертикально (рис. 1). Такая ориентировка обычна в быстро кристаллизующихся без геостатического давления породах и косвенно подтверждает палеогидротермальную природу рассматриваемых образований. Некоторая вытянутость распределения K1 по направлению СЗ-ЮВ отражает направление транспортировки материала в конглобрекчиях, и позволяет предположить, что основные гидротермальные постройки располагались в районе современного междуречья Пэтарки и Лабсуйяхи.

Литература

Беляев А. А., Семенов Г. Ф. Генетические особенности серпуховских карбонатных отложений сланцевой зоны Пай-Хоя //Литоология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. (Труды ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, Вып. 67.) Сыктывкар, 1988. С. 51—61.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Л. Жерлыгин
СПбГГИ, Санкт-Петербург
artem@zherlygin.spb.ru

В связи с тем, что с верхнедевонскими отложениями северо-востока европейской части России связаны залежи углеводородов, проблемы его стратиграфии, литологии и палеогеографии привлекают пристальное внимание. Этим темам посвящены работы А. И. Антошкиной (2003), Н. В. Беляевой (1998), Т. И. Кушнаревой (1977), Л. В. Пармузиной (2005), В. С. Цыганко (2011) и других исследователей. В них содержатся сведения об основных закономерностях геологического строения территории, характеристики подразделений региональной стратиграфической схемы и историко-геологические реконструкции.

Вместе с тем, до настоящего времени существенные затруднения вызывает региональная корреляция многочисленных скважин биостратиграфическим методом. Это связано как с ограниченной палеонтологической характеристикой разрезов, так и с экологическими и тафономическими причинами. В этой ситуации для повышения эффективности геологического картирования, прогноза и поисков углеводородов представляется актуальным использовать новый фактический материал, полученный в последние десятилетия, выполнить корреляцию разрезов верхнего девона на циклостратиграфической основе и верифицировать её по палеонтологическим данным.

Работа выполнена на основе изучения естественных обнажений, коллекции штуфов керна и шлифов, а также материалов из фондовых отчетов ФГУП ВНИГРИ (рис. 1).

В отложениях верхнего девона региона установлены многократно повторяющиеся сочетания первичных признаков пород, которые позволили выделить 14 литолого-генетических комплексов (табл. 1).

Отложения комплексов *xca* и *xta* формировались в условиях спокойного гидродинамического режима ниже базы волнений на относительно удалении от берега. Комплекс *xta* — алевропелитов слабо известковистых, массивных или горизонтальнослоистых с выделениями сульфидов, остатками морской фауны и единичными следами илоедов. Комплекс *xca* — микритовых известняков

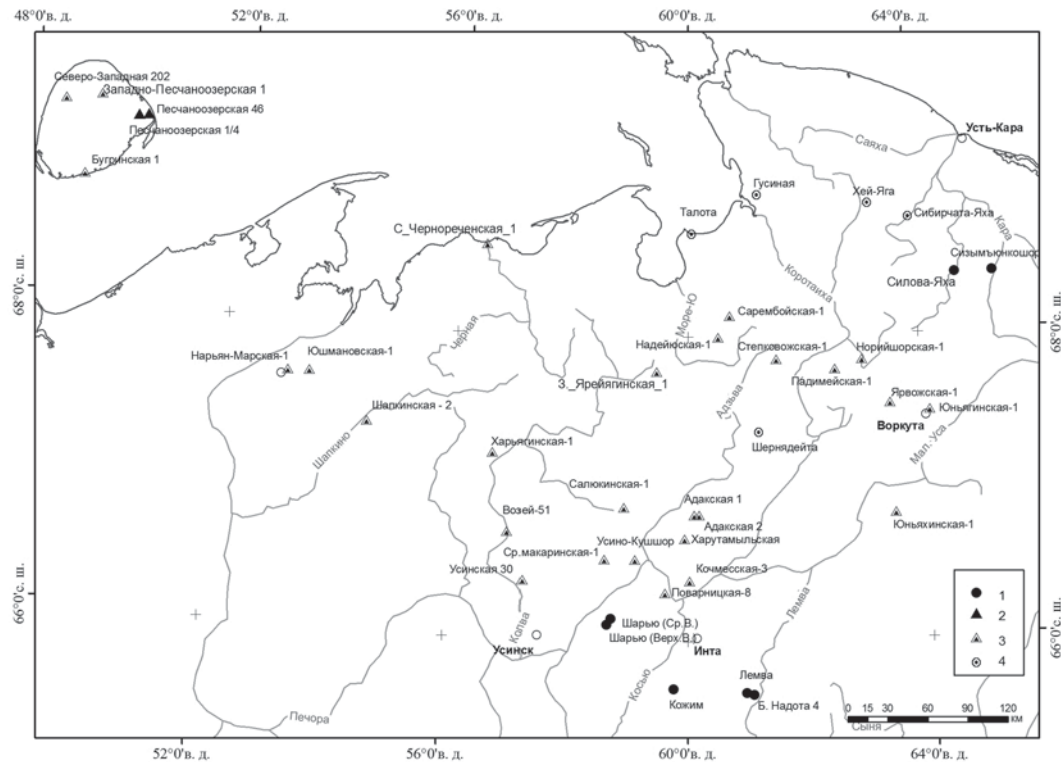


Рис. 1. Карта фактического материала.

1—2 — разрезы верхнего девона, изученные автором: 1 — естественные обнажения, 2 — керн скважин; 3—4 — разрезы, составленные по материалам фондовых отчетов и публикаций: 3 — скважины, 4 — естественные обнажения

Систематика литолого-генетических комплексов

Комплекс		Группа		
		Терригенные и глинистые (t)	Глинисто- карбонатные (m)	Карбонатные (c)
Глубоководного шельфа (x)	низко- динамичного с переменной гидродинамикой	xta	-	xca
Открытого мелководья (y)		x,ytb	x,ymb	x,ycb
Биотермно- отдельный поис	с высокой гидродинамикой	ytic	-	ybc-1 ybc-2
	с переменной гидродинамикой	-	-	ybb
	с низкой гидродинамикой	-	-	x,yba
Изолированного и полу- изолированного мелководья (z)	с переменной гидродинамикой	ztb	zmb	zcb
	низко- динамичного	zta	-	-

(мадстоунов, вакстоунов) массивных или горизонтально-слоистых с единичными ядрами двусторок и редкими ходами илоедов.

Комплекс **x,ytb** — градиционного и линзовидно-полосчатого чередования песчаников тонкозернистых известковистых и алевропелитов с ходами илоедов, углефицированным растительным детритом. Отложения накапливались у подножия прибрежного склона из материала, перемещаемого мутьевыми потоками.

Комплекс **x,ymb** — градиционного, линзовидно-полосчатого чередования (до 2-5, реже 10 см) известняков с рассеянным тонким детритом и алевропелитов известковистых. Накопление отложений происходило ниже базы волнового воздействия, в шельфовых депрессиях и прогибах, где происходила многократная смена процесса карбонатаккумуляции осаднением алевропелитового силикокластического материала.

Комплекс **x,ycb** — градиционного, линзовидно-полосчатого чередования (до 2-5, реже до 10 см) известняков пелитоморфных и тонкодетритовых. Присутствуют единичные створки брахиопод и единичные ходы илоедов. Вероятно, отложения накапливались в спокойных обстановках относительного глубоководья, куда мутьевыми потоками сносился обломочный материал с мелководья.

Комплекс **ytic** — песчаников мелко-среднезернистых (реже крупнозернистых) с волнистой слоистостью. Присутствуют следы илоедов, морской бентос, реже углефицированный детрит растений и

экстракласты. Накопление отложений происходило в обстановке прибрежного мелководья морского бассейна.

Комплекс *ybb* — водорослевых известняков с прослоями (0.5–5 см) заполнителя тонко-, реже мелкодетритового. Этот комплекс образует основание органогенных построек и их фронтальную часть. Их особенности связаны с тем, что формирование водорослево-микробиальных пленок в фотической зоне иногда прерывалось накоплением карбонатного ила в условиях изменчивой гидродинамики.

Комплекс *x,yba* — амфиорово-водорослевых известняков. Формирование этого комплекса происходило в результате жизнедеятельности плотных зарослей ветвистых амфиор, а также нарастания водорослево-микробиальных пленок в условиях преимущественно низкодинамичного мелководья. Этот комплекс образует центральную часть органогенных построек.

Комплекс *ybc-2* — известняков преимущественно средне-грубо-детритовых биолитокластических, плохо сортированных, иногда градиационных. Биокласты представлены остатками криноидей, брахиопод, водорослей и строматопор; литокласты, в основном, известняками органогенно-детритовыми. По-видимому, комплекс формировался ниже базы воздействия волн у подножий склонов (фронтального и тылового) органогенных построек из вещества, мобилизованного штормами на мелководье.

Комплекс *ybc-1* — обломочно-оолитовых известняков с волнистой или линзовидно-полосчатой текстурой. Образование комплекса происходило в условиях преимущественно интенсивных волновых воздействий в тыловой части биогермно-отмельного пояса.

Комплекс *zta* — алевропелитов с горизонтальной слоистостью. Присутствуют остатки листьев и стеблей наземных растений. Комплекс формировался в прибрежной зоне за счет равномерного осадения пелитовых частиц в малоподвижных морских водах.

Комплекс *ztb* — алевропелитов глинистых с тонкими (до 2 см) линзовидными слоями песчаника тонкозернистого. Присутствуют многочисленные остатки листьев и стеблей наземных растений, эвригалинной фауны, единичные ходы илоедов и текстуры биотурбации. Такие отложения быстро накапливались в условиях изменчивой, но преимущественно низкой, динамики опресненных морских вод. Обилие остатков наземных растений указывает на поступление вещества с континента.

Комплекс *zmb* — волнистого чередования (1–5 см) алевропелитов и известняков микритовых (преобладают), часто глинистых. К межслойковым поверхностям нередко приурочены скопления остатков растений, эвригалинных двустворок и лингул. Комплекс накапли-

вался в мелководных прибрежно-морских условиях с низкой динамикой среды. Накопление тонкого микритового карбонатного материала периодически сменялось осаждением силикатных глинистых частиц, связанным с усилением континентального стока.

Комплекс **zcb** — линзовидно-полосчатого чередования (5-10 см) известняков доломитистых, пелитоморфных глинистых (мадстоунов) и тонко-, реже среднедетритовых (вакстоунов, реже пакстоунов). Встречаются прослои (мощностью до 10-15 см) известняков онколитовых. Характерны выделения сульфатов. Такие отложения накапливались в условиях изменчивой, но преимущественно низкой, динамики осолоненных морских вод. Прослои онколитов образовывались в результате улавливания, связывания и (или) осаждения осадка в процессе жизнедеятельности микроорганизмов (преимущественно цианобактерий).

Латеральные ряды комплексов представлены на идеализированных профилях (рис. 2). Интерпретации условий формирования литокомплексов позволяют соотнести последовательности **ytic**→**x**, **ytb**→**x**, **ymb**; **zta**→**ztb**→**zmb**→**zcb**; **xta**→**x**, **ymbxca**; **x**, **ycb**→**ybc-1**→**ybb**, **x**, **yba** с трансгрессиями бассейна, а последовательности **x**, **ymb**→**x**, **ytb**→**ytic**; **zcb**→**zmb**→**zta**; **xca**→**x**, **ymb**→**xta**; **x**, **yba**→**ybc-2**, **x**, **ycb** — с регрессиями. Различные варианты трансгрессивно-регрессивных последовательностей литокомплексов установлены в каждом анализируемом разрезе. На этой основе в отложениях верхнего девона региона уста-

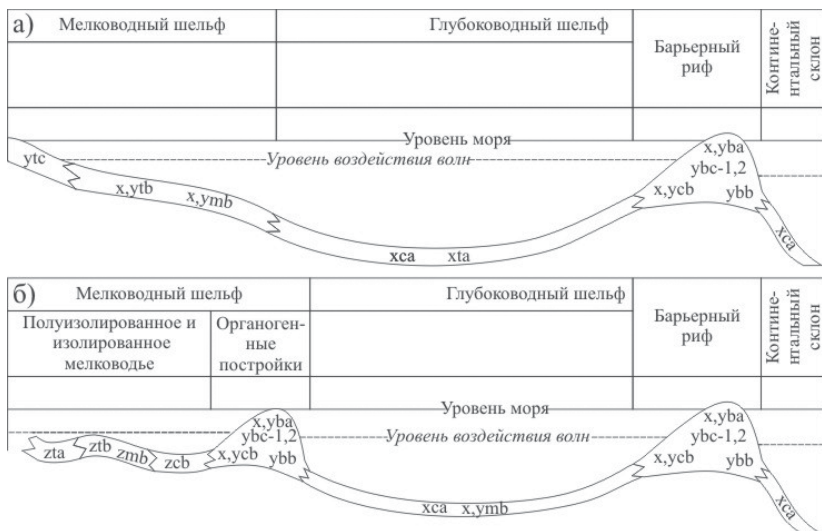


Рис. 2. Обстановки накопления: а — нижнефранских преимущественно терригенных, б — среднефранско-фаменских преимущественно карбонатных отложений

новлено семь трансгрессивно-регрессивных циклитов, которые формировались в течение семи циклов колебания уровня моря (рис. 3). Биостратиграфическим методом определено соотношение выделенных циклитов и горизонтов.

Сопоставление построенной кривой колебания уровня моря с эвстатической кривой Джонсона (Johnson et al., 1985) показало, что все выделенные нами циклы в общих чертах соответствуют трансгрессивно-регрессивным циклам Джонсона. Наиболее ярко проявлены трансгрессивный максимум доманиково-ветлосянского цикла и регрессивный максимум евлановско-ливенского цикла (рис. 3).

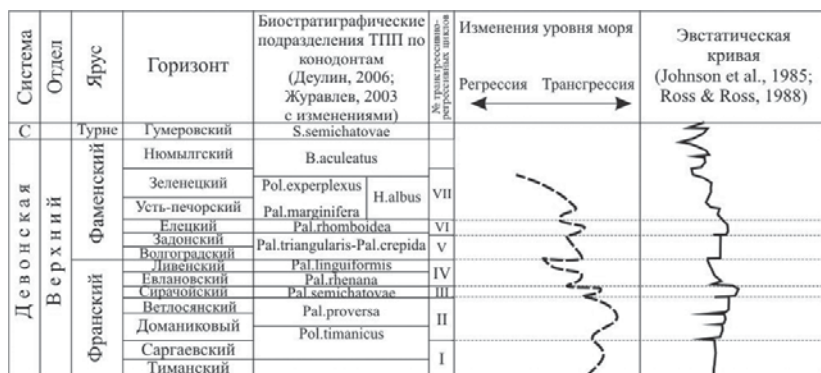


Рис. 3. Сопоставление кривой колебания уровня моря севера Печорского палеобассейна с эвстатической кривой (Johnson et al., 1985)

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО И ИСТОРИЯ УДЕРЕЙСКОГО БЛОКА ИЛЬИНСКОГО ВЫСТУПА (ТАТАРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А. А. Журавлева, В. И. Стреляев

ТГУ, Томск

strelyaev@ggf.tsu.ru

Рассматриваемый блок морфологически представляет собой геологическое тело, вытянутое в субмеридиональном направлении, площадью около 300 км². Блок приурочен к Центральному региональному разлому в краевой части структуры I порядка — Татарского антиклинория, в его юго-восточной части, сложенной терригенными, с примесью карбонатов, породами, относимыми к удерейской свите сухопитской серии раннего—позднего докембрия.

Удерейский блок согласно определению абсолютной хронологии относится к мезопротерозею с возрастом 1106—1046 млн. лет.

Авторами проводилось детальное литолого-стратиграфическое исследование описываемой структуры. Геологический профиль структуры блока сложен 3-мя пачками (от древних к молодым):

I. Серые глинистые сланцы с обильной вкрапленностью комковатого и псевдокубического облика пирротина, линзами сидеритов, доломитов, кальцитов, анкеритов в форме пизолитов и сферолитов (мощность пачки свыше 200 м).

II. Черные филлиты тонкого сланцевания с обильной вкрапленностью сульфидов, сульфоселей, тонкой примеси углерода, пропитывающих всю измененную массу породы и особенно кварцевые тела. Микроскопические исследования показали, что часть металлических и металлоидных элементов находятся в самородном виде (медь, золото, серебро, мышьяк, сурьма и др.). в связи с формированием данных кварцевых тел. Характерна высокая пористость минеральных образований; в краевых частях пор в сливном кварце отмечаются пластинчато — игольчатые зерна халькопирита, арсенопирита, антимонита, сфалерита, галенита и самородных элементов. Общая мощность пачки до 410 м.

III. Пятнистые черные сланцы с сульфидной вкрапленностью кубической формы. В сульфидах отмечаются микроскопические редкие включения самородных элементов.

Пачка I мало чем отличается от нормально-осадочных карбонатно-глинистых отложений, лишь незначительно увеличено фоновое

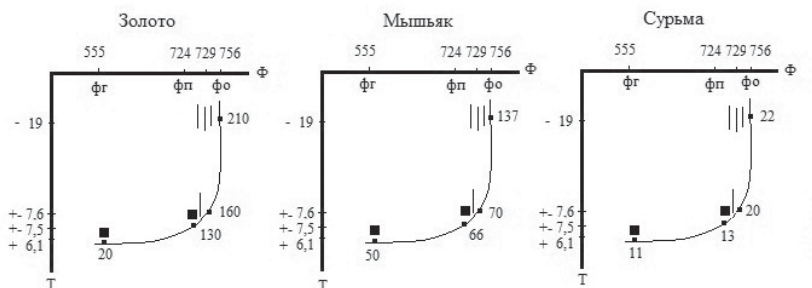
содержание самородных металлов. Обращает внимание объемное пизолит-сферолитовое сложение рудных и нерудных компонентов.

Пачка II — сильно отличается от смежных пачек своим составом и формой выделения сульфидов, сульфосолей, самородных металлов и неметаллов. Концентрация минеральных веществ на порядок выше, чем в породах подстилающих и перекрывающих пачек. Обращает внимание игольчатое — гнездовое распределение рудных и нерудных компонентов.

В пачке III значительно увеличивается содержание окислов кремния и алюминия. Обращает внимание господствующее игольчатое строение рудных и нерудных компонентов.

Основное внимание при расшифровке структуры вещества и истории развития Удерейского блока было уделено пачке II, как бы зажатой между пачками I и III. Такое положение блока отчетливо подчеркивают специфику расположения рудоносных уровней описываемой пачки.

В результате исследования распределения самородных элементов в ряду «сурьма-мышьяк-золото» установлено их дискретное размещение в проводнике пачки II по типу диады «кремнистые филлиты- рудные автолиты твердой фазы филлитовой «мигмы» с тем же зональным морфологическим сложением, как для главного профиля: пизолит- сферолитовым в лежащем крыле, пластинчато-эпитаксиальным в центре, и игольчатым в висячем крыле. Такие специфические агрегаты тесно связаны с течением микроскопических пьезоэлектрических токов, соответствующих горячим, переходным и холодным филлитам: Фг, Фп и Фо (рисунок). Парагенетическая связь обуславливает значительные флуктуации — закономерные перекристаллизации и перераспределение под влиянием быстропротекающих энергетических процессов, связанных с меняющимся тепловым полем (Т). Специфика разнотемпературных твердых растворов эпитаксиальных различных по толщине (555—756 о.е.) кремниевых пластин может существенно (во много раз!) превышать тепловую составляющую. Ранее [1] было установлено, что для многих рассматриваемых ТФ — диад изменение толщин в зависимости от перепада температур во времени (от высоко положительных до высоко отрицательных) отчетливо графически описывается параболическими кривыми (рисунок). В том случае, когда компоненты бинарных систем подвергаются перепаду теплоты (от положительной к отрицательной), количественное соотношение между компонентами, их структура и текстура меняются и по горизонтали и по вертикали. В связи с этим концентрация рудного золота увеличивается в разы пропорционально масштабу протекания экзотермических эффектов с выделением теплоты (-19).



Графики, отражающие эндо-экзотермические эффекты элементов пачки II в ряду «сурьма-мышьяк-золото» в тектонической структуре Удережского блока Ильинского выступа Татарского антиклинория, Енисейский кряж.

Фг, Фп и Фо — микроуровни тепловой контрастности филлитов Удережского блока, расположенные по принципу «от горячего к холодному»: Т — химическая тепловая контрастность (555—756 о.е.) кремниевых прожилков пачек филлитов: + нагревание (горячая «точка», нижний горизонт средней пачки), Т+ — переходное тепло, средний горизонт пачки, Т— охлаждение (холодная «точка», верхний горизонт средней пачки)

Основная причина изменения рудоносности рассматриваемых филлитов связана с проявлением тепловых и размерных факторов, составляющих взаимосвязанные диады в составе древних терригенных систем. В частности, эти факты наиболее ярко проявляется в том случае, когда природные относительно «толстые» кремниевые пластины внутри филлитов подвергаются стрессовому охлаждению с собирательной конденсацией не только игольчатых «снежинок», сложенных золотом, мышьяком и сурьмой, а и многочисленных редкоземельных элементов.

Литература

Журавлева А. А. Модель формирования золотых руд (Енисейский кряж) // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В. А., Усова М. А., Урванцева Н. Н. до наших дней: Материалы Всероссийского форума с международным участием. Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. С. 174—176.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ МОРОЗОВСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ПАЙ-ХОЙ И БЕДАМЕЛЬСКОЙ СЕРИИ ХРЕБТА ОЧЕНЫРД

Т. А. Канева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ta_kaneva@mail.ru

На Полярном Урале, в пределах западного склона, известны выходы вулканогенных пород рифейско-вендского возраста, выделяемые в составе единой бедамельской серии (RF_3bd). Они распространены фрагментарно в пределах поднятий Оченырд, Манитанырд и Енганепэ и слагают ядра антиклиналей. Пай-Хой, как предполагается, является продолжением Урала и здесь также в ядре антиклинальной структуры находятся докембрийские образования, которые по характеру разреза сопоставимы с ядрами комплексов Полярного Урала.

Ранее были получены данные о строении бедамельской серии хребта Оченырд и установлена их геодинамическая природа. Это единственное место, где серия подразделена на две свиты: нижнюю очетывисскую ($RF_3o\check{c}$) и верхнюю лядгейскую (RF_3ld), поэтому для сравнительной характеристики были взяты именно эти составы [3]. Вместе с тем остается проблема корреляции этих пород с породами морозовской свиты северо-восточной части хребта Пай-Хой, новые данные по которым были получены совсем недавно.

На территории Пай-Хоя рифейско-вендский вулканогенный комплекс образует синклинальную структуру ядра Амдерминской антиклинали и является ее фундаментом. Восточное крыло синклинали слагает самая древняя, существенно карбонатная, амдерминская свита (RF_3am), разрез которой насыщен органогенными известняками, в которых ранее был определен богатый комплекс микрофоссилий, указывающий на позднерифейский возраст. Восточное широкое и западное узкое крылья принадлежат вулканогенной морозовской свите (RF_3mr), а ядро синклинали — сокольнинской свите (RF_3-Vsk), терригенной толще с прослоями кислых эффузивов.

Во время летних полевых сезонов 2012 и 2013 гг. детально изучена и описана морозовская свита. По результатам проведенных исследований было установлено, что морозовская свита позднерифейского возраста (RF_3mr) в северо-восточной части хребта Пай-Хой

представлена разнообразными вулканогенными породами — вулканокластическими и эффузивными. Трахибазальты и чередующиеся с ними литокристаллокластические туфы трахибазальтового состава имеют преобладающее распространение и слагают низы свиты. Вверх по разрезу они сменяются трахиандезибазальтами и трахиандезитами, имеющие фрагментарные выходы. Литокристаллокластические туфы риодацитового состава приурочены к верхам свиты [2].

По химическому составу (см. таблицу) среди образований морозовской свиты выделяется широкая гамма пород основного, среднего и кислого состава, которые по-своему петротипу соответствуют трахибазальтам, трахиандезибазальтам, трахиандезитам и риодацитам. Породы основного и среднего составов относятся к субщелочной серии, а кислые вулканиды — к серии нормальной щелочности. Исходя из содержания K_2O подавляющая часть вулканидов морозовской свиты относится к умеренно- и высококалиевым породам. При умеренных содержаниях Al_2O_3 (13.1—17.84) по величине коэффициента глиноземистости alg (0.82—2.09) вулканиды являются низко- и высокоглиноземистыми породами. Также образования морозовской свиты характеризуются как низкотитанистые породы.

Для сравнения на диаграммы были нанесены точки составов пород бедамельской серии поднятия Оченырды. Вулканиды очетывисской свиты по химическому составу соответствуют базальтам, трахибазальтам, андезибазальтам и андезитам серии нормальной щелочности. Породы являются умеренно- и высококалиевыми и натровыми. По содержанию Al_2O_3 базальты низко- и высокоглиноземистые, андезибазальты и андезиты высокоглиноземистые.

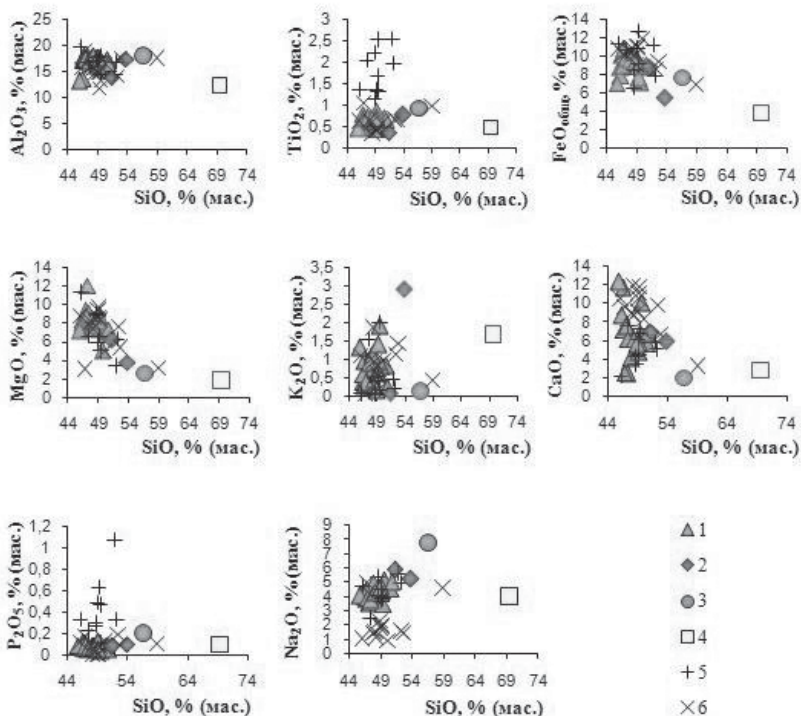
Породы лядгейской свиты по химизму соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам субщелочной серии. По соотношению калия и натрия в породе являются калиевыми (низко- и умеренно калиевыми) породами, хотя некоторые составы имеют натриевый уклон. Вулканиды характеризуются как высокоглиноземистые и высокотитанистые породы.

На вариационные диаграммы Харкера (см. рисунок), где по одной оси откладывается содержание SiO_2 , а по другой — остальные оксиды, нанесены фигуративные точки для составов вулканидов морозовской свиты и бедамельской серии (очетывисской и лядгейской свит). На диаграммах видно, что вулканиды морозовской свиты характеризуются широкими вариациями составов. Так, в породах основного состава (трахибазальтах) содержание MgO , CaO уменьшается, а содержание K_2O , FeO , Na_2O возрастает с увеличением содержания SiO_2 . Незначительно меняются лишь содержания Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 (см. рисунок). В породах среднего состава (трахиандези-

Химические составы (мас.%) и петрохимические характеристики пород морозовской свиты

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	СУММА	Na ₂ O/K ₂ O	al'	г'
2705-01	47.96	0.68	17.57	1.97	7.85	0.18	8.11	4.13	4.96	0.69	0.087	4.27	99.24	7.19	0.98	18.61
2705-02	46.41	0.54	17.1	2.45	6.56	0.2	8.02	8.69	4.01	0.38	0.06	5.58	100	10.55	1.00	17.57
2705-03	47.28	0.6	17.8	2.53	7.92	0.23	12.05	2.44	3.55	0.37	0.05	5.17	100	9.59	0.79	23.10
2705-04	50.62	0.72	17.4	2.4	6.64	0.18	6.98	5.67	4.54	0.82	0.08	3.97	100	5.54	1.09	16.74
2708-03	46.72	0.6	17.81	2.96	7.43	0.2	8.16	7.17	3.81	0.27	0.07	4.81	100	14.11	0.96	19.15
2708-05	46.8	0.79	17.29	1.67	9.3	0.15	9.33	2.54	4.44	0.95	0.064	4.86	99.11	4.67	0.85	21.09
2711-01	46.5	0.47	13.52	2.45	5.68	0.15	8.35	11.74	4.11	0.58	0.11	5.54	99.77	7.09	0.82	16.95
2713-01	45.82	0.44	13.1	2.04	5.24	0.15	7.13	12.38	4.06	1.3	0.084	7.33	99.59	3.12	0.91	14.85
2714-01	49.64	0.59	15.81	2.68	4.74	0.15	5.04	10.05	5.12	0.81	0.04	5.34	100	6.32	1.27	13.05
2716-01	48.15	0.62	16.61	2.9	6.3	0.18	8.21	6.43	4.06	1.1	0.08	5.36	100	3.69	0.95	18.03
2720-01	49.49	0.43	17.03	2.05	5.81	0.18	8.05	6.76	3.48	1.91	0.06	4.75	100	1.82	1.07	16.34
2721-01	47.01	0.69	17.32	2.94	6.37	0.18	8.59	7.53	3.9	0.36	0.08	5.03	100	10.83	0.97	18.59
2739-01	47.42	0.7	16.97	3.42	6.67	0.16	8.93	6.15	3.72	0.89	0.06	4.9	100	4.18	0.89	19.72
2739-03	49.26	0.85	16.41	2.26	7.58	0.21	7.33	5.82	4.27	1.41	0.063	3.07	99.29	3.03	0.96	18.02
2739-05	50.75	0.64	16.51	3.49	5.87	0.2	7.2	6.74	5.02	0.22	0.05	3.3	100	22.82	1.00	17.20
2744-01	48.26	0.66	17.83	2.41	7.44	0.19	7.69	6.15	4.3	0.43	0.06	4.59	100	10.00	1.02	18.20
2746-04	49.12	0.7	16.15	1.6	8.27	0.19	8.78	4.76	4.68	0.61	0.12	3.95	99.76	7.67	0.87	19.35
2746-05	48.99	0.68	17.59	2.54	7.03	0.18	8.15	5.56	4.48	0.15	0.05	4.58	100	29.87	0.99	18.40
2724-01	53.78	0.77	17.43	1.59	4.06	0.11	3.8	5.89	5.26	2.89	0.1	4.31	100	1.82	1.84	10.22
2741-01	51.24	0.36	13.88	1.36	7.67	0.17	6.13	6.98	5.87	0.05	0.082	4.57	99.12	117.40	0.92	15.52
2725-01	56.82	0.93	17.84	1.53	6.34	0.069	2.62	2.01	7.67	0.1	0.19	3.05	99.8	76.70	1.70	11.42
2737-01	69.62	0.46	12.17	2.34	1.78	0.085	1.7	2.86	3.98	1.66	0.1	2.95	99.89	2.40	2.09	6.28

Примечание: 2705-01, 2705-02, 2705-03, 2705-04, 2708-05, 2716-01, 2720-01, 2739-01, 2739-05, 2739-03, 2744-01, 2746-04, 2746-05 – литокристаллокластические туфы трахибазальтового состава; 2708-03, 2711-01, 2713-01, 2714-01, 2721-01 – трахибазальты; 2724-01, 2741-01 – трахиандезитобазальты; 2725-01 – трахиандезит; 2737-01 – литокристаллокластический туф риодацитового состава; al' – глиноземистость; г' – железистость. Содержания породообразующих элементов определены в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН рентгено-флуоресцентным анализом.



Диаграммы Харкера (Harker, 1909) для пород морозовской свиты (RF₃mr) и бедамельской серии (RF₃bd). Примечание к диаграммам: морозовская свита (RF₃mr): 1 — трахибазальты; 2 — трахиандезитбазальты; 3 — трахиандезиты; 4 — риодациты; бедамельская серия (RF₃bd): 5 — лядгейская свита (RF₃ld); 6 — очетывисская свита (RF₃оџ)

базальтах, трахиандезитах) содержания MgO, FeO снижаются, а концентрации P₂O₅, CaO, Na₂O остаются практически неизменными с очень слабой тенденцией к снижению. Содержания Al₂O₃, TiO₂, K₂O в этих породах возрастают с увеличением концентрации SiO₂.

Диаграммы Харкера иллюстрируют близость составов вулканитов морозовской свиты и бедамельской серии (очетывисской и лядгейской свит): точки составов образуют практически единые тренды. Петрохимическим отличием вулканитов лядгейской свиты является повышенное содержание TiO₂ и P₂O₅ в них. Очетывисская свита отличается пониженными концентрациями Na₂O.

Все вулканиты морозовской свиты относятся к породам известково-щелочной серии, толеитовые серии на Пай-Хое среди докембрийских вулканитов пока не выявлены. По сравнению с ними по-

роды бедамельской серии (RF_3bd) поднятия Оченырды более разнообразны: низы разреза слагают вулканиты толеитовой серии (очетывисская свита), а в верхней части (лядгейская свита) большинство составов тяготеет к тренду дифференциации известково-щелочной серии.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования вулканогенных пород морозовской свиты был использован ряд диаграмм (Мияширо, Лутца, Э. Муллена), позволяющие разграничить различные палеоокеанические обстановки и построенные по пороодообразующим элементам. Согласно диаграммам, фигуративные точки составов вулканитов локализуются в полях островодужных образований вулканических дуг.

Таким образом, сравнив химический состав и палеогеодинамические обстановки формирования пород морозовской свиты северо-восточной части хребта Пай-Хой и бедамельской серии хребта Оченырды мы предполагаем, что вулканиты сформировались в единой надсубдукционной обстановке, но в разных участках сложной островодужной системы: во фронте формировались вулканиты очетывисской и лядгейской свиты, а в тылу — вулканогенные породы морозовской свиты.

Литература

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

2. Канева Т. А. Петрология вулканитов морозовской свиты (RF_3ms) хребта Пай-Хой // Человек и окружающая среда: I Всероссийская научная конференция студентов и аспирантов: тезисы докладов. Сыктывкар: СыктГУ, 2013. С. 56.

3. Соболева А. А., Куликова К. В. Докембрийские палеоостроводужные комплексы в составе протоуралид-тиманид Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 326—327.

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ПОРОДЫ

КОНГОРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. И. Карпова¹, К. В. Куликова², И. Д. Соболев³

¹СыктГУ, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ³ГИН РАН, Москва

Слагающие небольшие многочисленные тела субщелочные и щелочные диориты и габброиды Малоуральской зоны Полярного Урала интерпретируются либо как меланократовые расслоенные кумулаты магмы, сформировавшей крупный Лагортинско-копельский (Собский) батолит, либо выделяются как более поздний конгорский комплекс [2, 4]. Любое детальное изучение этих пород позволит внести ясность в эту проблему и позволит типизировать данные породы.

Петротипом конгорского комплекса является Конгорский монцогаббро-диоритовый массив, расположенный в пределах Малоуральской палеоостроводужной системы.

Возраст конгорского комплекса определяется по геологическим соотношениям как средне-позднедевонский. U-Pb датирование отдельных зерен цирконов из габброидов и монцодиоритов в конгорском комплексе дало возраст 391—392 млн лет [3].

Породы конгорского комплекса слагают разновеликие интрузии, как самостоятельные, так и в составе Собского полихронного интрузивного массива, кроме того, ими сложены дайки и другие гипабиссальные тела в поле развития среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ Малоуральской зоны. В целом образования комплекса протягиваются прерывистыми выходами вдоль восточного края Собского батолита и незакономерно локализуются в поле осадочно-вулканогенных толщ.

Контакты массивов, сложенных породами комплекса, с собским тоналитами имеют рвущий интрузивный характер, зачастую они тектонизированы.

В строении интрузивных массивов конгорского комплекса участвуют различные петрографические разности пород, которые связаны постепенными переходами. Наиболее распространенными являются амфиболовые габбро, иногда содержащие биотит. Также широко развиты диориты. Породы имеют однородную, либо такситовую текстуру, гипидиоморфнозернистую, иногда пойкилитовую разноминеральную структуру. Часто наблюдаются катаклазированные зоны.

Химический состав пород конгорского комплекса представлен в таблице. Согласно петрохимической классификации породы, сла-

Состав пород конгорского комплекса

Масс.%	И17/11	И21/11	И22/11	И8а/11	И23/11	И11а/11	И2/11	И3/11	И5/11	И7/11	И8/11	И11б/11	И9/11	И11в/11	И10/11
SiO ₂	50.64	50.14	51.24	48.74	52.12	51	53.97	54.34	54.61	54.67	54.06	54.15	54.7	58.02	58.66
TiO ₂	0.67	0.62	0.53	3.47	0.59	1.12	0.51	0.49	0.42	0.47	0.49	0.54	0.51	0.58	0.58
Al ₂ O ₃	17.97	17.12	17.07	13.08	17.75	16.34	12.66	14	9.06	11.5	13.29	12.11	14.43	13.7	11.21
Fe ₂ O ₃	4.51	4.58	4.18	6.75	3.72	4.05	3.68	3.57	3.92	3.23	3.76	4.66	3.37	2.73	3.08
FeO	4.94	5.6	5.32	6.43	5.09	6.02	4.8	4.69	5.01	5.04	4.91	5.61	4.78	3.45	3.8
MnO	0.18	0.2	0.18	0.24	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17	0.15	0.15	0.19	0.15	0.12	0.13
MgO	4.93	6.14	5.45	4.61	5.23	5.04	9.23	7.76	11.68	9.92	7.79	7.36	7.13	6.53	7.73
CaO	8.47	9.7	9	8.43	9.47	9.83	8.35	8.35	8.73	8.16	9.12	9.2	8.23	5.79	6.37
Na ₂ O	3.05	2.8	3.52	3.91	3.02	3.16	2.97	3.16	2.63	2.69	3.05	2.79	3.46	3.25	3.11
K ₂ O	1.01	0.93	1.09	1	0.91	0.73	1.13	1.23	0.96	1.37	1.19	1.31	1.01	3.16	2.94
P ₂ O ₅	0.25	0.23	0.19	1.14	0.23	0.2	0.19	0.21	0.15	0.16	0.21	0.17	0.2	0.25	0.26
п.п.п.	3.37	1.95	2.23	2.21	1.72	2.13	2.36	2.05	2.67	2.65	2	1.92	2.03	2.44	2.15
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O-	0.67	0.35	0.28	0.31	0.31	0.2	0.35	0.23	0.34	0.3	0.24	0.22	0.31	0.45	0.32
CO ₂	0.08	0.08	0.06	0.13	0.09	<0.10	<0.10	0.14	0.17	0.02	0.12	0.08	0.02	0.04	0.03
Sc*	36	37	39	32	32	44	40	35	40	34	33	27	34	42	24
Zr*	94	70	64	320	84	92	76	83	94	120	82	130	75	67	130
Ga*	32	29	34	37	34	27	17	24	21	17	28	19	27	20	27
Ba*	130	100	200	210	90	<0,10	270	240	90	180	150	360	120	210	270
Str*	850	700	760	490	910	400	550	640	490	550	640	580	670	610	640
F*	320	250	380	320	450		250	350	350	280	380	500	420	660	660

Примечание. Содержание породообразующих компонентов (мас. %) определено рентгенофлуоресцентным методом, содержание малых элементов * (г/т) количественным рентгено-спектральным анализом в ИГ Коми НЦ УрО РАН.

гающий конгорский комплекс, являются представителями основных пород (содержание SiO_2 от 48.74 до 51.24 мас. %) и принадлежат семействам габброидов и субщелочных габброидов, а также средних пород — в диоритах содержание SiO_2 от 53.97 до 54.7 мас. %, в кварцевых диоритах около 58 % (рис. 1). Породы конгорского комплекса в основном характеризуются К-На типом щелочности, в значительно меньшей степени Na-типом [1].

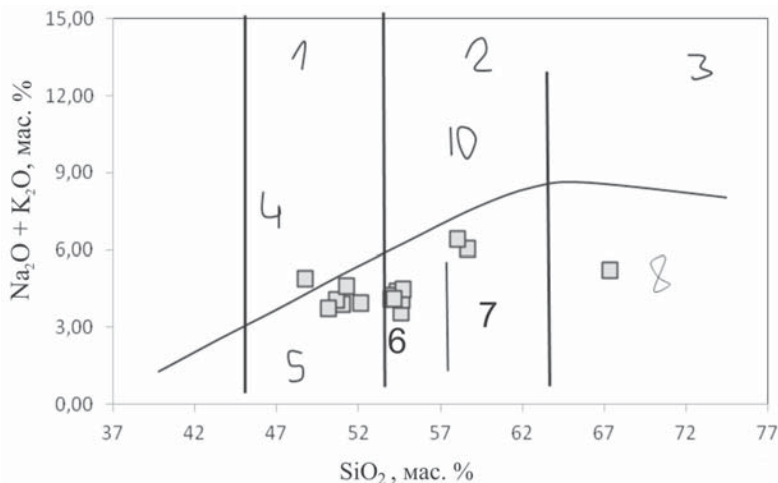


Рис. 1. Систематика интрузивных пород конгорского комплекса: 1 — основные; 2 — средние; 3 — кислые; 4 — субщелочные габброиды; 5 — габброиды; 6 — диориты; 7 — кварцевые диориты; 8 — гранодиориты; 9 — субщелочные граниты; 10 — субщелочные кварцевые диориты

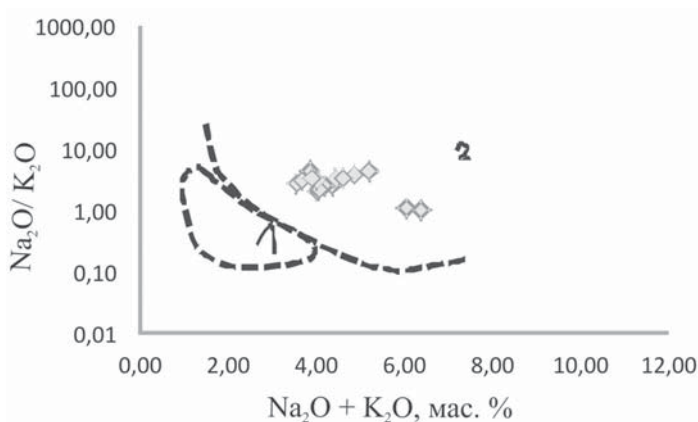


Рис. 2. Вариационная диаграмма Мияширо. Область состава окраинных морей; 2- область состава островодужных вулканитов

На вариационных диаграммах Харкера прослеживается снижение CaO и $\text{FeO}_{\text{общ}}$ при росте SiO_2 во всех типах пород, а концентрация MgO уменьшается с ростом SiO_2 только в диоритах и кварцевых диоритах. Содержания Al_2O_3 (8—18%) равномерно распределено по отношению к SiO_2 .

На вариационной диаграмме Мияширо (сумма щелочей — отношение Na_2O к K_2O), позволяющей разграничить различные палеоокеанические обстановки, следует, что фигуративные точки составов пород конгорского комплекса попадают в область островодужных обстановок (рис. 2).

Литература

1. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие / Богатиков О. А., Голбшакова В. И., Ефремова С. В. и др. М: Недра, 1981. 160 с.
2. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю., Носиков М. В. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2009.
3. Соболев И. Д., Хоуриган Дж. К., Соболева А. А. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS), датирования цирконов из пород конгорского комплекса (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 215—218.
4. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

ПРОИЗВОДНЫЕ ИЗОРЕНИЕРАТЕНА В СОСТАВЕ АРОМАТИЧЕСКОЙ ФРАКЦИИ БИТУМОИДА ДОМАНИКОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т. А. Кирюхина¹, Н. С. Бурдельная², Д. А. Бушнев²

¹СыктГУ, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

tanya-coal@mail.ru

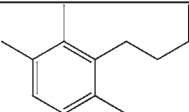
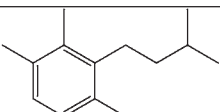
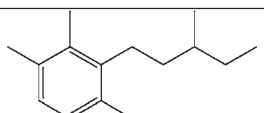
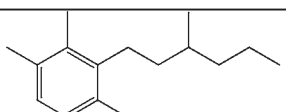
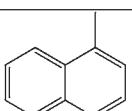
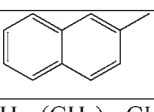
Одними из наиболее примитивных живых организмов являются зеленые серные бактерии рода *Chlorobiaceae* [1]. Необходимым условием их существования является наличие растворенного сероводорода в фотическом слое вод. Интересной особенностью химического состава зеленых серных бактерий является наличие у них специфического изопреноида — изорениератена [2, 3]. Присутствие в составе ископаемого органического вещества (ОВ) осадочных пород производных изорениератена является достоверным доказательством сероводородного заражения, охватывающего фотическую зону. Сам изорениератен является достаточно реакционноспособным, поэтому в составе ископаемого ОВ можно обнаружить только его производные [4]. Для диагностики генетической взаимосвязи производных изорениератена и фотосинтезирующих серных бактерий необходим анализ изотопного состава углерода (ИСУ) соответствующих соединений, поскольку обращенный цикл трикарбоновых кислот приводит к аномально высокому накоплению ¹³C в их липидах [5].

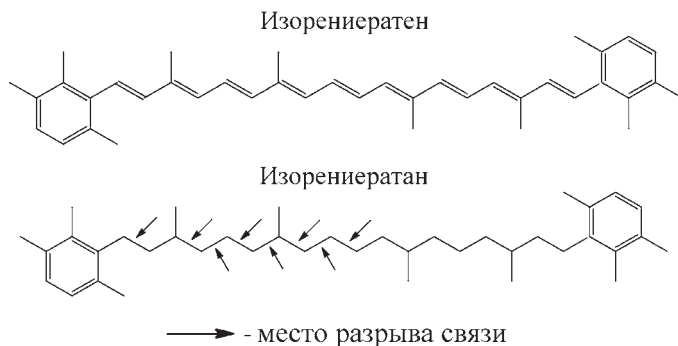
Нами были проанализированы ароматическисе фракции битумоидов доманиковых пород, отобранных из разрезов по р. Шарью. Для получения ароматической фракции, содержащей производные изорениератена, была использована колоночная хроматография. Колонку заполняли силикагелем (Fluka), переносили растворенную в н-гексане фракцию и элюировали н-гексаном. Фракции объемом 5 мл, анализировали с помощью газовой хроматографии на хроматографе “Кристалл-2000М”. Идентификация производных изорениератена осуществлялась методом хромато-масс-спектрометрии. ХМС анализ выполнялся на приборе QP2010 Ultra фирмы Shimadzu. Анализ ИСУ индивидуальных соединений выполнялся методом GC-IRMS на масс-спектрометре Delta V Advantage (Thermo), соединённом с хроматографом Trace GC Ultra через окислительный реактор и систему переключения потоков GC IsoLink.

В составе фракций 10-11 были обнаружены низкомолекулярные производные изорениератена. Так, на масс-фрагментограмме представлены триметилалкилбензолы состава C₁₃-C₁₉, масс-спектры ко-

торых характеризуются наличием основных фрагментарных ионов с $m/z = 133, 134$ и соответствующего молекулярного иона [6]. Все имеющиеся данные указывают на присутствие гомологического ряда углеводов с насыщенной изопреноидной цепью нерегулярного строения. В битумоиде доманика р. Лыаель ранее фиксировалось присутствие как короткоцепочечных производных арилизопреноидов, так и высших производных арилкаротиноидов, причем биароматические арилкаротиноиды состава C_{40} с насыщенной полиеновой цепью были представлены несколькими изомерами с разным замещением метильного радикала в ароматическом ядре (Бушнев, 2002).

В таблице представлен ИСУ производных изорениратена, нафталинов, n-алканов исследованных двух образцов битумоида из разреза р. Шарью:

	Ш 38/39	Ш 40/41
	$\delta^{13}C, \text{‰}$	
	-21.4	-21.8
	-19.0	-20.2
	-17.1	-18.5
	-16.4	-17.8
	-29.0	-28.8
	-28.5	-29.0
$CH_3-(CH_2)_n-CH_3$	-31.9	-31.9



Получили, что для обоих образцов значение $\delta^{13}\text{C}$ для производных изорениератена равно от -21.8 до -16.4 ‰, для нафталинов — от -29.0 до -28.5 ‰, для н-алканов $\delta^{13}\text{C}$ равно -31.9 ‰. Значение $\delta^{13}\text{C}$ для производных изорениератена выше, чем для нафталинов и н-алканов, это говорит об их обогащенности тяжёлым изотопом углерода, по сравнению с другими липидами поступавшими в осадок. Можно полагать, что источником производных изорениератена доманиковых отложений являются зеленые серные бактерии рода *Chlorobiaceae*, а накопление органического вещества доманика в условиях аноксии фотического слоя вод получило новое доказательство.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00699-а и программ фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 12-У-5-1027 и 12-М-5-2047.

Литература

1. *Summons R. E. and Powell T.* Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology // *Nature*. 1986. Vol. 319. P. 763—765.
2. *Repeta D. J.* A high resolution historical record of Holocene anoxygenic primary production in the Black Sea // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. Vol. 57. P. 4337—4342.
3. *Sinninghe Damste J. S., Wakeham S. G., Kohnen M. E. L., Hayes J. M. and de Leeuw J. W.* A 6.000-year sedimentary molecular record of chemocline excursion in the Black Sea // *Nature*. 1993. V. 363. P. 827—829.
4. *Van der Meer M. T. J., Schouten S., Sinninghe Damste J. S.* The effect of the reversed tricarboxylic acid cycle on the ^{13}C contents of bacterial lipids // *Org. Geochem*. 1998. Vol. 28. P. 527—533.
5. *Koopmans M. P., Koster J., Van Kaam-Peters H. M. E. et al.* Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: Molecular indicators for photic zone anoxia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 4467—4496.
6. *Остроухов С. Б., Арефьев О. А., Макушина В. М., Забродина М. Н., Петров Ал. А.* Моноциклические ароматические углеводороды с изопреноидной цепью // *Нефтехимия*, 1982. Т. XXII. № 6. С. 723—728.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ о. ФУЭРТЕВЕНТУРА (ИСПАНИЯ)

Н. С. Ковальчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kovalchuk@geo.komisc.ru

Последние десятилетия отмечены находками алмазов в карбонатах в районе хребта Южный Нуратау (Чагатайский комплекс) на Тянь-Шане [1]. Позже были обнаружены алмазы в карбонатитах о. Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) [2]. При детальном исследовании поверхности алмазов из канарских карбонатитов в них были обнаружены включения минеральных фаз Ce-, Ce-La-Nd-состава, которые позволили сделать вывод, что, по крайней мере, внешняя зона кристаллов алмазов была сформирована одновременно с кристаллизацией редкоземельных фаз преимущественно Ce-состава [3]. В связи с этим, исследование редкоземельной минерализации нам представляется весьма актуальным для выявления некоторых особенностей образования алмазосодержащих канарских карбонатитов.

Карбонатиты о. Фуэртевентура представлены маломощными (от 2–3 м до 1–5 см) жильными телами, которые секут все породы базального комплекса, включая пироксениты, мельтейгит-ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, нефелиновые габбро, нефелиновые монзониты, сиениты. Образование карбонатитов связывают с подводной стадией образования острова и относят к начальным субаэральным этапам его формирования, что отвечает возрасту около 25–39 млн лет [4]. Карбонатиты являются исключительно кальцитовыми и сформированы преимущественно высокостронциевым кальцитом, при существенно низком содержании апатита, флогопита, гематита, магнетита, барита, а также монацита и циркона. Акцессорные минералы представлены пироксеном, эпидотом, ильменитом, пиритом и редкоземельными минералами. Формирование канарских карбонатитов происходило непосредственно в ходе кристаллизации магматического карбонатного расплава. Среди канарских карбонатитов выделены карбонатиты I типа, залегающие среди нефелиновых сиенитов и II типа, секущие пироксениты [3].

Минеральный состав редкоземельных фаз в канарских карбонатитах характеризуется огромным разнообразием, среди них отмечают преимущественно фазы либо силикатно-фосфатного состава, либо окисно-карбонатного характера (см. таблицу). В карбонатит-

тах I типа диагностированы: апатит-(Sr), монацит-(Ce), анкилит-(Ce), бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), синхизит-(Ce), стронционит, бритоцит-(Ce), алланит-(Ce), кайнозит. Карбонатиты II типа довольно существенно отличаются по составу редкоземельных фаз, в них присутствуют апатит (Sr-Ce), монацит, карбоцернаит, дакингшанит-(Ce), эшинит-(Ce), ниобозшинит-(Nd,Ce), фергусонит-(Ce), сервандонит-(Ce), церианит. Микрокристаллы алмазов и графита высокой степени кристалличности были обнаружены в карбонатитах I типа [2].

Редкие и редкоземельные минералы в канарских карбонатитах

<i>Карбонатиты I типа</i>	<i>Карбонатиты II типа</i>
Апатит-(Sr)	Апатит-(Sr-Ce)
Монацит-(Ce)	Монацит-(Ce)
Анкилит-(Ce)	Монацит-(La)
Бастнезит-(Ce)	Карбоцернаит
Паризит-(Ce)	Дакингшанит-(Ce)
Синхизит-(Ce)	Эшинит-(Ce)
Стронцианит	Ниобозшинит-(Nd,Ce)
Бритоцит-(Ce)	Фергусонит-(Nd,Ce)
Алланит-(Ce)	Сервандонит-(Ce)
Кайнозит	Церианит
Барит	Барит
Циркон	Циркон

Мы обращаем особое внимание на присутствие в этих породах редкоземельных компонентов, входящих в другие минеральные фазы в качестве примесей и образующих собственные минералы. Не исключено, что именно эти минералогическо-геохимические особенности могут быть информативными при определении механизма формирования алмазов в канарских карбонатитах. Химический состав описываемых фаз приводится по данным микрозондового анализа.

Апатит относительно часто встречается в исследуемых карбонатитах и тесно ассоциирует с монацитом. Он образует чаще сглаженные зерна округлой, вытянутой и угловатой форм, но встречается также и в виде относительно хорошо выраженных кристаллов. В качестве примесей канарский апатит содержит SrO (1.32–4.50 мас. %), Ce_2O_3 (1.19–4.04 мас. %), Nd_2O_3 до 1.48 мас. % и La_2O_3 до 1.97 мас. %, которыми он обогащается с поверхности, образуя зональные кристаллы. В составе апатита из карбонатитов I типа редкоземельных примесей не обнаружено [5].

Монацит постоянно наблюдается в канарских карбонатитах, в том числе совместно с апатитом, по отношению к которому может образовывать каемки, сростания с внешней стороны зерен апатита и заполняет трещины в апатите. По характеру взаимоотношений с апатитом монацит является более поздним минералом, так как заполняет в нем трещины [6]. Кроме того, монацит образует друзоподобные сростки в гематите и апатите. Монацит имеет переменчивый состав, однако постоянно характеризуется присутствием большого количества La_2O_3 , содержание которого характеризуется значениями — 9.62–25.72 мас. %. Содержание Ce_2O_3 в минерале составляет широкие вариации значений: от 5.84 до 41.34 мас. %. В качестве основных примесей отмечается присутствие Nd_2O_3 (2.44–12.50 мас. %), Pr_2O_3 (1.73–5.26 мас. %) и CaO (0.40–7.85 мас. %). Иногда встречается SrO , содержание которого достигает 1.11 мас. % в карбонатитах II типа. По некоторому незначительному преобладанию одного из элементов выделены монацит-(Ce) и монацит-(La). В карбонатитах I типа встречается исключительно цериевая разновидность, при этом содержание SrO в минерале имеет высокие значения — 1.23–7.75 мас. %. Монацит в карбонатитах II типа часто имеет неоднородный состав — это наблюдается в изменении окраски и образовании нестабильных цериевых фаз, состав которых близок к церианиту.

Кроме того, **церианит** образует скопления зерен, имеющих вид шариков, размером 2–3 мкм в пороодообразующем кальците. В его составе отмечены примеси: CaO — 3.63 мас. %, P_2O_5 — 2.30 мас. %, Fe_2O_3 — 1.78 мас. % и SiO_2 — 0.93 мас. %.

Среди редкоземельных фосфатов в карбонатитах I типа была встречена фаза, которая совместно со сфеном образует пластинчатые включения в перовските. В ее составе отмечено высокое содержание TiO_2 . Химический состав фазы близок к **бритолиту-(Ce, Ti)** и имеет следующий вид (мас. %): TiO_2 — 29.14, Ce_2O_3 — 22.71, P_2O_5 — 12.95, La_2O_3 — 12.65, CaO — 5.82, Nd_2O_3 — 5.13, Fe_2O_3 — 1.72, SiO_2 — 1.02, ThO_2 — 0.92.

Канарские карбонатиты I типа содержат большое количество минералов группы бастнезита — это собственно **бастнезит-(Ce)**, **паризит-(Ce)** и **синхизин-(Ce)**. Они наблюдаются в кавернозных полосках кальцита, образуя агрегаты неопределенной формы, чаще представляют собой сростки и имеют неустойчивый состав. Средний химический состав синхизина-(Ce) (мас. %): Ce_2O_3 — 19.85, CaO — 16.80, La_2O_3 — 13.05, Nd_2O_3 — 5.07, Y_2O_3 — 2.75, кроме того в его составе обнаруживаются примеси Pr_2O_3 (до 1.74 мас. %), Sm_2O_3 (до 1.23 мас. %) и Dy_2O_3 (до 1.14 мас. %). Паризит-(Ce), также является неустойчивым и характеризуется большим разбросом значений

в составе: Ce_2O_3 — 19.03–27.87 мас. %, La_2O_3 — 15.40–17.17 мас. %, CaO — 7.19–10.87 мас. %, Nd_2O_3 — 5.41–7.02 мас. %, Y_2O_3 — 2.19–3.42 мас. %, при этом других редкоземельных элементов обнаружено не было. Бастнезит-(Ce) встречается в кавернозной полости бестронциевого кальцита и имеет следующий химический состав (мас. %): Ce_2O_3 — 28.33, La_2O_3 — 18.18, Nd_2O_3 — 7.21, CaO — 5.28, Y_2O_3 — 2.59, Gd_2O_3 — 1.40.

Стронцианит наблюдается только в карбонатах I типа, образует вытянутые зерна, заполняя трещины и каверны в породообразующем карбонате. Его химический состав имеет значения: SrO — 42.88–55.52 мас. %, CaO — 5.54–14.20 мас. %, кроме этого, в некоторых случаях были встречены примеси Sr_2O_3 (0.61–2.61 мас. %) и BaO (1.15–1.95 мас. %).

В карбонатах II типа обнаружен карбонат стронция сложного состава диагностированный как **дакингшанит-(Ce)**. Зерно имеет удлиненно-призматическую форму, вытянутую вдоль трещины в карбонате. Его состав характеризуется значениями (мас. %): SrO — 24.91, CaO — 23.39, Ce_2O_3 — 7.67, P_2O_5 — 6.14, La_2O_3 — 4.98.

Карбоцеранит представлен многочисленными округлыми и вытянутыми включениями в кальците, размером 5–10 мкм и обнаружен только в карбонатах II типа. Его средний химический состав имеет следующий вид (мас. %): CaO — 18.22, SrO — 15.88, Ce_2O_3 — 8.50, La_2O_3 — 5.72, Nd_2O_3 — 1.20.

Анкилит-(Ce) распространен в карбонатах I типа, чаще образует скопления округлых зерен в кавернозных полостях кальцита. Нередко можно встретить зерна с четкой кристаллографической огранкой, образующей форму удлиненно-призматического габитуса с четко выраженной пирамидальной вершинкой. При зондовом анализе отличается неустойчивостью, что проявляется выгоранием в точке анализа под электронным пучком, по всей видимости, вызванным присутствием в минерале существенного количества воды. Минерал содержит примеси CaO и по составу близок к кальциоанкилиту-(Ce). Его состав характеризуется значениями (мас. %): Ce_2O_3 — 22.18–22.49, La_2O_3 — 14.17–15.77, SrO — 9.81–17.50, CaO — 4.33–6.62, Nd_2O_3 — 4.66–5.33.

Эшинит-(Ce) распространен в карбонатах II типа, в которых он образует многочисленные кристаллы октаэдрические габитуса. Часто зерна имеют округлую форму и располагаются пространственно вблизи выделений апатита и флогопита. Химический состав минерала имеет следующие значения (мас. %): Nb_2O_5 — 40.52–51.58, Ce_2O_3 — 6.96–12.07, CaO — 8.02–14.24, TiO_2 — 7.45–11.86, Nd_2O_3 — 0.94–2.69, La_2O_3 — 2.32–2.83, Na_2O — 1.60–2.75, Fe_2O_3 — 0.74–2.05,

SrO — 0.70—1.17, иногда содержит примесь Ta₂O₅ до 1.83 мас.%. Минерал нередко содержит включения слюды. В некоторых случаях были встречены неоднородные зональные кристаллы эшинита, краевые зоны которых обогащены Ce₂O₃ (до 22.95 мас. %), Nd₂O₃ (до 14.20 мас. %), Pr₂O₃ (до 4.55 мас. %) и Sm₂O₃ (до 1.68 мас. %). Содержание ThO₂ в таких кристаллах постоянно и составляет 1.55—1.66 мас. %. Фаза в краевых частях может быть диагностирована как **ниобэшинит-(Nd,Ce)**.

Алланит-(Ce) распространен в карбонатитах I типа, минерал заполняет каверны и трещины в кальците, чаще составляет сростки с синхизином-(Ce), паризитом-(Ce) и бритолитом-(Ce). Его химический состав имеет значения (мас. %): SiO₂ — 21.79—35.22, Al₂O₃ — 11.78—22.35, CaO — 14.03—33.89, Fe₂O₃ — 4.13—9.41, Ce₂O₃ — 2.64—6.70, La₂O₃ — 1.58—4.37, SrO — 1.13—3.43. В виде примеси редко встречается Nd₂O₃ до 1.49 мас. %.

Бритолит-(Ce) заполняет каверны и полости в кальците, встречается в карбонатитах I типа. Зерна имеют неправильные очертания, чаще округлую форму, нередко зерна составляют сростки с алланитом-(Ce), кайнозитом и анкеритом. Химический состав минерала характеризуется следующими значениями (мас. %): Ce₂O₃ — 14.59—24.51, CaO — 13.34—27.31, La₂O₃ — 10.08—20.04, SiO₂ — 11.37—19.06, Nd₂O₃ — 3.16—7.23, P₂O₅ — 1.31—3.92. Кроме того, в составе бритолита-(Ce) иногда встречаются примеси Pr₂O₃ до 3.32 мас. %, Fe₂O₃ до 2.99 мас. %, SrO до 1.50 мас. %, в редких случаях в незначительных количествах присутствуют MnO, Al₂O₃, Y₂O₃ и SO₃.

В карбонатитах I типа был диагностирован еще один силикат TR — **кайнозит**. Главными компонентами в минерале являются CaO (до 44.43 мас. %) и SiO₂ (до 25.44 мас. %), в виде постоянных примесей наблюдаются Y₂O₃ (до 11.17 мас. %), Ce₂O₃ (до 6.19 мас. %), La₂O₃ (до 2.46 мас. %), Fe₂O₃ (до 2.11 мас. %) и SrO (до 1.41 мас. %). Кайнозит встречается в виде округлых зерен и составляет сростки с бритолитом-(Ce).

Сервандонит-(Ce) встречается в карбонатитах II типа, зерна которого не имеют определенной формы и обрастают вокруг крупного кристалла гематита. Средний химический состав минерала имеет вид (мас. %): Ce₂O₃ — 16.20, SiO₂ — 14.56, TiO₂ — 13.17, Fe₂O₃ — 7.73, Nd₂O₃ — 5.09, CaO — 1.56, Al₂O₃ — 1.44. Кроме того, в составе сервандонита-(Ce) иногда встречаются примеси La₂O₃ (до 14.96 мас. %), MgO (до 1.53 мас. %) и Eu₂O₃ (до 1.39 мас. %).

Циркон встречается в исследованных карбонатитах довольно редко. Он представлен зернами неправильной формы, в которых встречаются мелкие выделения баделиитовой фазы, отличающиеся в ре-

жиме упруго отраженных электронов более светлой окраской. В целом состав характеризуется небольшой примесью кальция — до 0.40 мас. %.

Барит в карбонатите II типа представлен единичными кристалломорфными зернами, которые нередко составляют сростки с пирротинном, гетитом и галенитом в стронциевом кальците, в виде примеси содержит Sr — 2.68 мас. %. В карбонатите I типа он заполняет полости в ортоклазе и характеризуется еще более высоким содержанием Sr — 3.45 мас. %.

Таким образом, установлено, что карбонатиты о. Фуэртевентура содержат разнообразные редкоземельные минеральные фазы постоянного элементного состава, которые имеют цериевую специфику. Акцессорные минералы зачастую также содержат примеси редких элементов. В ходе исследований выявлено, что канарские карбонатиты имеют типовое разнообразие минеральных редкоземельных фаз, схожее со многими карбонатитовыми объектами мира. Установлено, что карбонатиты I типа (алмазсодержащие) характеризуются в большей степени силикатно-фосфатным составом, а II типа имеют преимущественно карбонатно-оксидную специфику. Данное обстоятельство свидетельствует о различных геохимических условиях кристаллообразующей среды карбонатитов.

На основании изучения морфологических и геохимических особенностей редкоземельной минерализации можно сделать вывод, что при формировании канарских карбонатитов магматический расплав был насыщен TR и Sr изначально, это выражается в насыщении апатита TR, кальцита и апатита — стронцием. Выявленные самостоятельные редкоземельные и стронциевые минералы — стронцианит, церианит, карбоцернаит и другие могли образовываться на последней стадии кристаллизации расплава при изменении термодинамических условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31331. Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за предоставленный материал и научные консультации.

Литература

1. Djuraev A. D., Divaev F. K. Melanocratic carbonatites — New type of diamond bearing rocks, Uzbekistan. In: Mineral deposits: Processes to Processing. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 639–642.
2. Шумилова Т. Г. Находка алмазов и графитоподобного вещества в карбонатитах о. Фуэртевентура, Испания // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 10, 2005. С. 17–18.
3. Шумилова Т. Г. Карбонатиты острова Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазоносных пород / В кн.: Проблемы

геологии и минералогии. Отв. редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 248–261.

4. *Mucoz M., de Ignacio C., Sagredo J.* Fieldtrip Guide of Fuerteventura // IV Eurocarb EFS Workshop. Canary Island, Spain, 2003. 83 p.

5. *Ковальчук Н. С.* Редкоземельная минерализация в карбонатитах Косьюского комплекса (Средний Тиман) и о. Фуэртевентура (Испания) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-й Всероссийской научной конференции молодых ученых. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 103–106.

6. *Ковальчук Н. С.* Сравнительный анализ геохимических особенностей монацита в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман) и о. Фуэртевентура (Испания) // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 219–220.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ НИЖНЕ- И ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

П. А. Колесник

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

polina.kolesnik@bk.ru

Район развития образований докембрия на Приполярном Урале, включающий северную часть Ляпинского мегантиклинория, является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона и характеризуется сравнительно хорошей геологической изученностью. На всей площади проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000, неоднократно проводились и проводятся в настоящее время различные поисковые и тематические работы, в том числе специальные исследования, нацеленные на детальное послойное изучение стратотипических и опорных разрезов докембрия, сбор и определение ископаемых остатков, датирование отложений комплексом методов, изучение процессов седименто- и литогенеза, магматизма и метаморфизма, металлогенических особенностей магматических и метаморфических комплексов, а также обобщение картографических материалов. Однако, несмотря на сравнительно хорошую изученность, многие вопросы геологии района, особенно в части обоснованности выделения принятых стратиграфических подразделений протерозоя остаются нерешенными и дискуссионными. Прежде всего, это касается нижней части докембрийского разреза, охватывающего возрастной интервал ранний протерозой—ранний рифей.

Первая наиболее обоснованная стратиграфическая схема с посвитным делением метаморфических образований Приполярного Урала была предложена К. А. Львовым в 1959 г. [3]. В составе доордовикских метаморфических образований К. А. Львов выделил шатмагинскую свиту протерозойского возраста, а также ошизскую, пуйвинскую, шокуринскую, хобеинскую и маньинскую свиты, которые им были отнесены к кембрию (таблица).

Позднее стратиграфическая схема К. А. Львова неоднократно уточнялась, как в плане обоснования возраста, так и в плане объема тех или иных подразделений.

Так в результате региональных исследований, проведенных под руководством М. В. Фишмана в 1950-60 гг., на Приполярном Урале в стратиграфические построения К. А. Львова были внесены су-

шественные коррективы [8]. В схеме М. В. Фишмана нижняя толща доордовикской части разреза была выделена как николайшорская свита протерозойского возраста, а более молодые стратиграфические подразделения, относимые К. А. Львовым к кембрию, выведены на рифейский возрастной уровень. М. В. Фишман рассматривал ошизскую толщу как базальную для всего приполярноуральского рифея (таблица).

В 60-е годы воркутинскими геологами под руководством Л. Т. Беляковой в пределах рассматриваемой территории были проведены крупномасштабные (м-ба 1:50000) геологические съемки и иные геологоразведочные работы, в процессе которых осуществлялось целенаправленное изучение разреза докембрия. Они были сосредоточены в основном в северной и северо-западных частях Ляпинско-гомегантиклинория. Первоначально съемщиками выделялись свиты, названия которых соответствовали их литологическому наполнению, положение которых в разрезе в целом соответствовало стратиграфической схеме, предложенной М. В. Фишманом.

В начале 1970-х годов, в результате обобщения материалов вышеуказанных крупномасштабных геологических съемок, Л. Т. Белякова предложила несколько иной вариант посвитного деления докембрийских образований. С небольшими изменениями, внесенными самой Л. Т. Беляковой, ее схема была принята на III Уральском межведомственном стратиграфическом совещании и получила подтверждение на IV Уральском межведомственном стратиграфическом совещании [7].

В соответствии с этой схемой выделяются следующие стратиграфические подразделения: - няртинская свита нижнего протерозоя, маньхобеинская и щокурынская свиты нижнего рифея; пуйвинская свита среднего рифея, включающая базальную ошизскую толщу; верхнерифейские хобеинская, санаизская и саблегорская свиты; вендская лаптопайская свита (таблица).

Изучение взаимоотношений стратиграфических подразделений докембрия Приполярного Урала было продолжено в период 1981—1991 гг. в северной части Ляпинско-гомегантиклинория под руководством А. М. Пыстина и А. В. Вознесенского. В допалеозойском разрезе были выделены: нижнепротерозойский няртинский гнейсово-амфиболитовый комплекс, рифейские щокурынская, пуйвинская, хобеинская и мороинская свиты, позднерифейско-вендская саблегорская свита (таблица, [5]).

В 2001 г. была опубликована карта листа Q-40, 41 (Воркута), в пределах которой находится рассматриваемая нами территория, под редакцией О. А. Кондайна (ВСЕГЕИ). Согласно концепции, при-

нятой авторами геологической карты, на рассматриваемой территории нижнерифейские отложения не выделяются (таблица, [2]). Няртинский метаморфический (гнейсо-мigmatитовый) комплекс нижнего протерозоя переведен в ранг серии и разделен на две свиты: яроташорскую и няртаюсскую. Маньхобеинская и шокуринская свиты объединены в парнукскую серию и отнесены к среднерифейским образованиям, а пуйвинская свита и объединенные в патокскую серию, хобеинская, мороинская и саблегорская свиты отнесены к верхнему рифею.

В эти же годы проводились работы по геологическому доизучению территории листа Q-41-XXV под руководством В. Н. Иванова, охватывающего северную и центральную части Ляпинского мегантиклинория. Стратиграфическое расчленение метаморфических образований протерозоя, принятое авторами отчета, в основном соответствует схеме, утвержденной IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием. Однако при этом внесен ряд изменений в трактовку возраста стратиграфических подразделений протерозоя, в том числе: няртинская свита отнесена к нижнему рифею; маньхобеинская, шокуринская и пуйвинская свиты — к среднему рифею; хобеинская, мороинская и саблегорская свиты — к верхнему рифею (таблица).

Основанием для «омоложения» маньхобеинской и шокуринской свит послужили геохимические данные по карбонатным породам шокуринской свиты, полученные Я. Э. Юдовичем. Он показал, что эти породы характеризуются повышенным содержанием бария и по этому признаку могут коррелироваться с авзянской свитой среднего рифея Южного Урала. Однако этот вывод довольно дискуссионен, т. к. слагаемые авзянскую свиту известковистые образования практически по всему разрезу содержат строматолиты, что не характерно для шокуринской свиты. Кроме того, сами авторы публикации о геохимических особенностях пород шокуринской свиты не исключают возможность существования на Приполярном Урале иного бариевого геохимического горизонта, более древнего, чем авзянский [9].

По мнению Ю. Р. Беккера [1] шокуринскую свиту следует сопоставлять с онежской серий Карелии, принадлежащей к верхам разреза нижнего протерозоя. Этой же точки зрения придерживаются А. М. и Ю. И. Пыстины [6] на основании данных по изучению метаморфизма, структурной эволюции пород и минералогических исследований.

Кроме того, в легендах к картам масштаба 1:50 000, составленным под руководством А. М. Пыстина отсутствует маньхобеинская сви-

Сопоставление стратиграфических схем докембрия-кембрия Приполярного Урала

Акротема	Эоно-тема	Эра-тема	Сис-тема	Стратиграфические подразделения докембрия-кембрия					
				По К.А.Львову (1959)	По М.В.Фишману (1963)	Принятое на Ур. межвед. совещаниях (1977, 1994 гг. по Л. Т. Беляковой)	По А. М. Пыстину и др. (1986 г.)	По О. А. Кондаину и др. (2001 г.)	По В. Н. Иванову и др. (2002 г.)
Протерозойская	Фанерозойская	Палеозойская	Кембрийская	Ошизская, пуйвинская, щокуринская, хобеинская и маньинская свиты					
Верхний протерозой		Венд	Шатмагинская свита	Маньинская и хобеинская свиты	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.
	Верхний рифей	Саблегорская, санаизская, хобеинская свиты			Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты	Патокская серия (саблегорская, мороинская, хобеинская свиты) <i>Пуйвинская свита</i>	Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты		
		Средний рифей			<i>Пуйвинская(с ошизской толщей в низах свиты)</i>	<i>Пуйвинская свита</i>	Парнукская серия (щокуринская, <i>Маньхобеинская свиты</i>)	<i>Пуйвинская, щокуринская, маньхобеинская свиты</i>	
	Нижний рифей	Щокуринская, пуйвинская, ошизская свиты		<i>Щокуринская, Маньхобеинская свиты (выделена из состава николайшорской свиты)</i>	<i>Щокуринская свита</i>	-	<i>Няртинская свита</i>		
	Нижний протерозой				<i>Николайшорская свита</i>	<i>Няртинская свита</i>	<i>Няртинский комплекс</i>	<i>Няртинская серия: яроташорская и няртаюсская свиты</i>	-

та. Образования маньхобеинской свиты рассматриваются им как породы няртинского комплекса, частично или полностью перекрытосталлизованные в результате низкотемпературного диафтореза. В. Г. Оловянишников [4] также считал, что нет оснований для разделения няртинского комплекса и граничащей с ней маньхобеинской свиты, но в отличие от А. М. Пыстина он относил эти стратиграфические подразделения к среднему рифею.

Таким образом, нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют разные представления о возрасте пород шокуринской свиты, а так же есть сомнения и в возрасте пуйвинской свиты.

Основной целью нашей работы является установление взаимоотношений метаморфизованных образований нижнего и верхнего протерозоя, выделяемых на Приполярном Урале в пределах Ляпинского мегаантиклинория. Особое внимание будет уделено няртинскому комплексу, маньхобеинской, шокуринской и пуйвинской свитам.

В первую очередь в своей работе мы будем использовать уже имеющиеся у нас данные о вещественном составе и метаморфизме этих пород, об их структурных особенностях. В дальнейшем планируются маршрутные исследования в районе компактного размещения перечисленных стратиграфических подразделений. Будут выполняться также петрографические исследования, направленные главным образом на выделение метаморфических парагенезисов и особенно поисков реликтовых высокотемпературных парагенезисов в низкотемпературных метаморфических породах; минералогические исследования, в том числе изучение акцессорных минералов с выделением типоморфных минералогических ассоциаций, определением микроэлементного состава минералов; изучение химического состава и геохимических особенностей пород и геохронологические исследования.

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

Литература

1. Докембрий континентов / В. П. Арсентьев, Ю. Р. Беккер, А. В. Благоврахов и др. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 новая серия). Лист Q-40, 41 — Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 342 с. + 8 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).
3. Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 35. 1959. С. 51—73.

4. Оловянишников В. Г. Является ли маньхобеинская свита базальной формацией нижнего рифея на Приполярном Урале? // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докл. VI Уральского петрограф. Совещ. Екатеринбург, 1997. С. 150–151.
5. Пыстин А. М. Полиметамфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994, 208 с.
6. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.
7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
8. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 1963. 105 с.
9. Юдович Я. Э., Терешко В. В., Гареев Э. З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород Севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1988. С. 107–114.

СИНТЕЗ, ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ХРОМСОДЕРЖАЩИХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ ТИТАНАТА ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ СЛОИСТОГО ПЕРОВСКИТА

М. С. Королева¹, Д. А. Королев²

¹ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²СПбГУ, Санкт-Петербург

marikorolevas@gmail.com

В настоящее время большое внимание привлекают титанаты висмута, которые кристаллизуются в структуре слоистого перовскита $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$, который широко используется в радиотехнике, электроакустике, измерительной технике. Допирование структуры ионами металлов увеличивает спектр его полезных свойств.

В нашей работе был осуществлен твердофазный синтез хромсодержащего титаната висмута $\text{Bi}_4\text{Ti}_{3-x}\text{Cr}_x\text{O}_{12-0.5x}$ ($0 \leq x \leq 3$). Обжиг образцов для составов с $x \leq 2$ осуществлялся при температурах ($^{\circ}\text{C}$) 650, 850, 950, 1050 и 1100 по 5 ч, при $x > 2$ – 650, 850 и 950 $^{\circ}\text{C}$. Методом рентгенофазового анализа (Shimadzu XRD-6000, CuK_{α} -излучение, $10\text{--}80^{\circ}$, шаг – 0.05°) установлена область образования однофазных твердых растворов со структурой слоистого перовскита $\text{Bi}_4\text{Ti}_{3-x}\text{Cr}_x\text{O}_{12-0.5x}$ ($0.01 \leq x \leq 1.0$).

Атомы хрома распределяются только в позициях титана, поскольку ее основной каркас образуют тяжелые атомы как висмут. Как опыт показывает, то структура сохраняется при замещении атомов титана на 33 % атомами хрома, возможно, при этом искажая кислородные октаэдры.

Исследованы магнитные свойства методом Фарадея в температурном интервале 77–400 К. Температурная зависимость обратной величины парамагнитной составляющей магнитной восприимчивости подчиняется в исследуемом интервале закону Кюри-Вейса с отрицательными константами Вейса $30 \leq -\theta (\text{K}) \leq 65$. Значения магнитных моментов для соединения с наименьшим содержанием допируемого металла с $x = 0.02$ близки к чистоспиновому значению $3.87 \mu_{\text{B}}$ указывают на состояние хрома $3+$ в слоистой структуре при низких значениях x и кооперативный (антиферромагнитный) характер взаимодействия между атомами хрома при увеличении x .

Исследованы электрические свойства твердых растворов двухзондовым методом при помощи моста переменного тока – измерителя LCR цифрового МТ-4090 ($\nu = 1\text{--}200 \text{ кГц}$, $25 \leq t (^{\circ}\text{C}) \leq 750$). В об-

ласти температур выше 550 °С общая электропроводность у не зависит от частоты приложенного поля и подчиняются закону Аррениуса с энергиями активации E_a в пределах 0.5—0.7 эВ. Наблюдается тенденция увеличения общей проводимости образцов при увеличении содержания хрома в твердых растворах.

На температурных зависимостях диэлектрической проницаемости практически для всех синтезированных образцов наблюдается максимум ϵ в области температур $660 < t (^{\circ}\text{C}) < 680$. Методом ДСК (Netzsch STA 409 PC/PG) в этой же области температур обнаружены эндотермические эффекты без потери массы, эти данные могут свидетельствовать о том, что хромсодержащие твердые растворы, как и чистый слоистый перовскит $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$, являются сегнетоэлектриками и характеризуются фазовым переходом второго рода сегнето-электрик-параэлектрик.

ОЦЕНКА ФОТОКАТАЛИТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ ТИТАНАТА ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ ПИРОХЛОРА

Т. Е. Короткова¹, М. С. Королева², А. Г. Краснов²

¹СыктГУ, ²ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

tat376921@mail.ru

В настоящее время наиболее перспективным фотокатализатором считается TiO_2 , который обладает высокой фотокаталитической активностью в ультрафиолетовой области спектра и имеет следующие преимущества: низкую стоимость, химическую устойчивость. Однако, энергия запрещенной зоны (3.2 эВ) и низкая квантовая эффективность ограничивает практическое применение TiO_2 . В целях повышения эффективности использования солнечного света, много усилий было предпринято на разработку фотокатализаторов с высокой активностью в широком диапазоне электромагнитного излучения. По литературным данным [1] известно, что бинарное соединение $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ обладает фотокаталитической активностью в видимой области спектра и она тем выше, чем меньше по размерам частицы полученного образца. Ранее нами были синтезированы керамическим методом металлсодержащие ($M = \text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co}$) титанаты висмута. В данной работе целью являлось получение нанодispersных порошков вышеупомянутых металлсодержащих пироксидов титанатов висмута и исследование их фотокаталитического действия в зависимости от содержания металла в образцах.

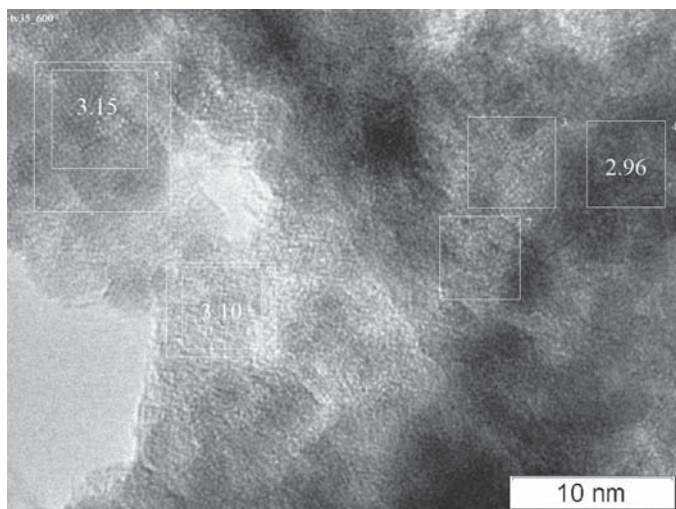
Гидротермальным методом [2] по модифицированной методике синтезированы образцы металлсодержащих титанатов висмута составов $\text{Bi}_{1.6}M_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($M = \text{Cu}, x = 0.1; 0.5; M = \text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}; x = 0.1; 0.35$). Последующий обжиг осуществляли при 600 °С в течение 5 часов. Подтверждение однофазности образцов было проведено методом рентгенофазового анализа с использованием дифрактометра Shimadzu XRD-6000 (CuK_α -излучение, 10–70°, шаг – 0.05°). Методом атомно-эмиссионной спектроскопии определен точный состав полученных образцов. Оценку фотокаталитической активности синтезированных порошков проводили следующим способом. В качестве модельного разлагаемого вещества использовали раствор органического красителя родамина Б. Источником видимого света выступала ртутная лампа ДРЛ-250, снабженная УФ-фильтром представляющим собой раствор нитрита натрия. Через определенные интервалы отбирали пробы из смеси фотокатализатора и раствора краси-

теля. Далее проводили центрифугирование и определение оптической плотности супернатанта фотометрическим методом.

Рентгенограмма полученных гидротермальным методом порошков представляет один широкий пик с максимумом на 30° , что говорит о рентгеноаморфном характере соединений и не позволяет установить их состав. Для установления фазового состава образцы обожгли при 600°C в течение 5 часов. По полученным рентгенограммам было определено, что все образцы являются однофазными.

Исходя из микрофотографий, выполненных просвечивающим электронным микроскопом, видно, что полученные соединения состоят из частиц сферической формы размером около 30–50 нм (см. рисунок). Кроме того было выявлено четыре межплоскостных расстояния, два из которых 3.10 и 2.96 Е четко соответствуют структуре пирохлора.

Фотокаталитическое действие имеет максимальное значение для образцов $\text{Bi}_{1.65}\text{Fe}_{0.320}\text{Ti}_2\text{O}_{6.95}$ и $\text{Bi}_{1.70}\text{Ni}_{0.316}\text{Ti}_2\text{O}_{6.87}$.



ПЭМ-микрофотография $\text{Bi}_{1.6}\text{Fe}_{0.35}\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ после гидротермального синтеза

Выводы

Получены однофазные нанодисперсные порошки составов $\text{Bi}_{1.6(1.7)}M_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-8}$ ($M = \text{Cu}$, $x = 0.090$; 0.467 ; $M = \text{Fe}$, $x = 0.106$; 0.320 ; $M = \text{Co}$, $x = 0.061$; 0.333 ; $M = \text{Ni}$, $x = 0.050$; 0.316). Установлено, что размеры частиц составляют около 30 нм. Максимальная фотокаталитическая активность обладают образцы составов $\text{Bi}_{1.65}\text{Fe}_{0.320}\text{Ti}_2\text{O}_{6.95}$ и $\text{Bi}_{1.70}\text{Ni}_{0.316}\text{Ti}_2\text{O}_{6.87}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке по Программе научных исследований УрО РАН, проект №13-3-НП-339

Литература

1. Hou J., Jiao Sh., Zhu H., Kumar R. V. Bismuth titanate pyrochlore microspheres: Directed synthesis and their visible light photocatalytic activity // Journal of Solid State Chemistry, 2011. 184. P. 154–158.
2. Gu H., Hu Zh., Hu Y., Yuan Y., You J., Zou W. The structure and photoluminescence of $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ nanoplates synthesized by hydrothermal method // Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects. 2008. 315. P. 294–298.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР, ВЫЯВЛЕННЫХ МЕТОДАМИ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ (ЮГ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

И. С. Котик, Л. А. Анищенко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iskotik@geo.komisc.ru

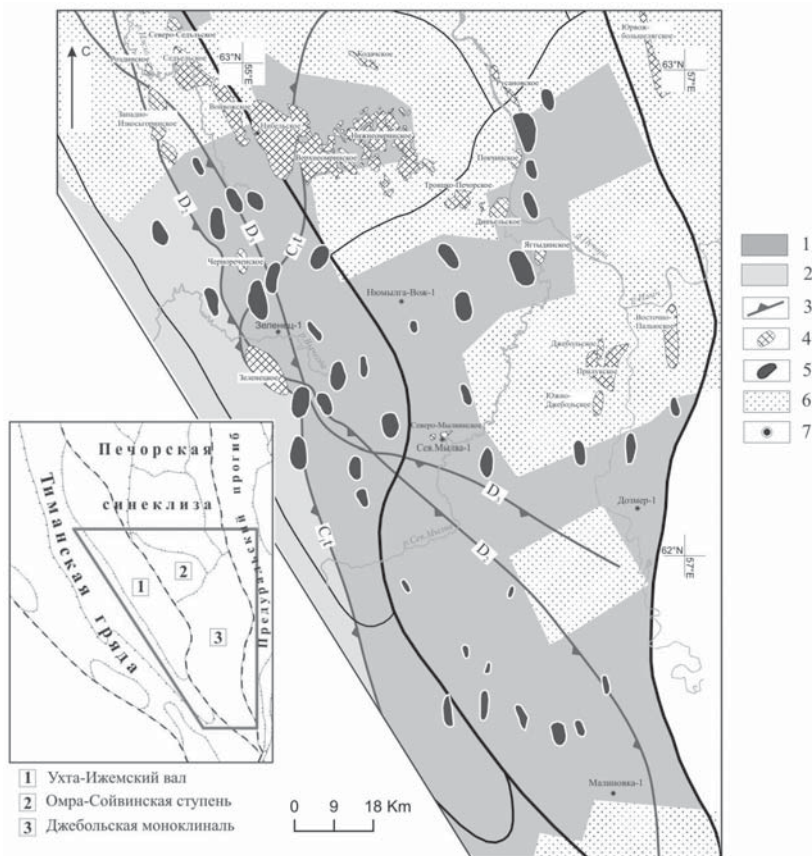
Согласно «Временным положениям ..., 2001» [1] методы структурного дешифрирования космических снимков входят в комплекс поисковых работ и решают задачи выявления перспективных объектов для дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ. Наиболее актуально использовать структурное дешифрирование на территориях, не изученных или слабо изученных сейсморазведочными работами, к которым относятся достаточно большие по площади участки в южной части Тимано-Печорской провинции.

В результате структурного анализа дистанционных материалов, включающих разновременные и разносезонные космические снимки со спутников Landsat и Aster, было спрогнозировано порядка 40 локальных структур. В плане они имеют брахиантиклинальные и антиклинальные формы размерами 6-7х2-3 км, соответствующие по морфологическим характеристикам структурам в осадочном чехле, установленным здесь бурением и сейсморазведкой.

Оценка перспектив нефтегазоносности выявленных локальных структур осуществлялась путем анализа различных факторов, таких как [2]: 1) наличие нефтегазоматеринских пород, преобразование органического вещества (ОВ); 2) существование миграции углеводородов (УВ); 3) существование резервуара (коллектора); 4) сохранение и удержание УВ (наличие покрышки).

Комплексный анализ рассмотренных выше факторов позволил провести раздельный прогноз перспектив нефтегазоносности как в целом для всей исследуемой территории, так и для локальных структур, выявленных в их пределах. Перспективными являются территории восточного склона Ухта-Ижемского вала и прилегающие с востока районы Омра-Лузской седловины (Джебольская моноκлиналь). Благоприятные условия для прогнозируемых здесь локальных структур обусловлены: развитием в разрезе осадочного чехла нефтегазоматеринских пород в отложениях от ордовика до нижнего карбона; катагенетической преобразованностью ОВ осадочных толщ до стадии МК₅; широким стратиграфическим диапазоном развития

коллекторских толщ в среднедевонских, нижнефранских и нижне-каменугольных отложениях, которые способствовали миграции УВ как из местных очагов генерации, так и дальней латеральной миграции из Предуральского краевого прогиба. Менее перспективной является западная часть Ухта-Ижемского вала. Здесь осадочные толщи не достигли главной зоны нефтегенерации и находятся на стадии протокатагенеза. В разрезе осадочного чехла отсутствуют отложения среднего девона, нижнефранские верхнего девона и турнейские отложения нижнего карбона, то есть те, которые включают ос-



Карта перспектив нефтегазоносности локальных структур, выявленных по данным структурного анализа космических снимков.

1—2 территории с различными перспективами нефтегазоносности: 1 — перспективные, 2 — менее перспективные; 3 — границы выклинивания разновозрастных осадочных пород, включающих коллекторские толщи [4]; 4 — месторождения нефти и газа; 5 — локальные структуры по данным дешифрирования космоснимков; 6 — площади, покрытые сейсморазведочными работами; 7 — опорные скважины

новые коллекторские толщи на исследуемой территории. Единственным резервуаром для скоплений автохтонного газа зоны протокатагенеза или латеральной миграции УВ из восточных областей могут служить отложения тиманского горизонта верхнего девона (пласт «А»).

Покрышкой для залежей углеводородов в среднедевонско-нижнефранских отложениях служит развитая повсеместно, преимущественно глинистая, тиманско-саргаевская толща мощностью от 60 до 110 м [3]. Флюидоупорами в турнейском комплексе являются глинистые породы в самой толще терригенных осадков.

Таким образом, проведенный анализ различных факторов, обуславливающих вероятность обнаружения залежей углеводородов на выявленных по данным дешифрирования локальных объектах, позволил провести их ранжирование по степени перспективности. На слабоизученных участках, где отсутствуют подготовленные к бурению или выявленные сейсморазведкой ловушки УВ, прогнозируемые локальные структуры могут выступать в качестве поисковых объектов при планировании и размещении геологоразведочных работ.

Работа выполнена при поддержке молодежного гранта УрО РАН (№ 13-5-НП-576) и программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-У-5-1018).

Литература

1. Временные положения об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ. М.: МПР РФ, 2001
2. Методические рекомендации по оценке углеводородного потенциала участков недр с использованием дистанционного зондирования и технологий обработки получаемых данных. М.: ИПК «Лаватера», 2011. 44 с.
3. Кремс А. Я, Вассерман Б. Я, Матвиевская Н. Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М: Недра, 1974. 336 с.
4. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (Атлас геологических карт). Ухта: ТП НИЦ, 2000.

ТИТАНАТ ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ ПИРОХЛОРА, ДОПИРОВАННЫЙ КАТИОНАМИ СКАНДИЯ, ИНДИЯ (III)

А. Г. Краснов¹, А. Н. Мартюшева², И. В. Пийр¹

¹ ИХ Коми НЦ УрО РАН, ² СыктГУ, Сыктывкар

alexey-krasnov@rambler.ru

Титанат висмута со структурой пирохлора $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ является одним из представителей обширного класса соединений в системе Bi-Ti-O. Благодаря высокому значению диэлектрической проницаемости и малому току утечки пирохлор титаната висмута успешно используется как буферный слой для улучшения электрических свойств сегнетоэлектрических материалов. Кроме того, он считается перспективным материалом при создании накопительных конденсаторов для динамической памяти с произвольным доступом (DRAM), а также для использования в качестве затворного изолирующего слоя в передовых МОП-транзисторах.

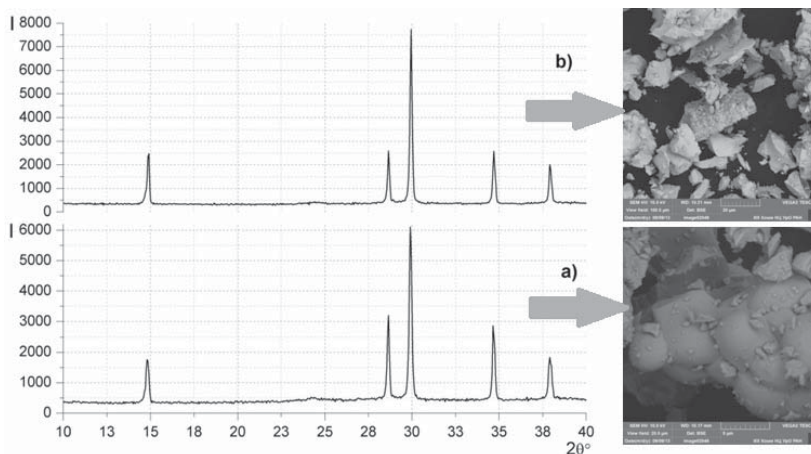
Известно, что фаза пирохлора титаната висмута термодинамически нестабильна и при повышении температуры превращается в смесь более стабильных фаз — слоистого перовскита $\text{Bi}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ и $\text{Bi}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$ [1]. Однако внедрение катионов металлов в структуру пирохлора позволяет повысить его устойчивость и улучшить свойства: электрические [2], фотокаталитические [3] и др. В литературе отсутствуют сведения о внедрении катионов скандия, индия (III) и об их влиянии на свойства пирохлора титаната висмута. В связи с этим целью настоящей работы было — получить однофазные материалы на основе титаната висмута со структурой пирохлора допированные катионами скандия и индия (III).

В ходе работы керамическим способом были синтезированы две серии образцов общего состава $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{M}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.2; 0.4; 0.6; 0.8; 1$ и $\text{Bi}_{1.4}\text{Ti}_2\text{M}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.4$; $\text{M} - \text{Sc}^{3+}; \text{In}^{3+}$. В качестве реагентов выступали оксиды соответствующих металлов. Шихту, полученную перетиранием реагентов, прессовали в таблетки и обжигали в муфельной печи в диапазоне температур $650-1150^\circ\text{C}$ со временем выдержки 5 часов. Рентгенофазовый анализ (РФА) продуктов был проведен на порошковых образцах, используя рентгеновский дифрактометр фирмы Shimadzu XRD-6000. Микрофотографии СЭМ были получены на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 фирмы «Tescan».

По результатам рентгенофазового анализа образцы $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{Sc}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.2; 0.4; 0.6$; и образцы $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{In}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.2; 0.4$ после

обжига при 1100 °С содержали только фазу пироклора (карточка ICSD 87808). Обжиг при температуре 1150 °С не привел к появлению дополнительных фаз. В случае образцов других составов как после обжига при 1100 °С, так и после 1150 °С наблюдалось наличие основной фазы пироклора и небольших количеств примесных фаз.

Результаты СЭМ-исследования подтверждают данные, полученные методом РФА. На микрофотографиях виден равномерный контраст поверхности, что подтверждает наличие только одной фазы (см. рисунок).



Рентгенограммы и микрофотографии СЭМ образцов после обжига при 1100 °С в течение 5 ч состава: а) $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{In}_{0.2}\text{O}_{7-\Delta}$; б) $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{In}_{0.4}\text{O}_{7-\Delta}$

Вывод:

В ходе синтеза керамическим способом были синтезированы две серии образцов титаната висмута со структурой пироклора, допированного катионами скандия и индия (III). Установлены области однофазности для полученных соединений. В случае Sc^{3+} –содержащих титанатов висмута, одну фазу (пироклора) содержали образцы составов $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{Sc}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.2; 0.4; 0.6$, тогда как для In^{3+} –содержащих титанатов, образцы составов $\text{Bi}_{1.6}\text{Ti}_2\text{In}_x\text{O}_{7-\Delta}$, где $x = 0.2; 0.4$. Планируется дальнейшая работа по уточнению области однофазности данных соединений и изучению электрических свойств у синтезированных однофазных образцов.

Литература

1. Esquivel-Elizondo J. R., Hinojosa B.B., Nino J.C. $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$: It Is Not What You Have Read // Chemistry of Materials, 2011. V. 23, № 22. P. 4965–4974.

2. *Jing X., B. Huang, Yang X. et al.* Growth and electrical properties of Ce-doped $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ thin films by chemical solution deposition // *Applied Surface Science*, 2008. V. 255, № 5. P. 2651–2654.
3. *Allured B., DelaCruz S., Darling T., Huda M. N., Subramanian V. R.* Enhancing the visible light absorbance of $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ through Fe-substitution and its effects on photocatalytic hydrogen evolution // *Applied Catalysis B: Environmental*, 2014. V. 144. P. 261–268.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА АБСОРБЦИЮ РЕНТГЕНОВСКИХ ЛУЧЕЙ В РАСТВОРЕ KNO_3

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 термостатируемой ячейке объемом 8 мл с цифровым датчиком температуры, погруженным непосредственно в раствор вблизи окна для рентгеновского излучения. Точность измерения температуры составляла ± 0.05 °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 подготавливался путем взвешивания соли и отмера воды так, чтобы точка его насыщения была на 40 °C. Затем соль полностью растворялась в дистилляте при температуре ~80 °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).

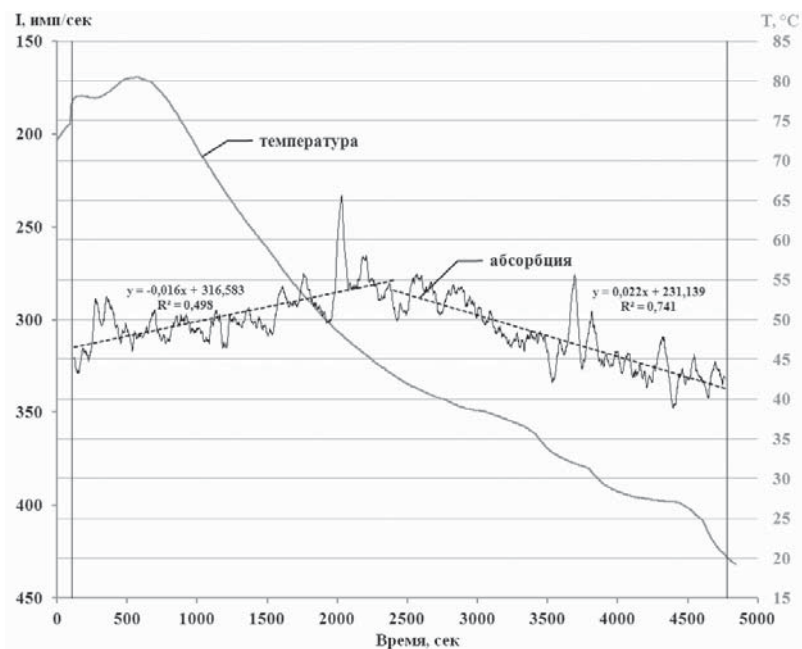


Рис. 1. Изменение абсорбции рентгеновских лучей со временем при изменении температуры раствора KNO_3

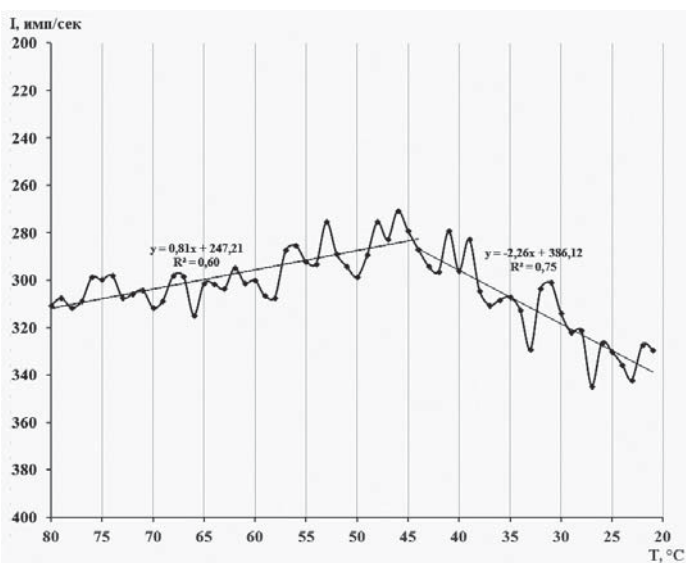


Рис. 2. Абсорбция рентгеновских лучей при изменении температуры раствора KNO_3

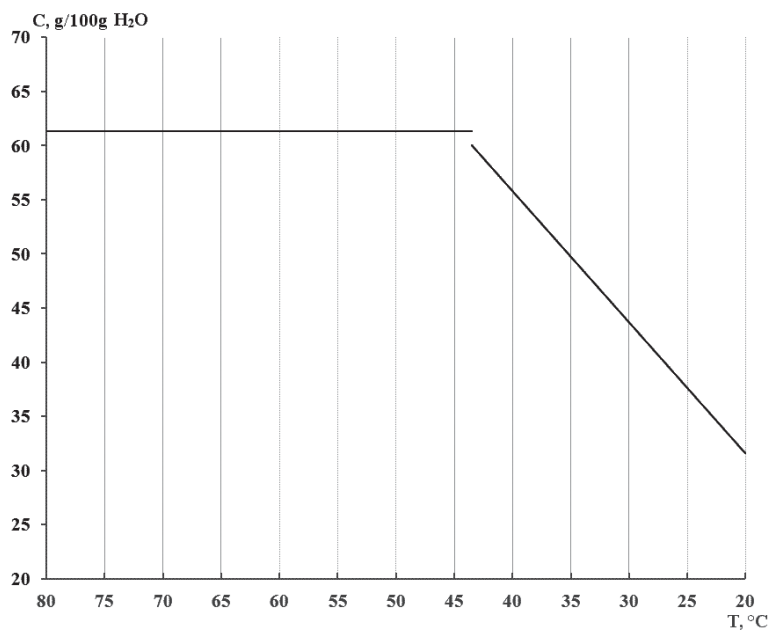


Рис. 3. Изменение концентрации раствора KNO_3

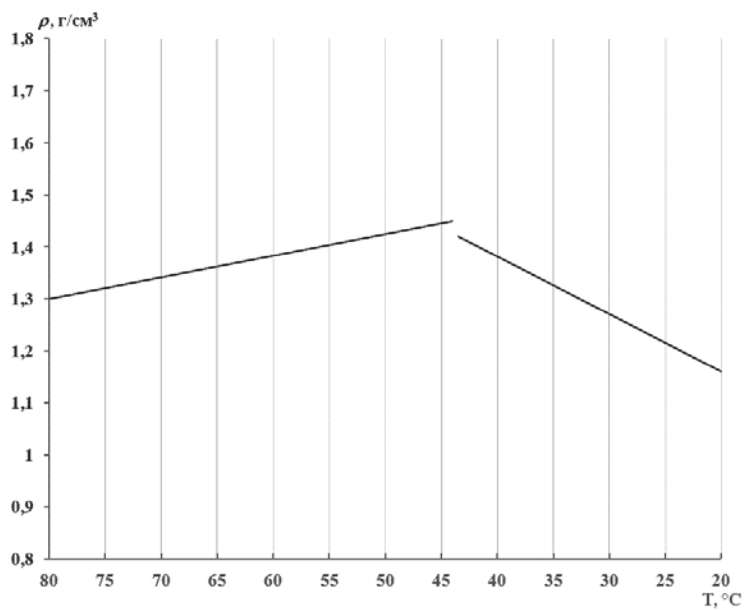


Рис. 4. Изменение плотности раствора KNO_3

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 °С). 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 РФФИ 11-05-00432-а, программы ориентированных фундаментальных исследований № 13-5-029-КНЦ, ОНЗ РАН № 12-Т-5-1022, а также НШ-1310.2012.5.

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 (Юшкинские чтения - 2013)”, Сыктывкар, 2013. С. 390—393.

МОРФОТИПЫ ЖЕВАТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ КОРЕННЫХ ЗУБОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ LEMMINGS ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ПИЖМА-1 И СЕДЬЮ-1

И. В. Кряжева, Д. В. Пономарев
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 Среднего и Южного Тимана и сравнение их с шестью выборками современных *Lemmus* и *Myopus* из разных частей ареала:

1) норвежского лемминга (*Lemmus lemmus*) из Швеции (Зоомузей МГУ);

2) сибирского лемминга (*Lemmus sibiricus*) из Большеземельской 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 все ископаемые выборки представлены остатками только одного вида *Lemmus sibiricus* (или одного рода *Lemmus*), а остатки другого вида *Myopus schisticolor* отсутствуют. Однако, весьма вероятно, что в ископаемых материалах содержатся остатки лесных леммингов. Обширная практика палеозоологических исследований по применению метода родовой идентификации по пропорциям МЗ/ [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 лесного лемминга все **m/1** представлены только первым морфотипом. У ископаемого сибирского лемминга количество экземпляров **m/1** I морфотипа составляют (67.4—77.1%) II морфотипа — (18.7—27.9%) и III морфотипа — (4.2—4.7%). Для современных леммингов соответственно 27.1—41.3 и 69.4—58.8%. III морфотип, как упоминалось выше, был встречен только для трех экземпляров из Амдермы. Как видно, по количественному соотношению первых двух морфотипов **m/1** современных и ископаемых сибирских леммингов хорошо отличаются.

m/3

Преобладающим морфотипом 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 (56—64%) и современного лесного (33.3—59.4%).

Вторым по численности является IV морфотип. Здесь нет какой-либо заметной разницы по количеству зубов этого морфотипа для современных и ископаемых сибирских леммингов, но в отличие от современных леммингов у ископаемых имеются экземпляры I морфотипа.

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 ископаемых леммингов эти зубы I морфотипа составляют 2.7%, количество экземпляров M1/ II морфотипа составляет 58.3—91.7%, а III морфотипа — 8.3—41.7%.

У современных леммингов M2/ I морфотипа составляют 56.4—61.1%, II морфотипа — 33.3—42.6%. Для M2/ ископаемых леммингов количественное соотношение этих морфотипов соответственно

равно 2.2, и 86—87%. Для М2/ III морфотип составляет очень малую часть, причем у ископаемого М2/ экземпляров такого строения несколько больше (10.6—13.3 %), чем у современных (1—5.6 %).

Количественное соотношение этих морфотипов для современных лесных и сибирских леммингов примерно одинаковое.

Из этого сравнения следует, что у ископаемых сибирских леммингов уменьшается количество зубов I (более сложного) морфотипа и соответственно возрастает число экземпляров II морфотипа (относительно упрощенного).

М3/

У современных выборок общее разнообразие морфотипов М3/ выше, чем у ископаемых. Это скорее всего связано с маленьким размером выборок древних животных. Подавляющая часть М3/ как у современных, так и у ископаемых леммингов представлена экземплярами I морфотипа. Кроме того, очень важно упомянуть, что II, III и IV морфотипы представлены единичными экземплярами.

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

По набору морфотипов третьего верхнего зуба все ископаемые моляры схожи с выборками *Lemmus sibiricus* (плоская задняя лопасть), за исключением единичных экземпляров Седью-1.

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

1. По количественному соотношению I и II морфотипов для М1/ и М2/.

2. По количественному соотношению I и II морфотипов для m/1.

3. По количественному соотношению I и IV морфотипов для М3/. Но это соотношение выражено менее отчетливо, чем два предыдущих.

4. Ископаемые выборки содержат в основном остатки *Lemmus sibiricus*, за исключением единичных экземпляров Седью-1, что хорошо согласуется с реконструкциями природной среды и структурой сообществ.

В заключение следует отметить, что по своему строению и соотношению морфотипов коренные зубы сибирского лемминга из имеющих плейстоценовых местонахождений практически не отлича-

ются. Но здесь надо иметь в виду то, что ископаемый материал по геологическому возрасту сравнительно молод (более или менее представительные коллекции из местонахождений конца среднего и позднего плейстоцена). Поэтому необходим дополнительный и новый материал по сибирскому леммингу из средне- и, особенно, раннеплейстоценовых отложений, чтобы однозначно ответить на проблематичный вопрос об эволюции коренных зубов сибирских леммингов в течение плейстоцена.

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., Кузнецова И. А., Чепраков М. И.* Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Челябинск, 1997. С. 60—90.
4. *Ponomarev D., Puzachenko A., Bachura O., Kosintsev P., Plicht van der J.* Mammal fauna during the Late Pleistocene and Holocene in the far northeast of Europe // *Boreas*. 2013. V. 42, Issue 3, P. 779—797.
5. *Ponomarev D., Kolfschoten van T., Plicht van der J.* Late glacial and Holocene micromammals of northeastern Europe // *Russian Journal of Theriology*. 2012, 11 (2). P. 121—130.

СТРУКТУРА И МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. НЕРКАЮ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

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

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Балбанью и Хальмерью. С востока он ограничен Главным Уральским разломом, а с запада по Эрепшорскому разлому контактирует со средне-верхнерифейскими отложениями. Комплекс рассматривается как выступ нижнедокембрийского фундамента в структуре уралид [1, 2].

При полевых исследованиях в 2012 г. нами были выполнены замеры элементов плоскостных неоднородностей и линейных структур. К первым относятся элементы, отражающие расслоенность пород, такие как плоскости слоистости, контактов, сланцеватости, полосчатости, трещиноватости. Линейные элементы: шарниры складок, минеральная линейность и бороздчатость на плоскостях сланцеватости и других плоскостных структур. Предварительные результаты этих исследований приведены в [3].

В породах неркаюского комплекса преобладает северо-восточное простириание плоскостных элементов, связанных в основном с поздними этапами деформаций пород, с падением на юго-восток под углами $5-50^\circ$; при этом преобладают пологие углы падения.

Контакты пород и полосчатость наиболее выражены в эклогитах и апозеклогитовых амфиболитах в районе г. Максимка-Нюр. Преобладающее падение контактов пород здесь на восток и на юг, для полосчатости преобладает северо-восточное падение, углы падения для тех и других в пределах $30-50^\circ$.

Сланцеватость доминирует в кристаллических сланцах в бассейне р. Неркаю, имеет азимут простириания $10-70^\circ$ угол падения $10-50^\circ$ на юго-восток и $320-350^\circ$ с углами падения от 20 до 60° на северо-восток, т.е. выделяются две системы сланцеватости. Наиболее развита сланцеватость северо-восточного простириания.

Шарниры складок в основном залегают полого ($10-50^\circ$) и погружаются на восток и юго-восток. Пики для шарниров примерно соответствуют азимуту погружения 140° с углом 40° и азимуту погружения 75° с углом 30° .

Линейная ориентировка кристаллов (а-линейность) находится в плоскости скольжения с простирианием 10° и падением 20° на вос-

ток, практически совпадающей с ориентировкой плоскостей полосчатости в породах.

По результатам полевых исследований можно выделить три складчатых системы. Ранние складки распространены в эклогитах, апоэклогитовых амфиболитах и кристаллических сланцах неркаюского комплекса, в основном запрокинутые и лежащие, сильно сжаты (изометричные). Азимут простирания складок $310\text{--}350^\circ$ с падением на северо-восток и $10\text{--}75^\circ$ с падением на восток и юго-восток, углы падения $5\text{--}40^\circ$. Осевая плоскость имеет северо-западное простирание 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° .

Второй тип складок встречается в амфиболитах и кристаллических сланцах в среднем течении р. Неркаю. Он представлен открытыми симметричными складками, крылья которых простираются по азимуту $20\text{--}30^\circ$ и $70\text{--}75^\circ$, углы падения $30\text{--}35^\circ$ на юго-восток. Простирание осевых плоскостей (и кливажа) северо-западное, шарниры имеют более пологие углы погружения, усредненный азимут погружения 135° , угол погружения 30° .

Третий тип складок распространен в верховьях р. Неркаю в диафторированных амфиболитах и кристаллических сланцах. Складки острые, симметричные, имеют крутые углы падения крыльев ($60\text{--}80^\circ$) 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° .

Для изучения метаморфизма среднего течения р. Неркаю было проведено петрографическое исследование вещественного состава на примере метабазитов, которые представлены амфиболизированными эклогитами, апоэклогитовыми амфиболитами и продуктами их низкотемпературного диафтореза.

Амфиболизированные эклогиты сложены главным образом пироп-альмандиновыми гранатами и щелочными пироксенами (омфацитами), составляющими $44\text{--}59$ об. %. Постоянно в породах отмечается присутствие амфибола и плагиоклаза в количестве от 18 до 37 об. %. Структура породы пойкилобластовая, структура основной ткани лепидогранобластовая.

Апоэклогитовые амфиболиты по минеральному составу разделяются на гранатовые и плагиоклазовые амфиболиты. Основными минералами в гранатовых амфиболитах являются гранат и барруа-

зитовая роговая обманка, в совокупности дающие 39–54 об. %. Также присутствуют омфациит и кислый плагиоклаз, составляющие в сумме 21–40 об. %. Текстура породы массивная, микрополосчатая. Структура породы пойкилобластовая. Структура основной ткани чаще всего нематолепидогранобластовая. Плагиоклазовые амфиболиты представлены кислым плагиоклазом, барруазитовой роговой обманкой и эпидотом. Текстура породы пятнистая, микрополосчатая. Структура породы порфиробластовая, сланцевая с гранолепидонематобластовой структурой основной ткани.

Низкотемпературные диафориты по эклогитам и амфиболитам содержат в своем составе актинолит (иногда глаукофан), хлорит, эпидот и альбит. Текстура породы сланцевая, очковая, плейчатая. Структура породы порфиробластовая, пойкилобластовая, гелицитовая. Структура основной ткани лепидогранонематобластовая.

По взаимоотношению минералов в метабазитах выделены следующие минеральные парагенезисы:

1) омфациит + гранат (соответствует парагенезису эклогитовой фации);

2) барруазитовая роговая обманка + эпидот + плагиоклаз (соответствует парагенезису эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений фации);

3) актинолит + хлорит + эпидот + альбит ± глаукофан (соответствует парагенезису зеленосланцевой фации повышенных давлений фации).

Химический состав и зональность основных породообразующих минералов была изучена с помощью микрозонда (аналитик В. Н. Филиппов). Гранат по данным микрозондового анализа имеет пироп-гроссуляр-альмандиновый состав и обнаруживает прогрессивную зональность. Состав пироксенов в амфиболизированных эклогитах соответствует омфацииту. Проанализированный амфибол относится к группе винчит-барруазит. Плагиоклаз определен как альбит ($An = 0–3\%$).

По минералогическим термобарометрам [4–6] рассчитаны термодинамические параметры метаморфизма: $t = 400–700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 10–18\text{ кбар}$ [7]. Они свидетельствуют о широких вариациях температур и давлений при метаморфизме пород. Наиболее высокие значения ($t = 700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 18\text{ кбар}$) отвечают условиям эклогитовой фации.

Намечается отчетливая пространственная корреляция структур разной генерации и минеральных парагенезисов метабазитов. С наиболее ранними структурами связаны парагенезисы ранней генерации. Со вторым типом складок, и связанным с ним кливажем осевой плоскости коррелируются парагенезисы второй генерации. Низ-

котемпературные парагенезисы пространственно ассоциируются со складками третьего типа и зонами позднего рассланцевания.

Таким образом, породы неркаюского эклогит-сланцевого комплекса претерпели три структурно-метаморфических события. При этом эклогитовый парагенезис относится к наиболее ранним метаморфическим образованиям. Эклогиты контролируются структурами субширотной и северо-западной ориентировки. Со структурами уральского (северо-восточного) простирания связаны только наиболее поздние низкотемпературные метаморфиты.

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. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
3. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Панфилов А. В.* Ранне-докембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с. Отчетная серия, №1 (84).
4. *Powell R.* Geothermometry and geobarometry: a discussion // Journal of Geological Society of London, 1985. V. 142. P. 29–38.
5. *Перчук Л. Л.* Равновесия породобразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
6. *Перчук Л. Л.* Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого термобарометра с учётом структурных состояний омфациита и альбита // Докл. АН СССР, 1992. №324. С. 1286—1289.
7. *Кушманова Е. В.* Условия метаморфизма пород неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал) // Материалы V Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования», посвящённой 100-летию со дня рождения Л. В. Овчинникова. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2013. С. 108.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВОЗРАСТУ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИСЛОГО РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ХР. ОЧЕНЫРД

Е. И. Ланг, М. А. Шишкин

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

ekaterina0603@mail.ru, Mikhail_Shishkin@vsegei.ru

Пайпудынский комплекс риолитовый гипабиссальный впервые выделен И. А. Петровой [1] в 1969 году из состава вулканитов бедамельской серии (R_3 -V).

Возраст риолитов пайпудынского комплекса, приуроченных к отложениям хойдышорской свиты (ϵ_3 -O₁) и бедамельской серии в пределах южной части Оченырдского антиклинария ранее был датирован по единичным цирконам в интервале 480—502 млн лет, что соответствует позднему кембрию — раннему ордовики [2, 3].

По результатам датирования по единичным цирконам гранитов Очетинской интрузии при проведении ГДП-200 листа R-41-XXXV, XXXVI [4] было установлено, что их абсолютный возраст — 500 ± 5 млн. лет, что явилось основанием для включения образований очетинского комплекса в состав пайпудынского [4, 5].

При составлении Госгеолкарты-1000/3 листа R-42 нами произведено определение абсолютного возраста риолитов северной части хр. Оченырд. Пробы отобраны из риолитовых тел развитых в районе г. Мал. Минисей в отложениях арканырдской свиты (V_2 - ϵ_1) и субвулканических риолитов в междуречье рр. Нярма и Кызыгей (рис. 1), относимых В. А. Душиным к субвулканической фации лядгейского комплекса (R_3 -V) [6]. Датирование проводилось по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, изложенной в [2].

Полученные данные свидетельствуют о позднекембрийском возрасте обоих опробованных тел и таким образом принадлежности их к пайпудынскому комплексу. Графики конкордантных возрастов и результаты определений представлены на рис. 2, 3.

Риолиты из района г. Мал. Минисей обладают порфировой и афировой структурами. Породы имеют темно-зеленый, серо-зеленый цвет. Текстура пород массивная, реликтовая флюидальная. Вкрапленники представлены кварцем (около 20 %), калиевым полевым шпатом (около 5 %). Основная масса сложена альбит-мусковитовыми и K-Na полевошпат-мусковитовыми агрегатами, ожелезненным мусковитом, эпидотом, гематитом. Акцессорные минералы: циркон. Основная масса перекристаллизована, имеет релик-



Рис. 1. Схема расположения точек пробоотбора на абсолютный возраст

товую фельзитовую, микрофельзитовую структуру.

Риолиты междуречья рр. Нярма и Кызыгей имеют сходные структурно-текстурные особенности. Вкрапленники представлены кварцем (15 %), калиевым полевым шпатом (около 10 %), олигоклазом (5 %). Основная масса сложена сфен-серицит-альбитовыми, альбит-хлорит-серицитовыми, хлорит-серицитовыми агрегатами, биотитом, гематитом. Акцессорные минералы: циркон, ортит, апатит, сфен.

По результатам масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) была построена диаграмма распределения редкоземельных элементов (рис. 4), которые указывают на одинаковые условия формирования сравниваемых пород.

Таким образом, проведенные работы указывают на еще более широкое развитие риолитов пайпудинского комплекса в пределах хр. Оченырды и значительно более масштабный характер раннепалеозойского рифтогенного магматизма на Полярном Урале.

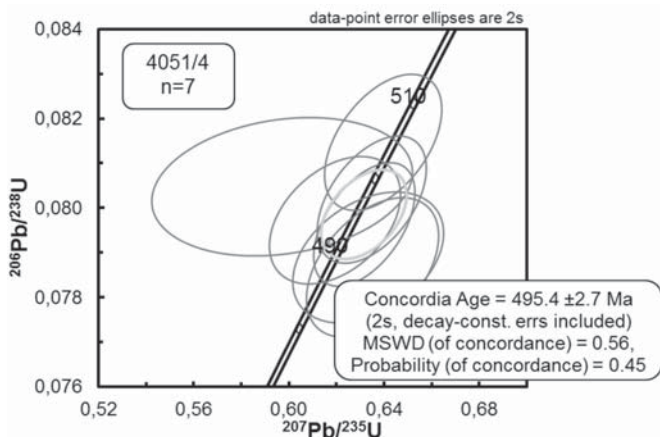


Рис. 2. График конкордантных возрастов риолитов района г. Мал. Минисей (на схеме расположения точек пробоотбора - 1)

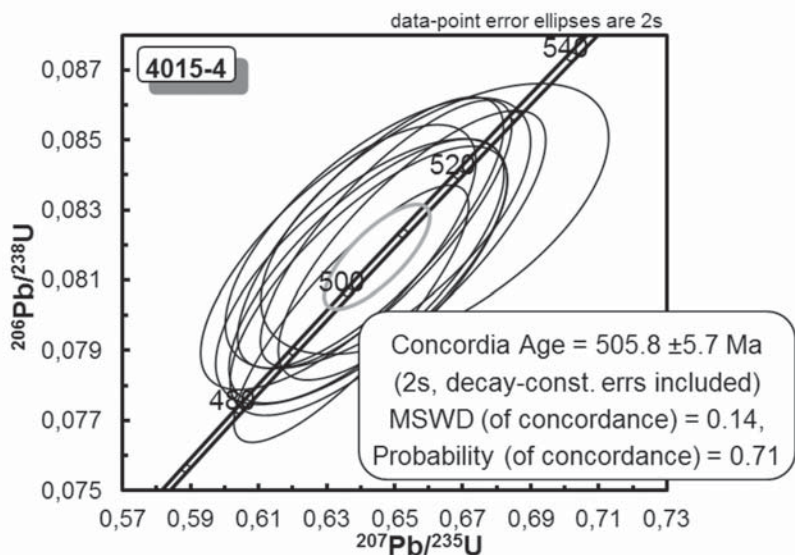


Рис. 3. График конкордантных возрастов риолитов междуречья рр. Нярямаях и Нгысыхыяха (на схеме расположения точек пробоотбора - 2)

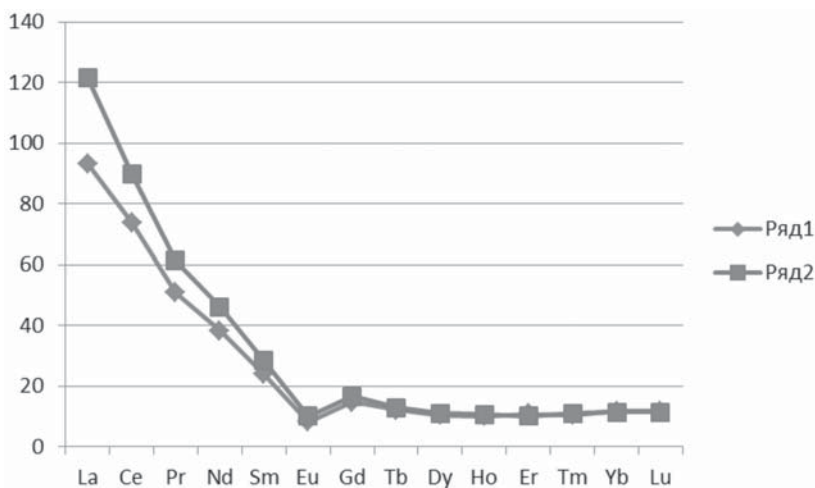


Рис. 4. Распределение РРЗ в риолитах междуречья рр. Нярямаях и Нгысыхыяха (ряд 1) и района г. Мал. Минисей (ряд 2). Нормирование производилось по хондриту

Литература

1. *Петрова И. А.* Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Т. 3. Свердловск. 1969.
2. *Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А.* Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока: Материалы XIV геол. съезда, Сыктывкар, 2004. Т. II. С. 148—150.
3. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е., Колесник Л. С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Листы Q-41-V, VI. СПб, 2005 (в издании).
4. *Зархидзе Д. В., Завилейский Д. И., Малых О. Н., Малых И. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Листы R-41-XXXV, XXXVI, СПб. 2008 (в издании).
5. *Шишкин М. А., Шкарубо С. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Лист R-41 (Амдерма). СПб, 2012.
6. *Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Листы R-42-XXXI, XXXII. СПб, 2003.

ОРГАНОМОДИФИЦИРОВАННЫЙ СЛОИСТЫЙ СИЛИКАТ МАГНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЙ МЕТОДОМ ТЕРМООБРАБОТКИ С ОБОРОТОМ ЖИДКОЙ ФАЗЫ

И. В. Лоухина, Б. Н. Дудкин, А. Ю. Бугаева

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

loukhina-iv@chemi.komisc.ru

Органомодифицированные глины (органоглины) широко применяются в различных областях производства. В полимерной и лакокрасочной промышленности они используются в качестве эффективных наполнителей полимер — неорганических композиций [1, 2]. На основе органомодифицированных слоистых силикатов получают мезопористые материалы, используемые в качестве носителей различных катализаторов [3]. Способность сорбировать загрязняющие вещества (нефть, нефтепродукты, гуминовые кислоты и др.) из окружающей среды позволяет эффективно использовать органоглины в процессах очистки почв, сточных вод и для предотвращения возможного загрязнения подземных водоносных горизонтов [4].

Традиционным способом получения органоглин является интеркаляция органического компонента в межслоевой промежуток структуры природного [5] или синтетического силиката [6]. Наиболее часто применяемыми органическими модификаторами являются четвертичные аммониевые соединения с углеводородными радикалами различного строения и длины.

Преимуществами синтетических слоистых структур, по сравнению с природными аналогами, является их чистота, воспроизводимость характеристик и возможность регулирования состава в процессе синтеза.

В докладе представлены результаты синтеза слоистого силиката магния, отвечающего составу талька и органомодифицированного солями четвертичных аминов слоистого силиката магния методом термообработки с оборотом жидкой фазы («reflux»).

Количества реагентов (свежеприготовленный гидроксид магния и золь диоксида кремния) рассчитывали, исходя из брутто формулы талька $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$.

При синтезе слоистого силиката магния и органомодифицированного слоистого силиката магния использовали следующие молярные соотношения исходных компонентов: $1 MgO:1.33 SiO_2$ и $1 MgO:1.33 SiO_2 : x R$ (где R — гексадецилтриметиламмоний бромид $C_{16}H_{33}(CH_3)_3NBr$ (ГДТМАБ), величину x варьировали в интервале

0.01÷0.10). Синтезы всех образцов проводили при нагревании (100 ± 3 °C) и постоянном перемешивании в течении 34—48 часов.

По результатам сканирующей оптической микроскопии установлено, что образцы силиката магния, синтезированные как без добавок органического компонента, так и в его присутствии, характеризуются однородностью фазового состава. В образце без добавок преобладают округлые частицы с размерами 100—200 нм, при этом наблюдаются и более крупные образования с размерами 1—2 мкм, представляющие собой агрегаты из частиц размерами 100—200 нм.

Синтез силиката магния в присутствии ГДТМАБ (до $x = 0.05$) приводит к росту количества агрегатов, сформированных в основном из частиц с размерами 100—300 нм. При увеличении количества вводимого органического компонента ($x = 0.1$) формируются преимущественно частицы с размерами 1—2 мкм.

Изучение образцов методами гравиметрического анализа и ИК спектроскопии свидетельствует об образовании органоимодифицированного продукта, обладающего свойством гидрофобности, обусловленной присутствием ГДТМАБ. Увеличение количества ГДТМАБ, вводимого в состав образца, приводит к усилению гидрофобности органоимодифицированного продукта.

На основании результатов рентгенофазового анализа установлена горизонтальная бислойная ориентация катионов гексадецилтриметиламмония в межслоевом пространстве органоимодифицированного слоистого силиката магния, синтезированного при мольных соотношениях компонентов: $1 \text{ MgO} : 1.33 \text{ SiO}_2 : x \text{ R}$ (где R — ГДТМАБ) ($x = 0.01 \div 0.10$).

Предложена схема формирования структуры слоистого силиката магния в присутствии ГДТМА, выполняющего функцию темплата.

Литература

1. Помогайло А. Д. Синтез и интеркаляционная химия гибридных органо-неорганических нанокомпозитов // Высокомолекулярные соединения. Серия С, 2006. Т. 48. № 7. С. 1318—1351.
2. Ломакин С. М., Заиков Г. Е. Полимерные нанокомпозиты пониженной горючести на основе слоистых силикатов // Высокомолекулярные соединения. Серия Б, 2005. Т. 47. № 1. С. 104—120.
3. Carrado K. A. Synthetic organo- and polymer-clays: preparation, characterization, and materials applications // Applied Clay Science, 2000. V. 17. P. 1—23.
4. Sarkar B., Xi Y., Megharaj M., Krishnamurti G. S. R. et al. Bioreactive Organoclay: A New Technology for Environmental Remediation // Environmental Science and Technology, 2012. V. 42 P. 435—488.
5. Park Y., Ayoko G.A., Kristof J. et al. A thermoanalytical assessment of an organoclay // J. Therm. Anal. Calorim., 2012. V. 110. P. 1087—1093.
6. Rozynek Z., Wang B., Fossum J. O., Knudsen K. D. Dipolar structuring of organically modified fluorohectorite clay particles // Eur. Phys. J. E., 2012. V. 35. P. 9—17.

ПРИМЕНЕНИЕ РАДОНОВОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ПРЕДЕЛАХ КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА И СРЕДНЕГО ТИМАНА

А. Ш. Магомедова¹, В. В. Удоратин¹,
Ю. Е. Езимова², А. И. Селиванов²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, ²СыктГУ, Сыктывкар

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

Выделение разломных зон на местности имеет существенное практическое значение для определения границ распространения связанных с ними землетрясений, рудопроявлений, месторождений углеводородов и т.д. Для большинства регионов выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения на первое место выходят геофизические методы. Несомненно, что наиболее надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удается получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие, и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода. Наиболее эффективно при картировании является комплексирование методов.

Роль тектонических нарушений земной коры в виде разломных зон являются важным элементом в процессе трансформации энергии между геофизическими полями разной природы и полем радоновой эманации [2].

В связи с этим интересным является изучение разломных зон в поле радона. Анализ публикаций по данной тематике свидетельствуют о повышенной радоновой активности разломных зон, а также разрывных нарушений, характеризующейся сейсмической активностью. Такие работы в последнее время активно проводят в Прибайкалье, в результате которых сделан вывод о четком проявлении активных разломов в полях газовых эманаций, причем радон наиболее эффективен ввиду достаточно большого времени распада [1].

Задача наших исследований заключалась в отработке методики экспрессной эманационной съемки в условиях Кировско-Кажимского авлакогена (ККА) и Среднего Тимана, выявления закономерностей пространственных вариаций объемной активности радона и

оценки активности разломных зон и отдельных локальных магнитных аномалий.

В пределах Кировско-Кажимского авлакогена в результате интерпретации гравиметрических, магнитных и сейсмических данных выделены разломные зоны, к некоторым из них приурочены очаги землетрясений.

Работы выполнялись на западном и восточном бортах центральной части ККА, где явно выражены большие амплитуды вертикальных смещений разломов.

Измерения объемной активности радона (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. Наблюдения проводились в зонах разломов вдоль сейсмических профилей с шагом 500–800 м. Время одного замера от 30 до 60 минут. В результате было отработано 112 точек наблюдений ОАР.

В пределах Среднего Тимана работы выполнялись на Вольско-Вымском и Четласском поднятиях. Разломные зоны отождествлялись с узкими линейными вытянутыми аномалиями магнитного поля. Наблюдения проводились по аналогичной методике в центральных частях магнитных аномалий, которые находились с помощью магнитометрической съемки. Кроме того, интерес представляли также и изометрические магнитные аномалии, с некоторыми из которых связаны трубки взрыва (кимберлитовые трубки). В результате было отработано 26 точек наблюдений ОАР, которые расположены в разломных зонах, локальных магнитных аномалиях и кимберлитовых трубках.

Мониторинг ОАР в пределах ККА показал, что в разломных зонах значения ОАР находятся в диапазоне от 23 до 281 Бк/м^3 , а за ее пределами близки к 0 Бк/м^3 . Зоны с наиболее проницаемыми породами совпадают с разломными зонами, которые были выделены ранее по сейсмическим данным, несколько превышая их размеры.

Наблюдения ОАР в пределах Среднего Тимана показали, что в разломных зонах ее значения находятся в диапазоне от 3 до 244 Бк/м^3 . Отмечаются участки разломов с аномально повышенными значениями ОАР. Известные трубки Средненская, Водораздельная и Умбинская характеризуются также повышенными значениями ОАР в пределах от 40 до 110 Бк/м^3 .

Полученные результаты показывают на возможность применения радоновой съемки для выделения и картирования разломных зон, оценки степени их тектонической активности. Кроме того, воз-

можно использовать ОАР как дополнительный критерий при поисках трубок взрыва.

Работы выполнены при поддержке проектов №12-И-5-2067 и №12-У-5-1029 программы фундаментальных исследований РАН, а также молодежного гранта УрО РАН № 13-5-НП-576.

Литература

1. Семинский К. Ж., Черемных А. В., Бобров А. А. Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля / Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле // Материалы докладов Всероссийской конференции, Москва, 2009. Т. 2. С. 151–156.
2. Спивак А. А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли, 2010. №4. С. 55–66.

БИОГЕННЫЕ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ СТРОМАТОЛИТОВ ПОДНЯТИЯ ЧЕРНОВА

В. А. Матвеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

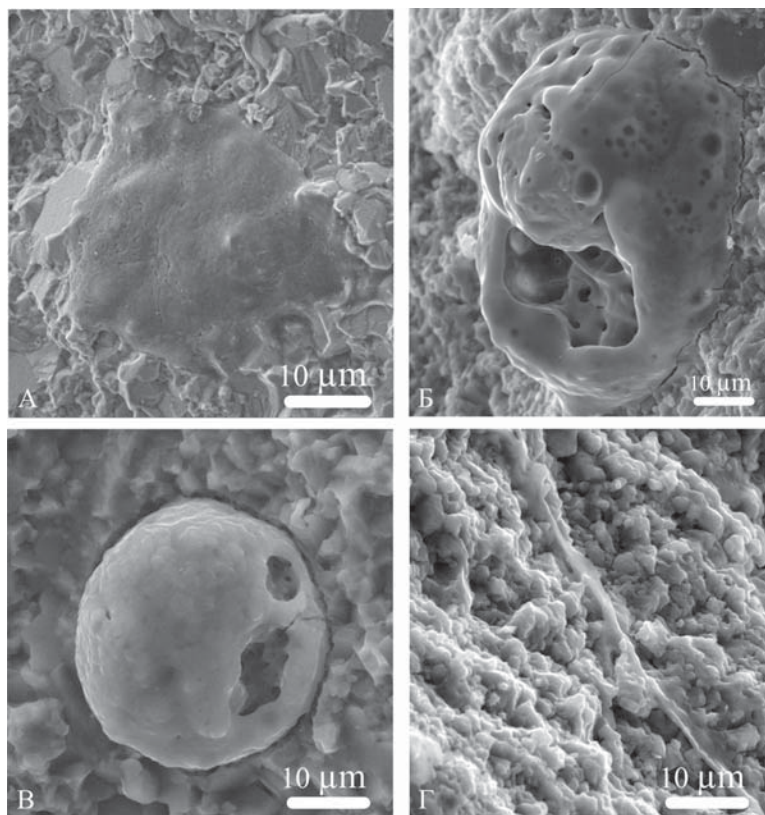
vamatveev@geo.komisc.ru

Впервые строматолитовые постройки из венлокских-лудловских отложений на поднятие Чернова изучались Г. А. Черновым. В 1961 году вышла его статья, которая до настоящего времени оставалась единственной, посвященной силурийским строматолитам Тимано-Североуральского региона. В этой статье приведены описание внешнего строения строматолитовых построек, микроструктуры, изученной в шлифах, и систематика [6].

В 2010 г. во время полевых работ автором был изучен интервал разреза войвывского горизонта венлока по ручью Безымянному, мощностью 22, 4 м, который сложен известняками коричневыми, темно-коричневыми, микро-мелкозернистыми, тонкослойчатыми с характерным полураковистым изломом, илово-детритовыми, с остатками раковин остракод и гастропод. Возраст изученного интервала определен как венлокский [1, 4]. В этом интервале выделено пять слоёв с разнообразными по морфологии строматолитами [5].

Многие исследователи рассматривают строматолиты как образования, возникшие в результате взаимодействия микроорганизмов и процессов осадконакопления. Известно, что большая роль в формировании строматолитовых построек принадлежит цианобактериальным сообществам, адаптированным к экстремальным условиям, не пригодным для существования других организмов. В настоящее время в изучении древних цианобактериальных образований широко применяется метод электронной микроскопии направленный на обнаружение строматолитообразующей биоты [2, 3].

На сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионным спектрометром X-MAX фирма OXFORD Instruments (углеродное напыление) автором были изучены свежие сколы строматолитовых построек из разреза венлока по ручью Безымянному. В результате установлены вероятные остатки водорослево-бактериальной строматолитообразующей биоты: микробные биопленки, фоссилии неясного систематического происхождения, а так же минерализованные оболочки нитевидного микроорганизма, возможно, цианобактерий (см. рисунок).



Строматолитообразующая биота. Ультрамикроструктуры: А — микробная биоплёнка; Б, В — фоссилии неясного систематического положения, Г — частично разрушенная минерализованная оболочка нитевидного микроорганизма, возможно цианобактерии. Разрез Безымянный, обр. 90. Венлок

Таким образом, впервые установлено присутствие довольно разнообразного микробного сообщества, которое принимало участие в формировании венлокских строматолитов. Полученные результаты расширяют возможности реконструкции истории возникновения и формирования древнейших биогенных образований в Тимано-Североуральском палеобассейне.

Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 12 П-5-1015 и Президиума УрО РАН № 14-5-НП-289.

Литература

1. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Венлокские и лудловские отложения гряды Чернова // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейс-

кого Северо-Востока СССР: труды X геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1987. С. 21—23.

2. *Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гентнер 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.

3. Бактериальная палеонтология (ред. А. Ю. Розанов). М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

4. *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.

5. *Матвеев В. А.* Строматолитовые постройки венлока поднятия Чернова: основные морфотипы, микроструктура // Вестник Института геологии Коми НЦ, 2011. № 11. С. 2—5.

6. *Чернов Г. А.* Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра) // Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР. М-Л.: Наука, 1966. С. 90—105.

ИЗУЧЕННОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА НА р. МАЛАЯ УСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

М. А. Матвеева, Д. Б. Соболев, А. Н. Плотицын
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
matusha.888@mail.ru

Впервые девонские отложения на р. М. Уса (ранее Сабрей-яга) были установлены в 1930 г. Н. Н. Иорданским. С этого времени началось систематическое освоение и изучение данного района.

В 1937 г. геологические исследования в нижнем течении р. М. Уса и р. Б.Уса проводились К.Г.Войновским-Кригером, где он показывает широкое развитие девонских отложений, в том числе франских.

В 1942 г. Г.И. Егоровым посещался бассейн р. М. Уса, где большая часть отложений была отнесена к верхнему и среднему девону [4].

Геологосъемочные работы в пределах р. М. Уса проводились в 1948 г. М. Н. Пархановым, в 1952 г. С. А. Князевым, с 1952—56 гг. В. Я. Устиновым, А. П. Белоусовым, А. И. Подсосовым, А. В. Цымбалюком, которые также отмечают присутствие девонских отложений.

В 1955 г. была проведена геологическая съемка под руководством В. С. Енояна. Широко развитые девонские отложения подразделяются на средний и верхний отделы [1].

В 1958—59 гг. Г. А. Черновым проводились исследования в восточной части Большеземельской тундры, в том числе и в районе р. М. Усы. Собранный им обширный палеонтологический материал (гониатиты, ругозы, гастроподы, брахиоподы, остракоды др.) позволил детально расчленить девонские отложения, а также восстановить палеогеографию этого периода. Он отмечает, что франские отложения выступают разрозненными выходами и только в нижнем течении р. М. Уса имеется наиболее полный разрез, где установлены верхний и средний подъярусы. Отложения доманикового горизонта, обоснованные фауной брахиопод, кораллов и гониатитов, обнажаются на правом и левом берегу, где они представлены темно-серыми комковатыми известняками с бугристой поверхностью (обн. 18 и конец обн. 19). Однако отложения обн. 17 отнесенные им к доманиковому и мендымскому горизонтам вызывают сомнения, поскольку они наращивают отложения обн. 19, большая часть которых относится к мендымскому горизонту. Возможно, это связано с переотложенным комплексом фауны из карбонатных брекчий (обн. 17). Далее разрез наращивается известняковой брекчией с бо-

гатым комплексом фауны, позволяющий относить их к верхнефранскому подъярусу (обн. 16). Отложения фаменского яруса плохо охарактеризованы фаунистически. Условно к нижнефаменскому подъярусу он относит доломиты и известняки обн. 12-15, а к верхнефаменскому — известняки обн. 11 и 1 [4].

В 1963-64 гг. В. Н. Гессе и А. И. Водолазский вели поисково-съёмочные работы масштаба 1:50 000. А в 1971—72 гг. на данной территории проходили контрольно-уязвочные маршруты В. Н. Гессе совместно с Ю. Б. Евдокимовым. Они отмечают, что коренные выходы верхнедевонских отложений немногочисленны и наблюдаются исключительно в береговых обрывах рек и ручьев, наиболее значительные располагаются в борту р. М. Усы [2].

С 2001 г. проводилась масштабная геологическая съёмка под руководством М. А. Шишкина. Здесь по аналогии с ЮВ Пай-Хоем выделяются такие подразделения, как гурейтивисская толща (D_3gt) и ховратывисская толща (D_3-C_1hv), которые характеризуют депрессионный тип шельфовых осадков (изъяшорский) в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны. Гурейтивисская толща, отвечающая по объёму франскому ярусу, выделяется здесь предположительно, т. к. охарактеризованные фауной отложения франа или не обнажены, или какой-то частью вскрываются в одном разрезе с ховратывисской толщей. Ховратывисская толща обнажена разрозненными фрагментами разреза по р. М. Усе и ее притокам. На остальной территории, в пределах этой же подзоны, развиты мелководно-шельфовые терригенно-карбонатные образования с незначительной фациальной дифференциацией, в составе которых выделяются доломитово-известняковая толща (D_3di) и бахромчатая толща (D_3bh). Разрез доломитово-известняковой толщи на р. М. Уса в нижнем течении представлен, помимо доломитов и известняков, частью битуминозных, на уровне мендымского горизонта крупнообломочными известняковыми брекчиями (мощ. 13 м) и черными тонкослоистыми известняками, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами. Аскынский горизонт сложен известняковыми брекчиями, мощностью не менее 15 м. По брахиоподам возраст толщи определяется как франский. Мощность толщи в этом разрезе составляет 300 м. Бахромчатая толща представлена известняками темно-серыми мелкокристаллическими, с “бахромчатым” рисунком на поверхности, известняками с пятнистой доломитизацией (бугристыми), доломитизированными известняками, доломитами. В верхах - прослои пелитоморфных черных известняков. Возраст толщи определяется по брахиоподам как фаменский. На территории Иргизлинско-Карской подзоны под большеелецкой и вылысхановейской толщей (D_3be-vh)

принимаются рифогенные отложения франского и фамеского ярусов. Определены строматопороидеи живецко-франского возраста. Здесь они уверенно фиксируют границу мелководных воркутско-коротаихинских и депрессионных буреданско-изьяшорских фаций [3].

В 2013 г. авторами были послойно описаны и опробованы на конодонты и остракоды верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения в среднем и нижнем течении р. М. Уса (обн. 1-16, см. рисунок) общей мощностью порядка 700 м. Учитывая работы всех предшественников, мы предполагали, что отложения в обн. 9-16 (кроме обн. 13) большей частью относятся к франскому ярусу, а отложения в обн. 1-4 и 7-8 относятся к нерасчлененным гурейтивисской (D_3^{gt}) и ховратывисской толщам (D_3^{hv}). На данный момент, в ходе предварительной обработки материала по фауне конодонтов установлено: предположительно граница девона и карбона проходит в отложениях обн. 2 (ховратывисская толща) благодаря находке *Polygnathus*

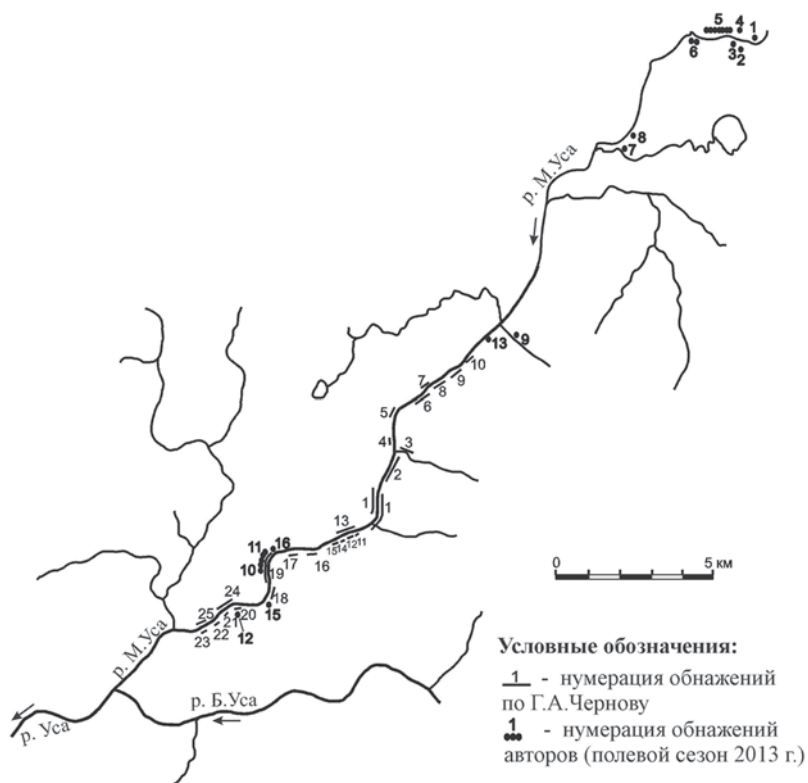


Схема расположения обнажений в разрезе р. Малая Уса

vogesi Ziegler, позволяющей относить эти отложения к зонам *средняя expansa-sulcata*; по находке *Palmatolepis* aff. *semichatovae* Ovnatanova в обн. 9, вмещающие отложения можно сопоставить с мендымским горизонтом; отложения обн. 10 и 16 по комплексу конодонтов *Palmatolepis semichatovae* Ovnatanova, *Palmatolepis proversa* Ziegler, *Palmatolepis lyaiolensis* Khrustcheva et Kuzmin, *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis kozhimensis* Savage et Yudina, *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis foliacea* Youngquist, *Ancyrodella nodosa* Ulrich and Bassler, *Ancyrognathus* aff. *amana* Мьллер et Мьллер и др. характеризуют мендымский горизонт; по нахождению конодонтов *Mesotaxis bogoslovskyi* Bogoslovskii, *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegler et Bult., *Klapperina ovalis* Ziegler et Klapper, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Palmatolepis transitans* Мьлл., *Ancyrodella binodosa* Uyeno отложения обн. 15 можно сопоставить с саргаевским и нижней частью доманиковского горизонтов, а отложения из обн. 12 по находкам *Palmatolepis transitans* Muller, *Mesotaxis* sp. можно считать верхнеживетско-саргаевскими.

Таким образом, наши предварительные данные не противоречат выделяемым здесь местным подразделениям, установленным в ходе последней геологической съемки масштаба 1:200000 [3].

Литература

1. Вайнер К. М., Енокян В. С., Павленко В. В. Геологическое строение Воркутинского района в пределах Южной части листа Q-41-V. Материалы к геологической карте СССР М. 1:200000. Воркута, 1956. С. 60—68.
2. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Северо-Уральская серия - лист Q-41-VI. Объяснительная записка. М., 1981. С. 6—52.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия — Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.
4. Чернов Г. А. Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С.5-8.

ОСОБЕННОСТИ АМИНОКИСЛОТНОГО АНАЛИЗА ЖЕЛЧНЫХ КАМНЕЙ

Е. В. Машина, С. Н. Шанина, Д. О. Машин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
borovkova@geo.komisc.ru

Предполагается, что именно специфичность органической компоненты в значительной степени контролирует процесс формирования патогенных минералов. В частности, в генезисе холелитов (желчные камни) особое значение придают белкам, которые замедляют или ускоряют нуклеацию и рост холестерина и/или билирубина. Белки представляют собой высокомолекулярные органические соединения, построенные из аминокислот. Было установлено, что аминокислотный состав желчных камней представлен главным образом кислыми и алифатическими аминокислотами [1, 2].

Целью данной работы является исследование аминокислотного состава холелитов, выявление закономерностей распределения аминокислот в образцах. Для извлечения аминокислот из органического вещества холелитов применялся кислотный гидролиз. Анализ энантиомеров аминокислот проводился на газовом хроматографе GC-17A (колонка Chirasil-L-Val, детектор ДИП). Всего изучено 14 проб с различным содержанием углерода (от 53 до 83%).

В целом, качественный анализ аминокислот показывает, что все желчные камни характеризуются преобладанием алифатических и кислых аминокислот, и низкими содержаниями ароматических и основных аминокислот (табл. 1), что согласуется с результатами других исследователей [1, 2].

Однако соотношение аминокислот позволяет выделить некоторые межгрупповые различия. Для оценки схожести камней по составу аминокислот применялся кластерный анализ, целью которого было объединение анализируемых объектов в кластеры (программа STATISTICA 6.0). При помощи кластерного анализа нами выделено два кластера (табл. 2, рис.1).

В кластер А вошли образцы холелитов №39, 76, 436, 17, содержание углерода в которых варьирует от 65 до 78 %. Среднее значение содержания аминокислот кластера А составляет от 0.03 масс. % для L-тирозина, до 0.93 масс. % для глицина. Камни имеют коричневую окраску радиально-слоистое и слоистое строение. Изучение камней этой группы под электронным микроскопом показало наличие от-

Таблица 1

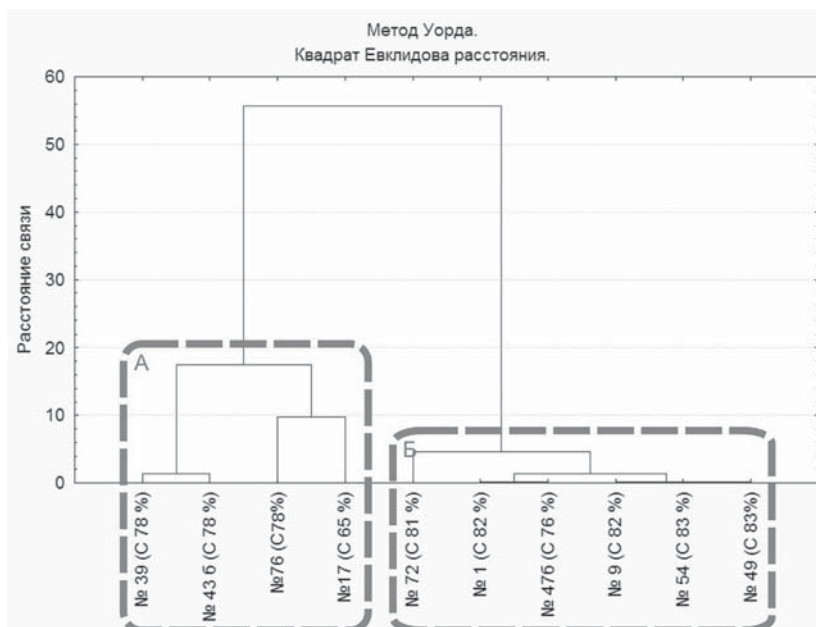
Результаты аминокислотного анализа

Образец №	Содержание углерода, %	Аминокислота, масс. %												Участие в кластеризации
		L-аланин	L-валин	Глицин	L-изолейцин	L-серин	L-лейцин	L-пролин	L-аспарагиновая кислота	L-глутаминовая кислота	L-фенилаланин	L-тирозин	L-лизин	
49	83	0.09	0.00	0.36	0.00	0.47	0.07	0.00	0.07	0.11	0.05	0.00	0.00	+
25	64	2.42	1.38	3.47	0.83	1.82	2.32	1.12	4.29	3.20	1.33	1.55	1.24	-
9	82	0.08	0.03	0.38	0.03	0.11	0.06	0.04	0.05	0.14	0.04	0.03	0.04	+
17	65	1.26	1.24	1.53	0.76	0.40	1.66	0.48	1.64	2.46	0.91	0.18	0.05	+
476	76	0.18	0.09	1.08	0.06	0.39	0.17	0.10	0.14	0.30	0.08	0.04	0.07	+
42	77	2.11	3.24	3.54	1.56	2.15	2.64	2.06	2.56	4.68	1.68	0.56	1.31	-
436	78	0.30	0.26	4.16	0.13	0.53	0.40	0.29	0.48	0.58	0.26	0.11	0.35	+
72	81	0.25	0.19	2.25	0.09	0.38	0.34	0.16	0.29	0.40	0.28	0.00	0.15	+
1	82	0.12	0.07	1.15	0.00	0.34	0.12	0.00	0.00	0.12	0.12	0.00	0.10	+
55	53	1.84	1.47	11.95	0.86	1.65	2.05	1.32	2.57	2.90	1.01	0.55	1.04	-
54	83	0.19	0.14	0.37	0.04	0.36	0.21	0.11	0.19	0.19	0.14	0.09	0.11	+
39	78	0.57	0.41	3.99	0.24	1.04	0.66	0.31	1.17	1.16	0.49	0.14	0.37	+
76	80	1.40	0.94	3.40	0.58	1.90	1.32	1.21	1.78	2.04	0.64	0.23	1.77	+
68	55	6.09	0.00	23.60	2.69	3.52	7.93	4.16	7.14	13.58	1.70	1.01	3.57	-

Таблица 2

Разбиение образцов на кластеры

Образец №	Содержание углерода, %	Аминокислота, масс.%												Кластер
		Л-аланин	Л-валин	Глицин	Л-изолейцин	Л-серин	Л-лейцин	Л-пролин	Л-аспарагиновая кислота	Л-глутаминовая кислота	Л-фенилаланин	Л-тирозин	Л-лизин	
49	83	0.09	0.00	0.36	0.00	0.47	0.07	0.00	0.07	0.11	0.05	0.00	0.00	Б
9	82	0.08	0.03	0.38	0.03	0.11	0.06	0.04	0.05	0.14	0.04	0.03	0.04	
476	76	0.18	0.09	1.08	0.06	0.39	0.17	0.10	0.14	0.30	0.08	0.04	0.07	
72	81	0.25	0.19	2.25	0.09	0.38	0.34	0.16	0.29	0.40	0.28	0.00	0.15	
1	82	0.12	0.07	1.15	0.00	0.34	0.12	0.00	0.00	0.12	0.12	0.00	0.10	
54	83	0.19	0.14	0.37	0.04	0.36	0.21	0.11	0.19	0.19	0.14	0.09	0.11	А
39	78	0.57	0.41	3.99	0.24	1.04	0.66	0.31	1.17	1.16	0.49	0.14	0.37	
76	78	1.40	0.94	3.40	0.58	1.90	1.32	1.21	1.78	2.04	0.64	0.23	1.77	
436	78	0.30	0.26	4.16	0.13	0.53	0.40	0.29	0.48	0.58	0.26	0.11	0.35	
17	65	1.26	1.24	1.53	0.76	0.40	1.66	0.48	1.64	2.46	0.91	0.18	0.05	
Мин. знач. кл.Б	76	0.08	0.00	0.36	0.00	0.11	0.06	0.00	0.00	0.11	0.04	0.00	0.00	А
Макс. знач. кл.Б	83	0.25	0.19	2.25	0.09	0.47	0.34	0.16	0.29	0.40	0.28	0.09	0.15	
Мин. знач. кл.А	65	0.30	0.26	1.53	0.13	0.40	0.40	0.29	0.48	0.58	0.26	0.11	0.05	
Макс. знач. кл.А	78	1.40	1.24	4.16	0.76	1.90	1.66	1.21	1.78	2.46	0.91	0.23	1.77	
Ср. знач. кл. А	81.17	0.15	0.09	0.93	0.04	0.34	0.16	0.07	0.12	0.21	0.12	0.03	0.08	
Ср. знач. кл. Б	74.75	0.88	0.71	3.27	0.43	0.97	1.01	0.57	1.27	1.56	0.58	0.17	0.64	А
ср.з.Б/ср.з.А		5.79	8.13	3.51	11.97	2.82	6.25	8.31	10.32	7.48	4.91	6.30	8.17	



печатков раннее присутствующих бактерий. Кроме того, в пробах были зафиксированы D – аланина, D – глутаминовой кислоты и D – аспарагиновой кислоты. Известно, что D – изомеры аланина и ряда других аминокислот содержатся в клеточных стенках бактерий и актиномицетов [3]. Кластер Б (обр. № 1, 9, 476, 49, 54, 72) формируют холелиты с содержанием углерода 76—83 %. Среднее значение содержания аминокислот камней этой группы от 0.17 масс. % для L-тирозина, до 3.27 масс. % для глицина. Конкременты характеризуются радиально-лучистой и радиально-слоистой структурами и имеют цвет от белого до темно-бежевого.

Таким образом, по данным кластерного анализа можно сделать следующие выводы:

1. В одну группу могут объединяться камни различного строения;
2. Наблюдаются возрастные отличия: возраст пациентов кластера А – 60—65 лет, кластера Б – 35—50 лет;
3. В кластер А вошли холелиты содержание углерода в которых варьирует от 65 до 78 %, в кластер Б от 76 до 83 %;
4. Камни кластера А поражены микробной колонизацией, в кластере Б она не обнаружена

5. Среднее значение содержания аминокислот кластера А для всех аминокислот в несколько раз больше, чем в кластере Б: от 2.82 раза для L-серина, до разницы почти в 12 раз для L-изолейцина.

Литература

1. Shimizu S., Sabsay B., Veis A., Ostrow J., Rege R., Dawes L. Isolation of an acidic protein from cholesterol gallstones, which inhibits the precipitation of calcium carbonate in vitro // J. Clin. Invest. 1989. Vol. 84. P. 1990-1996.
2. Chen Y, Wang LL, Xiao YX et al. Analysis of amino acid constituents of gallstones // J. Gastroenterol. 1997. 3(4). P. 255-256.
3. Березов Т. Т., Коровкин Б. Ф. Биологическая химия. М.: Медицина, 1998. 704 с.

ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА КОСЬЮСКИХ КАРБОНАТИТОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН, РОССИЯ)

А. Н. Мингалева, С. И. Исаенко, Т. Г. Шумилова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anmingalev@gmail.com

Классические карбонатиты хотя и не являются промышленными алмазоносными объектами, но единичные находки алмазов в них иногда встречаются [1, 2]. Поскольку системных масштабных исследований алмазоносности данного типа объектов не было проведено в достаточной мере, то пока полностью исключить возможность их продуктивной алмазоносности нельзя, особенно с учетом того, что в районах их распространения встречаются россыпные алмазы проблемного происхождения. В связи с этим проведение научных исследований по выявлению механизмов формирования и фазового состояния самородного углерода в карбонатитах является актуальным.

В результате предыдущих исследований в карбонатитах Косьюского массива был обнаружен графит и его псевдоморфозы по алмазу [3]. В связи с этим, всестороннее исследование углеродного вещества является весьма актуальным. Данное обстоятельство дает основание для более детальных исследований этого объекта в плане оценки его перспектив на алмазоносность.

Ранее нами было установлено несколько разновидностей форм выделения углеродного вещества (УВ) — вкрапленное, сгруппированное и тонкодисперсное, а также вуалеподобное [4]. УВ в исследуемых породах распространено неравномерно и встречается во внутризерновом и межзерновом пространстве, в зонах дробления и расщепления. Частицы УВ в карбонатитах как правило являются акцессорными, имеют размеры до первых микрометров.

Поскольку карбонатиты Косьюского массива являются многостадийными образованиями. Согласно последним представлениям косьюские карбонатиты характеризуются тремя стадиями формирования — магматической, автометасоматической и гидротермальной [5]. Одним из актуальных вопросов на сегодняшний день является выявление фазового состояния и приуроченности УВ к определенным стадиям формирования пород, а также выявление типоморфизма УВ различных стадий. Именно этому вопросу и посвящены проведенные исследования.

В карбонатитах магматической стадии УВ обнаружено в виде единичных обособленных включений в анатазе, в сростании с рутилом и халькопиритом. Во всех случаях УВ представлено частицами с размером около 1 мкм. Фазовая диагностика УВ проведена с помощью КР-спектроскопии, выяснено, что УВ карбонатитов магматической стадии является полностью аморфным и предположительно относится к углероду алмазоподобного типа с широкой полосой в области 1300 см^{-1} , характеризующей суперпозицию рамановски активных мод sp^3 -углерода [6].

Автометасоматическая стадия характеризуется более частой встречаемостью частиц УВ, распределено в породе локально, представлено в основном отдельными микроскопическими вкрапленными частицами и группами частиц. Пространственно УВ приурочено к зернам карбоната, полевого шпата, границам сростаний карбоната и эгирина, карбоната и флогопита, карбоната и кварца, карбоната и полевого шпата. В этих же участках может присутствовать и тонкодисперсное УВ, которое придает породе или отдельным зернам сероватый и коричневато-серый оттенок, в зависимости от особенностей его расположения. Согласно данным КР-спектроскопии УВ автоматасоматической стадии представлено нанокристаллическим графитом.

На гидротермальной стадии преобразования карбонатитов происходит существенное обогащение породы углеродным веществом, оно может быть представлено любыми формами выделения с преобладанием тонкодисперсного и вуалеподобного вещества. УВ приурочено в основном к зонам катаклаза, микротрещинам, образует небольшие прожилки с линзообразными раздувами. При исследовании установлено, что по мере увеличения степени гидротермальной переработки карбонатитов увеличивается плотность распределения частиц тонкодисперсного (пылевидного) УВ, появляется вуалеподобная форма выделения. Вуалеподобное УВ частично «пропитывает» породу, обволакивает ксенолиты и подчеркивает флюидальную текстуру измененных карбонатитов. Согласно данным КР-спектроскопии установлено, что УВ гидротермально преобразованных карбонатитов представлено нанокристаллическим графитом и шунгитоподобным углеродом.

Установлено, что УВ косьюских карбонатитов приурочено преимущественно к постмагматическим стадиям формирования, при этом для всех стадий, в том числе для магматической, характерна достаточно низкая степень упорядочения углерода — на уровне нанокристаллического графита и шунгитоподобного углерода. Особый интерес вызывают частицы алмазоподобного углерода, обнаружен-

ные «in situ» в карбонатите магматической стадии формирования. Полученные данные открывают новые перспективы для оценки перспективы косяюских карбонатитов на выявление коренной алмазности.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов УрО РАН № 12-У-5-1026, № 12-С-5-1035 и гранта УрО РАН для молодых учёных и аспирантов № 12-05-31331.

Литература

1. Djuraev A. D., Divaev F. K. Melanocratic carbonatites — new type of diamond-bearing rocks, Uzbekistan / Mineral Deposits: Processes to Processing. Stanley et al. (eds.), Balkema, Rotterdam, 1999. V.1. P. 639—642.
2. Ланин А. В., Диваев Ф. К., Костицын Ю. А. Петрохимическая типизация карбонатитоподобных пород Чагатайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазности // Петрология, 2005. Т. 13. № 5. С. 548—560.
3. Шумилова Т. Г., Филлипов В. Н., Каблис Г. Н. Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатитах Косьюского массива (Тиман) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 137—138.
4. Мингалев А. Н., Исаенко С. И. Разнообразие форм выделения углеродного вещества в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман, Россия) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН (8—10 декабря, 2010 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2010.
5. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Мингалев А. Н., Диваев Ф. К. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012 (в печати).
6. Karczemska A. T. Diamonds in meteorites — Raman mapping and cathodoluminescence studies // Journal of Achievements in Materials and Manufacturing Engineering, 2010. V. 43. № 1. P. 94—107.

ОБРАБОТКА ЛОКАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 ДЕКАБРЯ 2012 г.)

Н. Н. Носкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

noskova@geo.komisc.ru

Обработка сейсмических записей в геофизической обсерватории «Сыктывкар» Института геологии Коми НЦ УрО РАН проводилась методом засечек по разности первых вступлений волн S–P (по записям не менее трех станций, хорошо окружающих эпицентр) (рис. 1). Данный метод эффективен на локальных и региональных расстояниях. С этого года для всех каналов станций SYK, GRV и UGR83 внесены амплитудно-частотные характеристики в базу данных системы обработки сейсмических данных WSG с помощью приложения ResponseDB. Обработка сейсмических событий выполняется в программе WSG по методике, принятой в Геофизической Службе (ГС) РАН [1].

В лаборатории геофизическая обсерватория «Сыктывкар» проведена собственная обработка землетрясения, произошедшего на Полярном Урале 24 декабря 2012 г., с использованием записей (рис. 2) сейсмических станций ГС РАН – AMD (Амдерма) и PRG (Пермогорье) (Архангельская сеть), PR1 (Романово) (Пермская сеть), а также сейсмостанции Института геологии Коми НЦ УрО РАН – UGR83 (Сыктывкар), что обеспечило равномерное азимутальное



Рис. 1. Фрагмент обработки сейсмического события 24.12.2012 г.



Рис. 2. Волновые формы сейсмического события 24.12.2012 г.

окружение. Ближайшая к эпицентру сейсмостанция AMD (3.2°), самая удаленная – Пермгорье (9.2°) (рис. 1).

Относительно сейсмической станции AMD землетрясение 24 декабря 2012 считается локальным (расстояние до 800 км), а значит, включает в себя следующую последовательность обработки:

1. Выделение первых вступлений волн Р и S
2. Оценка расстояния до эпицентра
3. Симуляция прибора ВЭГИК, динамические замеры в максимуме Р и S волн
4. Расчет энергетического класса «Паутиан по ВЭГИК»
5. Симуляция прибора Wood-Anderson, отметка фиктивной фазы AML, расчет локальной магнитуды ML в максимуме S-волны.

Для станций UGR83, PR1 и PRG землетрясение 24 декабря является региональным (расстояние до эпицентра свыше 800 км). Алгоритм обработки регионального события такой же, как и для локального, но расчет магнитуды выполняется по поверхностной волне Релея (LR). Выделяются фазы волн Р, S и LR. Делаются динамические замеры на вертикальной компоненте в максимуме пачки поверхностных волн LR на полосовом фильтре 0.01–0.1 Гц второго порядка без отметки нулевой фазы. Рассчитывается магнитуда M_s .

Результаты обработки сейсмического события в WSG содержат времена вступлений Р и S волн, динамические замеры в максимуме этих волн в микронах, значения эпицентрального расстояния, азимута с эпицентра на станцию, временные невязки и энергетические

оценки – энергетический класс Раутиан и магнитуды – локальной и по поверхностной волне Релея. Глубина очага рассчитаны нами с использованием программы локации HYPO71 [2].

Результаты обработки записей сейсмических станций AMD, UGR83, PR1 и PRG представлены в таблице.

	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	Магнитуда	Класс Раутиан
С/с «Сыктывкар»	06:22:40	66.6380	63.4220	20.0	$M_s=3.7$ $M_L=4.3$	4.3

Рассчитанные нами координаты события близки к результатам локации Службы срочных донесений (ССД) ГС РАН (www.ceme.gsras.ru) и ГС РАН, Пермь (<http://pts.mi-perm.ru/region/bul2012.htm>). Координаты эпицентров по нашим расчетам и ССД ГС РАН расходятся с результатами Архангельской сети (рис. 3). Однако, следует отметить, что в обработке Архангельского информационно-обрабатывающего центра применялись годографы Varents и NORP (регио-



Рис. 3. Положение эпицентра землетрясения 24.12.2012 г. по данным различных обрабатывающих центров: 1 – Сыктывкар, 2 – ССД ГС РАН, Пермская сеть; 3, 4 – Архангельская сеть

нальный годограф севера Русской плиты) [3]. В работе архангельских коллег [4] показана эффективность регионального годографа по сравнению с годографом IASPEI91 при определении координат эпицентров локальных и региональных сейсмических событий.

Макросейсмическое обследование ясности в выборе локации не внесло. Нами были сделаны запросы в близлежащие к эпицентру населенные пункты – Сивая Маска и Елецкий – сейсмическое событие жителями не ощущалось. Возможно, это объясняется тем, что поселки представляют собой железнодорожные станции, где постоянно курсируют поезда, тяжелая техника, тем более что землетрясение произошло в понедельник, в рабочее время (10:22:39 по местному времени). Стоит так же учитывать слабую заселенность рассматриваемого района.

В геолого-тектоническом отношении эпицентры землетрясения 24.12.2012 приурочены к зоне Главного Уральского разлома, на пересечении предполагаемых сутурных зон уралид и тиманид [5]. На рассматриваемой площади ведущую роль занимают покровно-надвиговые структуры, по ослабленным границам которых, возможно, и происходит разрядка напряжений.

Автор глубоко признателен И. П. Габсатаровой (ГС РАН, Обнинск) и Н. Л. Пономаревой (ГС РАН, Махачкала) за освоение методики обработки и постоянное консультирование.

Литература

1. Рекомендации по проведению станционной обработки цифровых сейсмических записей с помощью программы WSG. Обнинск, 2003.
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. *Конечная Я. В., Ваганова Н. В., Морозов А. Н., Носкова Н. Н.* Землетрясение на Полярном Урале 24 декабря 2012 года // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 179–183.
4. *Морозов А. Н., Ваганова Н. В.* Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр. 2011, N12. С. 48–51
5. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАМАФИТОВ ЩЕКУРЬИНСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. А. Пархачев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

fragment14@mail.ru

Щекурьинский массив расположен на восточном склоне Приполярного Урала в палеоокеаническом его секторе и образует вытянутое тело с характерным для Урала субмеридиональным простираaniem. На настоящий момент выделяют три комплекса пород слагающих массив. Наиболее древними образованиями являются ультрамафиты качканарского комплекса (O_3k), ксенолиты которого заключены в матриксе базитов тагилокылтомского комплекса (S_1t), которые в свою очередь прорываются интрузиями диоритов и плагиогранитов верхнетагильского комплекса (S_2v).

Изученные ультрамафиты представлены, в разной степени амфиболизированными, клинопироксенитами и оливинсодержащими клинопироксенитами. Для всех этих пород характерна медно-благороднометальная минерализация. Наибольший интерес вызывают золото и сульфиды, арсениды, антимониды и теллуриды серебра, платины и палладия. Как правило, минералы благородных металлов образуют тесные сростания с халькопиритом, но встречаются также и в виде микровыделений в породообразующих силикатах. Наибольшим распространением пользуются арсениды и теллуриды платины, в особенности сперрилит и мончеит. Минералы палладия представлены мертиитом-II. Самородное золото содержит существенную примесь серебра и меди, отвечая по классификации Н. В. Петровской относительно низкопробному и умеренно высокопробному [2].

Для клинопироксенитов массива характерны темно-зеленая окраска и среднезернистая структура. При интенсивном замещении амфиболом размерность породообразующих минералов резко возрастает до 2×3 см. Под микроскопом в породе обнаруживаются симплектитовые сростания пироксена с амфиболом (рис. 1). При дальнейшем низкотемпературном преобразовании породы востки роговой обманки укрупняются, постепенно поглощая весь объем кристалла пироксена (рис. 2). В некоторых случаях гранобласт роговой обманки разрастается за границы замещаемого пироксена. При полном замещении пироксенов амфиболом порода преобразуется в горнблендит. Таким образом, при замещении амфиболом ультра-

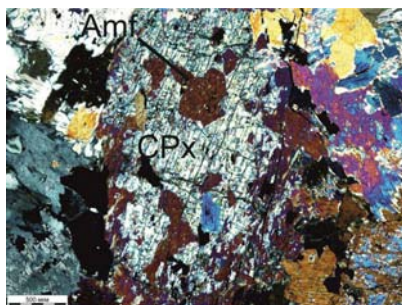


Рис. 1. Симплектитовые прорастания пироксена амфиболом (шлиф 21401, николи скрещены)

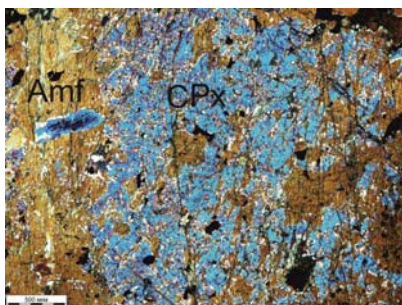


Рис. 2. Кристалл амфибола разрастается и выходит за контуры пироксена (шлиф 21401, николи скрещены)

мафических пород отмечается изменение структурных особенностей, выраженное в укрупнении породообразующих минералов (амфибола). Самые крупнокристаллические породы в рассматриваемом массиве представлены горнблендитами. При этом химический состав практически не меняется [3]. Малораспространенные оливин-содержащие клинопироксениты содержат ромбический пироксен и шпинель. Процессам амфибололизации данные породы подвержены в меньшей степени.

На следующем этапе становления массива в породах развивается тонкоиглольчатый амфибол актинолит-тремолитового ряда. В многочисленных криволинейных трещинах катаклаза кристаллизуются низкотемпературные минералы: хлорит, эпидот, альбит, также – магнетит, халькопирит и титаномagnetит. В эпидотовых жилах отмечаются поперечные сколовые трещины отрыва. Иголочки актинолита пластично изгибаются, что также свидетельствует о длительности и многоэтапности становления породы, претерпевшей несколько деформаций и низкотемпературных перекристаллизаций.

В породе пироксен кристаллизуется в виде гипидиоморфных, реже идиоморфных кристаллов короткопризматической формы. В поперечных срезах хорошо выражена спайность, пересекающаяся под прямым углом. Средний размер их составляет 1-2 мм, иногда зерна достигают размером более 1-2 см. Минерал практически бесцветный, нередко наблюдаются простые двойники. Химический состав пироксенов получен в результате рентгеноспектрального микрозондового исследования, проведенного в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В. Н. Филиппов) (таблица). На диаграмме номенклатуры моноклинных пироксенов (рис. 3) фигуративные точки химического состава минералов располагаются в полях авгита, диопсида и эндиапсида.

Химический состав клинопироксенов по данным микрозондового анализа (мас. %)

№ пробы	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Кристаллохимические формулы
Ашл. 3	44.5	не обн.	11.4	0.8	26.6	не обн.	9.5	не обн.	6.8	$(\text{Mg}_{0.98}\text{Ca}_{0.50}\text{Fe}_{0.26})_{1.74}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
«	43.0	1.19	9.8	6.2	31.7	0.1	9.5	0.2	6.8	$(\text{Mg}_{1.03}\text{Ca}_{0.61}\text{Fe}_{0.31})_{1.95}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Ашл. 5	42.2	1.0	9.2	7.7	21.5	0.3	9.3	0.4	7.4	$(\text{Mg}_{0.99}\text{Ca}_{0.61}\text{Fe}_{0.34})_{1.94}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
«	41.9	не обн.	9.4	1.8	25.1	не обн.	не обн.	0.1	0.1	$\text{Ca}_1(\text{Mg}_{0.86}\text{Fe}_{0.15})_{1.01}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
«	43.8	«	6.2	1.6	14.1	«	9.7	не обн.	7.4	$(\text{Mg}_{1.03}\text{Ca}_{0.97}\text{Fe}_{0.53})_{2.53}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
«	51.6	«	9.2	2.0	21.3	«	12.7	«	2.9	$(\text{Mg}_{1.00}\text{Ca}_{0.83}\text{Fe}_{0.13})_{1.96}[\text{Si}_2\text{O}_6]$



Рис. 3. Номенклатура проанализированных монаклинных пироксенов, относящихся к системе $\text{MgSiO}_3\text{FeSiO}_3\text{CaSiO}_3$ [1]

Таким образом, большинство из проанализированных клинопироксенов представлены авгитом, в меньшей степени распространены диопсид и эндипсид.

Литература

1. Годовиков А. А. Минералогия, 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра. 1983. 647 с.
2. Пархачев А. А. Медно-благороднометальная минерализация в Щекуринском базит-ультрабазитовом массиве (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми науч. центра УрО РАН. 2012. № 7. С. 24.
3. Пархачев А. А. Ультрамафиты Щеркуринского массива (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-й научной конференции. Сыктывкар, 2012. С. 172175.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОКСИДНЫХ ПРЕКУРСОРОВ ДЛЯ СИНТЕЗА КАРКАСНЫХ ТИТАНОСИЛИКАТОВ

И. А. Перовский

ИГ Коми НЦ РАН, Сыктывкар

igor-perovskij@yandex.ru

Титаносиликатные материалы и титаносодержащие синтетические материалы обладают уникальными свойствами, обусловленными наличием ионообменных функциональных групп и геометрическими параметрами кристаллической решетки, которая способствует селективности по отношению к определенным ионам и молекулам.

Природные титаносиликаты с каркасными структурами привлекают исследователей как соединения с ионообменными свойствами, селективными в отношении Cs^{137} и Sr^{90} .

Большое число титаносиликатов встречается в природе как минеральные виды. Природными прототипами синтетических титаносиликатов являются зорит, ситинакит, чивруайит (кальциевый аналог зорита), минералы группы иванюкита, открытые в Хибинском и Ловозерском щелочных комплексах сотрудником Геологического института КНЦ РАН Ю. П. Меньшиковым и его коллегами [1]. Высокая химическая стабильность определяет перспективы их использования для очистки сильнощелочных ядерных отходов. Однако в вопросах технологии получения титаносиликатов еще много проблемных мест.

В настоящей работе рассмотрена возможность синтеза гидротермальным способом двух видов титаносиликатов — ситинакита и натисита.

В качестве исходного материала был использован флотационный лейкоксеновый концентрат Ярегского месторождения (табл. 1).

Минеральный состав лейкоксена по результатам рентгенофазового анализа представлен в основном рутилом и кварцем.

Для проведения гидротермального синтеза в качестве прекурсоров использовался кремнисто-титановый концентрат, полученный

Таблица 1

Химический состав лейкоксенового концентрата

Содержание оксидов, масс. %								
TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	ZrO_2	CaO	K_2O	Y_2O_3	Nb_2O_5
56.52	36.17	3.44	2.87	0.17	0.13	0.63	0.03	0.04

по оригинальному фтораммонийному способу переработки лейкоксенового концентрата, описанному нами в работе [2].

В результате фтораммонийного способа обескремнивания лейкоксенового концентрата получают высокотитановые концентраты (табл. 2), пригодные для переработки в пигментный диоксид титана по хлорному способу и для других направлений использования.

Таблица 2

Химический состав титанового концентрата

Содержание оксидов, масс. %								
TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	CaO	K ₂ O	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅
85.73	0.80	8.90	2.57	0.50	0.13	1.22	0.03	0.12

Минеральный состав обескремненного титанового концентрата, по данным РФА, представлен преимущественно фазами рутила и анатаза, с незначительным количеством кварца, оставшимся, очевидно в виде микроскопических, нескрытых включений. Важным моментом является устойчивое накопление в титановых концентратах оксидов редких металлов и редких земель.

Для перевода неразложившихся фторидных комплексов кремния и титана в раствор проводилось водное выщелачивание. Получение гидратированного осадка из фильтрата осуществлялось путем гидролиза с контролем значения pH и состава образующегося осадка. В качестве гидролизующего агента выступал водный раствор аммиака. Химический состав гидратированного осадка приведен в табл. 3. На содержание основных оксидов влияет степень механоактивации исходного лейкоксенового концентрата, данные эффекты рассмотрены в работе [3].

В качестве основного метода синтеза титаносиликатов был выбран гидротермальный автоклавный синтез. Навеску порошка гидратированного осадка, с разным мольным соотношением

Таблица 3

Химический состав гидратированного осадка

№ обр.	Содержание оксидов, масс. %				Примечание
	TiO ₂	SiO ₂	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	
№ 1	42.05	53.75	0.21	3.99	концентрат, активированный в центробежном истирателе
№ 2	29.49	68.12	-	2.39	флотационный концентрат, без активации

$x\text{TiO}_2 : y\text{SiO}$ (1:1, 1:3) смешивали с 1,5 раствором NaOH, гидротермальный синтез проводили в автоклаве с тефлоновой ячейкой на 100 мл, степень заполнения ячейки составляла 80 %. Синтезированные образцы исследовали методами рентгеновского анализа на дифрактометре XRD-6000 фирмы SHIMADZU, методами сканирующей электронной микроскопии на микроскопе Tescan Vega 3 LMH, химический состав был определен методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии (в пересчете на основные оксиды).

Результаты

Результаты рентгеновского анализа показали наличие групп дифракционных линий, отвечающих структурам ситинакита и натисита. Основные пики полученных образцов хорошо согласуются с кристаллографическими данными (рис. 1, 2).

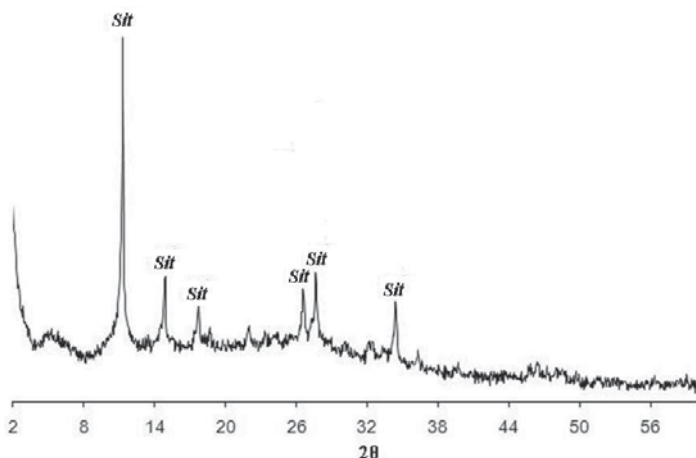


Рис. 1. Рентгенограмма образца Sit-ситинакита (образец № 1, $1\text{TiO}_2:1\text{SiO}_2$)

По химическому составу полученные продукты также соответствуют фазам ситинакита и натисита. Отмечаются также примеси циркония и иттрия.

Синтезированные титаносиликаты стабильно формируются в процессе гидротермального синтеза в щелочной среде за 12 часов. Мольное отношение оксидов титана и кремния влияет на формирование структуры получаемых продуктов.

Поверхность и форма частиц синтезированного титанасиликата со структурой ситинакита исследована методом сканирующей электронной микроскопии. Размер кристаллов варьируется от 4 до 7 мкм (рис. 3).

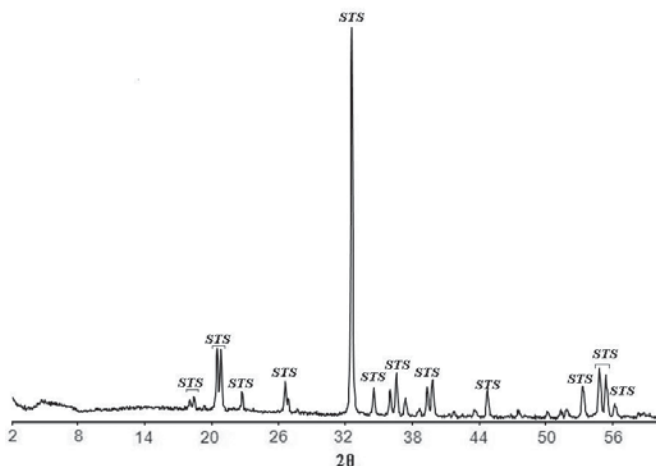


Рис. 2. Рентгенограмма синтезированного STS-натисита (образец № 2, $1\text{TiO}_2:3\text{SiO}_2$)

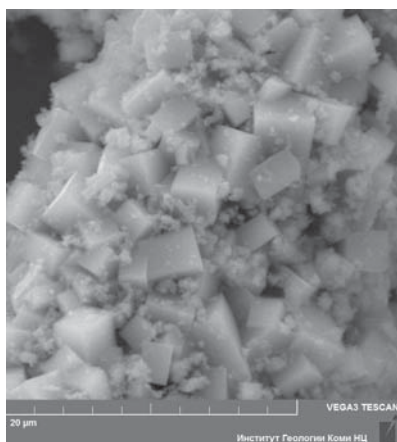
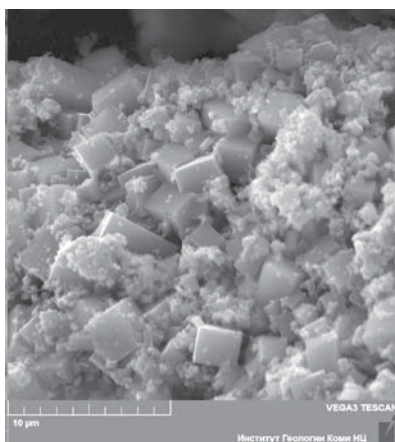


Рис. 3. Вид синтезированных кристаллов ситинакита

Выводы

В лабораторных условиях на основе кремнисто-титановых отходов переработки лейкоксеновых концентратов Ярегского месторождения синтезированы гетерокаркасные титаносиликаты. Это значительно расширяет перечень потенциально получаемых из лейкоксеновых руд новых функциональных материалов, обеспечивая более глубокую и безотходную переработку минерального сырья.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН № 12-5-027-КНЦ, молодых ученых УрО РАН № 13-5-НП-231.

Литература

1. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза / А. И. Николаев, Г. Ю. Иванюк, С. В. Кривовичев и др. // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010, № 3. С. 51–62.

2. *Перовский И. А., Игнатьев Г. В.* Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского 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.

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

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНСКОЙ И КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМ ПО КОНОДОНТАМ (р. СЫВЬЮ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Плотицын

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anplotitzyn@rambler.ru

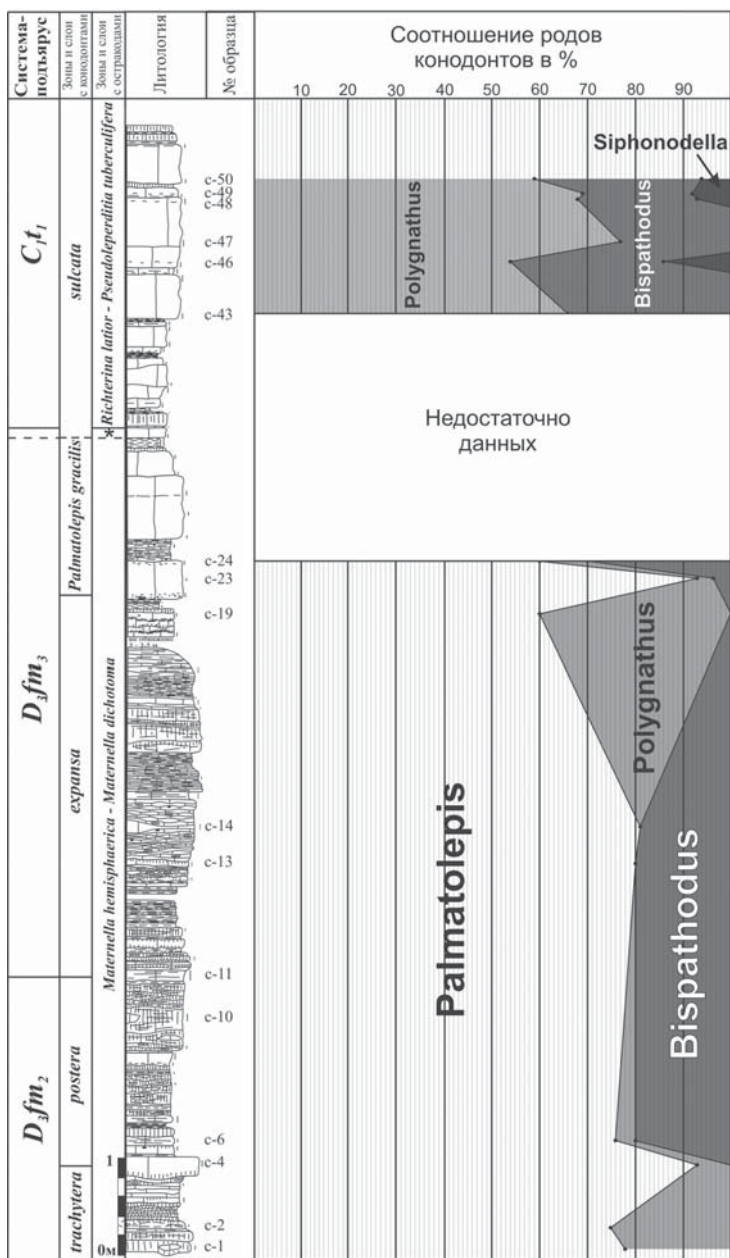
Конодонты на данный момент являются одной из наиболее эффективных групп фауны для расчленения и корреляции отложений почти всего палеозоя. Это связано в первую очередь с их таксономическим разнообразием, частотой встречаемости, высокими темпами эволюции и широким географическим распространением. Причем, конодонты встречаются в осадочных породах сформировавшихся в разнообразных обстановках от крайне мелководных, до глубоководных. Но в различных условиях обитания отмечено преобладание в комплексах тех или иных видов и родов. Такие ассоциации с доминированием определенных видов или родов принято рассматривать как биофации.

Для фаменско-турнейского интервала ранее биофациальные исследования по конодонтам проводились многими исследователями и для различных территорий [1, 4—7], но, к сожалению, фактически отсутствуют работы, касающиеся Североуральского региона.

Основой для биостратиграфической и биофациальной интерпретаций верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений на р. Сывью Приполярного Урала послужили конодонты хорошей сохранности.

В результате изучения конодонтов вышеуказанных отложений установлено 33 вида, принадлежащих 11 родам. В частности, *Polygnathus* — 12 видов, *Palmatolepis* — 6 видов, *Pseudopolygnathus* — 4 вида, *Bispathodus* — 3 вида, *Branmehla* — 2 вида, *Siphonodella* — 2 вида, *Mehlina* — 1 вид, *Pseudognathodus* — 1 вид, *Hindeodus* — 1 вид, *Bizignathus* — 1 вид, и ?*Pelekisgnathus* sp. По комплексу выделенных конодонтов и их послойному распространению, проведено зональное расчленение и выявлено распространение конодонтовых комплексов в объеме зон *верхняя trachytera*, *postera*, *expansa*, слои с *Palmatolepis gracilis* (вероятно, местный аналог зоны *praesulcata*), *sulcata*.

В среднем и верхнем подъярусах **фаменского яруса** превалируют представители рода *Palmatolepis* (см. рисунок). Палматолепиды, в подавляющем большинстве (> 90 %), представлены *Palmatolepis gracilis*,



* - "переходная" остракодовая зона

Литолого-стратиграфическая колонка среднефаменско-нижнетурнейских отложений р.Сызью с графиком соотношения родов конодентов (в %)

куда относятся *Palmatolepis gracilis sigmaidalis* Ziegler, *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler. Доминирование представителей рода *Palmatolepis* над остальными является доказательством глубоководных условий формирования изучаемых отложений и относится к палматолепис-биспатодусовой и палматолепис-полигнатусовой биофацям, представленных в работах [4, 5].

Турне характеризуется в основном *Polygnathus communis* (*Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, в меньшей степени *Polygnathus communis lectus* Kononova, *Polygnathus communis carinus* Hass). Но периодическое появление девонских *Palmatolepis gracilis*, *Pseudopolygnathus trigonicus* Ziegler и ?*Pelekisgnathus*, в совокупности с наличием большого количества обломков конодонтовых элементов, очевидно указывает на то, что выделенный комплекс является частично переотложенным. В связи с этим, интерпретация условий образования комплекса пород вышеуказанного стратиграфического интервала не будет однозначной. Стоит отметить, что результаты биофациальных исследований не противоречат результатам литологического изучения и палеофациальным моделям [2, 3, 8].

Таким образом, установлено, что средне-верхнефаменский интервал формировался в глубоководных условиях, о чем свидетельствует преобладание палматолепид типичных для данных обстановок, а так же микритовые, спикуловые и радиоляриевые известняки. Турнейская часть обнажения на р. Сывью характеризуется превалированием органогенно-обломочных известняков, что объясняет наличие переотложенных с мелководья и других стратиграфических интервалов форм конодонтов. Важно отметить, что условия осадконакопления, на фоне активного поступления внутрибассейнового обломочного материала, остаются прежними. На это указывает микритовая основная масса био-литокластовых известняков.

Литература

1. Нигмаджанов И. М. Палеоэкологическая характеристика раннекаменноугольных конодонтов Чаткальского региона//Биостратиграфические исследования в Узбекистане. Сборник научных трудов. Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 30—37.
2. Плотицын А. Н. Особенности осадконакопления плитняковой толщи в позднедевонско-раннекаменноугольное время (р. Сывью, Приполярный Урал)// Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Сыктывкар: Геопринт, 2013. Том XVI. С. 45—50.
3. Соболев Д. Б. Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. С. 3—67.

4. *Over D. J.* Conodonts and the devonian-carboniferous boundary in upper woodford shale, Arbuckle mountains, South-Central Oklahoma//Journal of paleontology. Vol. 66, № 2, 1992. P. 296—297.

5. *Sandberg C. A., Dreesen R.* Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation//Geological Society of America Special Paper 196, 1984. P. 143—178.

6. *Savoy L. E., Harris A. G. Mountjoy E. W.* Extension of lithofacies and conodont biofacies models of late Devonian to early Carboniferous carbonate ramp and black shale systems, southern Canadian Rocky Mountains // Canadian Journal of Earth Sciences. 36, 8, 1999. P. 1281—1298.

7. *Dreesen R., Sandberg C. A., Ziegler W.* Review of late devonian and early carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies models as applied to the Ardenne shelf//Annales de la Societe geologique de Belgique, T. 109, 1986. P. 27—42.

8. *Sobolev D. B., Vevel Y. A., Zhuravlev A. V., Kamzalakova S. Y.* Facies and fossil associations of the uppermost famenian and tournaisian deposits of the Iz'yayu river section (Tchernyshev uplift) // Ichthyolith issues, special publication 6, 2000. P. 108—111.

САМОРОДНАЯ МЕДЬ В ТИТАНОНОСНЫХ ПЕСЧАНИКАХ ПИЖЕМСКОЙ РОССЫПИ

А. В. Понарядов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

alex401@rambler.ru

Пижемское месторождение считается одним из крупнейших в мире по запасам титановой руды. По минеральному составу месторождение является комплексным: богато ценными попутными компонентами и полезными ископаемыми. Для промышленного освоения выделены два основных вида сырья: титановые руды и кварцевые песчаники [1]. Установлено высокое содержание золота, алмазов, а также отмечено присутствие редких земель и редких металлов [2, 3]. Для эффективного освоения комплексных месторождений технологические схемы обогащения россыпей должны предусматривать малоотходность процесса: наряду с получением товарных концентратов лейкоксена, рутила необходимо получать высококачественные концентраты других имеющихся полезных ископаемых [4, 5]. Нами установлено присутствие самородной меди на поверхности минералов, слагающих титановые песчаники Пижемской россыпи. Представляется актуальным проведение минералого-технологических исследований титановых руд Пижемского месторождения для выявления полезных минералов.

Методика. Исследования проводились с использованием микрозондового (VEGA3 TESCAN, аналитик С. С. Шевчук), минералогического (аналитик З. П. Двойникова), рентгенофлюоресцентного анализа (аналитик С. Т. Неверов).

Проба песка была отобрана из обнажения оползневого характера на правом берегу р. Умбы, в двух км выше устья р. Средней. Основными компонентами по данным минералогического анализа являются кварц (95 %), лейкоксен (3 %) и ильменит (1.4 %). Бесцветный и розоватый (за счет пленки гидроокислов железа) кварц представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами. Ильменит в разной степени изменен и вместе с лейкоксеном представлен овальным и угловыми зернами. Остальные минералы (циркон, турмалин, амфиболы, ксенотим) присутствуют в незначительных количествах. Химический анализ показал, что наибольшее содержание TiO_2 приходится на фракцию $-0.315+0.25$ и составляет 10.6 %.

Самородная медь размером до 12 мкм встречается как на поверхности кварца, покрытого гидроокислами железа, так и на лейкоксене. Были выявлены две формы нахождения меди в виде:

1) включений монокристаллов изометричной (рис. 1) или угловатой неправильной формы (рис. 2) в кавернах;

2) сростков поликристаллов пластинчатой (рис. 3) или дендритоподобной формы (рис. 4).

Кроме самородной меди присутствует медь в оксидной форме.

Самородная медь на поверхности зерен кварца и лейкоксена в Пижемской россыпи представляет собой, вероятнее всего, аксессуарный минерал, который образовывался в результате вторичных процессов. Более детальное изучение позволит уточнить генезис включений и сростков меди.

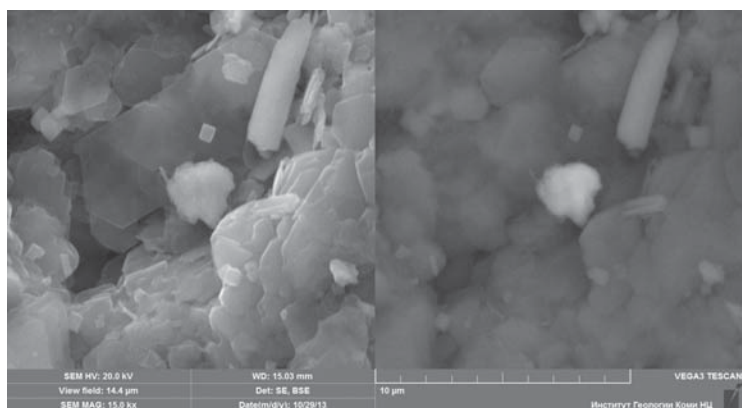


Рис. 1. Включение меди изометричной формы

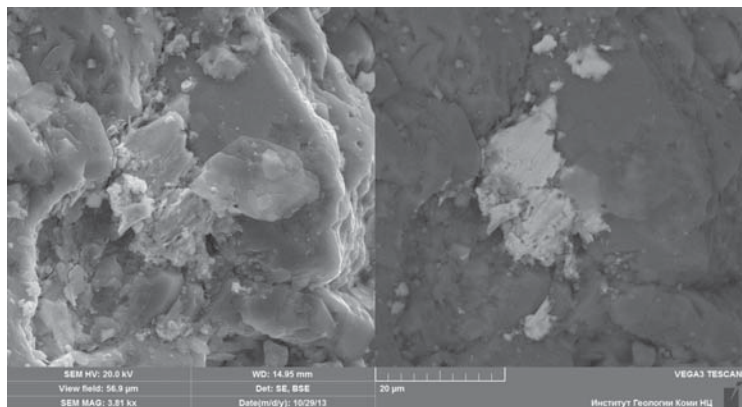


Рис. 2. Включение меди угловатой неправильной формы

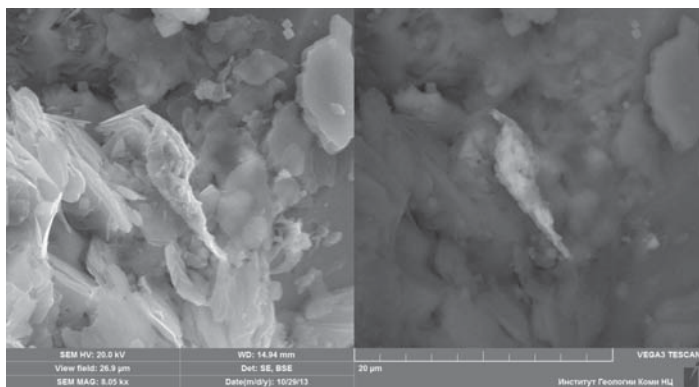


Рис. 3. Сросток меди с кристаллом кварца пластинчатой формы

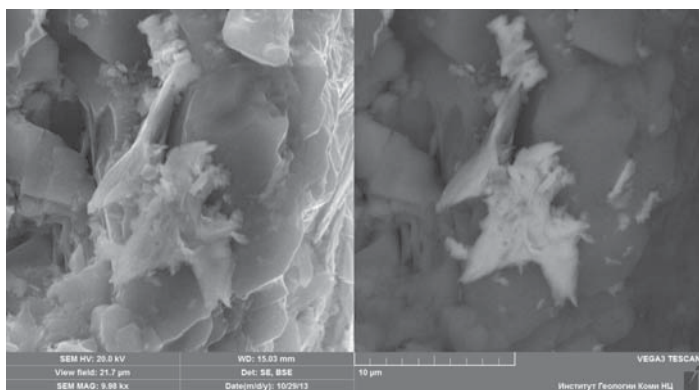


Рис. 4. Сросток меди с кристаллом кварца дендритоподобной формы

Литература

1. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2011 году. Государственный доклад.
2. *Макеев Б. А.* Минеральные ассоциации и индикаторы рудоносности Пижемского титанового и Ичетьюского алмазоносного месторождений Среднего Тимана: Автореферат диссер. ... кандидата геол.-мин. наук. Казань, 2012. 24 с.
3. *Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н.* Лейкоксен Тимана: минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997. 215 с.
4. *Быховский Л. З., Тигунов Л. П., Зубков Л. Б.* Титаномagnetитовые руды — новый взгляд на промышленное использование // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2003, № 3. С. 6—14.
5. *Голубева И. И., Котова О. Б., Рубцова С. А.* Титановые минералы современной прибрежно-морской россыпи о. Страдбрук (Вост. Австралия) и Пижемской палеороссыпи Среднего Тимана (Россия) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013. № 9. С. 24—28.

ГЕНЕЗИС ИЛОВОГО МАТЕРИАЛА В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Е. С. Пономаренко¹, Н. А. Канева¹,
В. В. Пошибаев², С. С. Шевчук¹

¹ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²РГУ нефти и газа, Москва
esponomarenko@geo.komisc.ru

В верхнедевонских карбонатных отложениях отмечается значительное количество компонентов илового строения, часто ассоциирующиеся с рифогенными образованиями. Карбонатные зерна илового состава имеют полигенную природу: механогенную, хемогенную или биохемогенную, каждая из которых разделяется на несколько подтипов [6, стр. 81], имеющих свои генетические особенности. Поэтому, для изучения строения и состава иловых карбонатов большое значение имеет метод сканирующей электронной микроскопии.

Электронномикроскопические исследования производились на аналитических сканирующих микроскопах с рентгеноспектральными микрозондовыми анализаторами JSM 6610LV и JSM-6400.

Целью работы является определение строения и основных механизмов образования карбонатного ила.

В данной работе приведены результаты микроскопического и электронно-микроскопического исследования илового материала из верхнефранских известняков р. Седью обн. 4, 6 и нижнефаменских известняков скв. 35 Центрально-Хорейверская и 20 Ошкотынская Центрально-Хорейверской рифогенной зоны. Верхнефранские образцы представлены фенестровыми (рис. 1, А) и пелоидно-интракластовыми известняками (рис. 1, Б). Нижнефаменские – интракластово-микробиальные (обр. ЦХВ 35/11), сгустково-комковатые (обр. ЦХВ 35/14) и пелитоморфные известняки (обр. ОШ 20/1).

В верхнефранских фенестровых известняках иловые прослои, комочки и сгустки имеют широкое распространение и часто отмечаются в ассоциации с другими компонентами пород: фенестры, биокласты, онколиты, интракласты, кониатоиды (coniatoids, вадозные пизолиты: Flygel, 2004), указывающих на различные фациальные обстановки (рис. 1 А, Б). Исследования показали, что иловый материал в прослоях сложен кристаллами кальцита (до 2 μm), которые покрыты микробиальными пленками (рис. 1, В). Пелоиды (до 0.2 мм) также состоят из кристаллов кальцита, связанных микробиальными пленками, из-за чего кристаллический кальцит имеет «сглаженные» очертания (рис. 1, Г).

При исследовании нижнефаменских образцов было выявлено, что иловый материал представлен зернами кальцита размером от 2 до 10 μm без четких кристаллографических граней. Микритовые зерна из интракластово-микробильных (рис. 2, А-Б) и густово-комковатых (рис. 2, В-Г) известняков характеризуются округлыми формами. Также в этих образцах можно было наблюдать характер микритизации кристаллов кальцита (рис. 2, В). При исследовании пе-

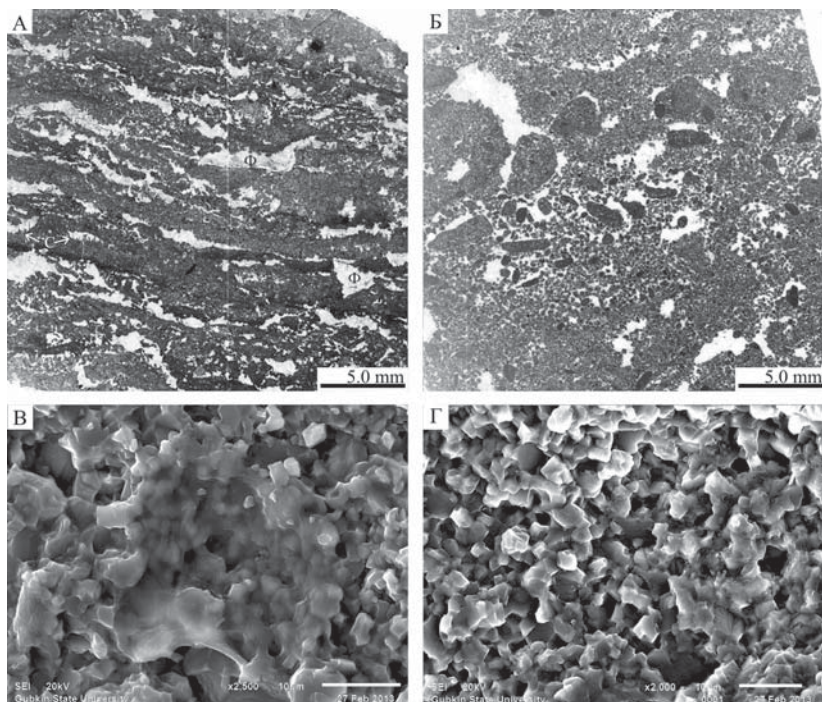


Рис. 1. Строение иловых компонентов верхнефранских пород р. Седью, Южный Тиман. **А-Б:** Микрофотографии шлифов. А. Известняк микробильный фенестровый (обр.С4/74-2011). Характерно тонкое чередование пелитоморфных микробильных и пелоидных прослоев, разделенных фенестрами. Ф — фенестры, С — стилолитовые швы. Б. Известняк интракластово-пелоидный фенестровый (обр.С6/2-2011). Основная масса сложена иловыми пелоидами, связанными вадозным и спаритовым кальцитовым цементами. **В-Г:** Электронно-микроскопические изображения. В. Строение микрозернистых карбонатов из тонкослоистых строматолитоподобных известняков (обр. С4/74-2011). Отмечаются многочисленные мелкие зерна кальцита, покрытые микробильной пленкой. Г. Строение илового карбоната в пелоидах (обр. С6/2-2011). Заметно микробильное склеивание криптокристаллического кальцита, из-за чего зерна последнего имеют сглаженный вид

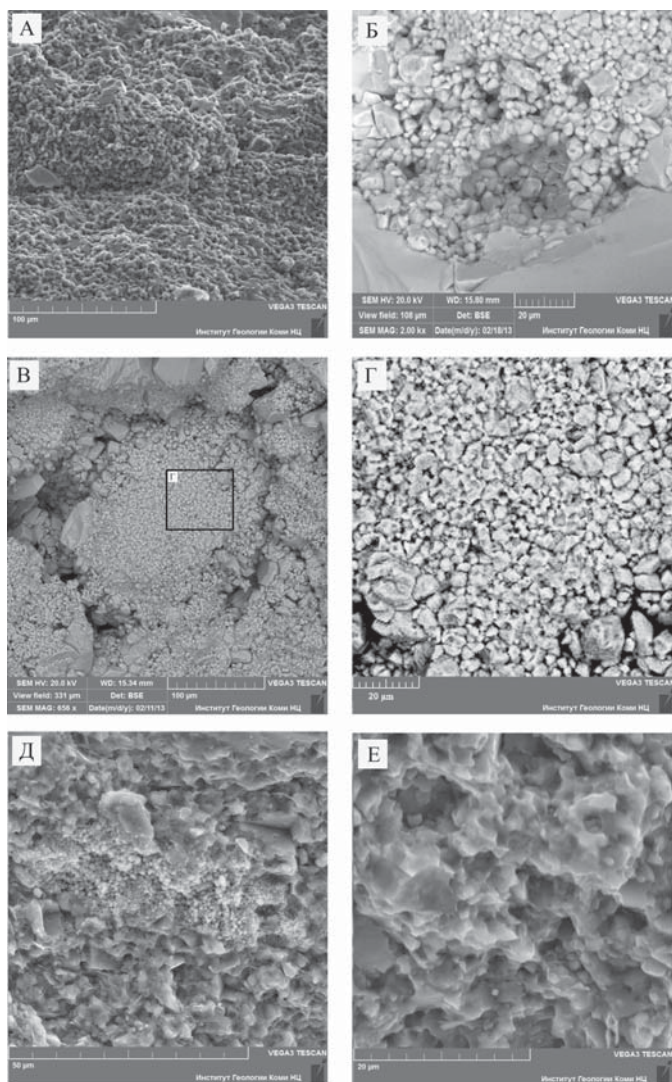


Рис. 2. Нижнефаменские микрозернистые известняки Центрально-Хорейверской рифогенной зоны. **А-Б.** Характер строения иловых пеллоидов в известняке интракластово-микробийном (обр. ЦХВ 35/11). **А** — изображение в режиме вторичных электронов, **Б** — в режиме упруго-отраженных электронов. **В-Г.** Строение иловых пеллоидов и характер перекристаллизации в известняке сгустково-комковатом (обр. ЦХВ 35/14). Изображение в режиме упруго-отраженных электронов. **Д-Е.** Строение пелитоморфного известняка со скоплением фромбоидального пирита (**Д**) (обр. ОШ 20/1). Изображение в режиме вторичных электронов

литоморфного известняка под электронным микроскопом была выявлена плотная порода, в которой зерна покрыты органическими пленками (рис. 2, Д-Е). Также на исследуемой поверхности скола были выявлены скопления пирита октаэдрической и фрамбоидальной формы (рис. 2, Д), возникшие в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

При сравнении полученных результатов можно обратить внимание на то, что иловый материал верхнефранских фенестровых и нижнефаменских пелитоморфных известняков обладает сходным характером строения. В обоих разностях на поверхности наблюдаются биопленки, которые придают сглаженный вид кристаллам кальцита, в результате чего практически невозможно выделить отдельные кристаллы с четкими кристаллографическими очертаниями.

Преобладающие ромбоэдрические и гексагонально-короткопризматические формы кристаллов, согласно Р. Л. Фолку [4], свидетельствуют о некотором опреснении при формировании кальцита. Также, осаждению кальцита благоприятствуют процессы, уменьшающие содержание в морской воде CO_2 [2]. Такими процессами могут быть нагревание или органический фотосинтез. Не вызывает сомнения, что за органический фотосинтез были ответственны бактерии — прекурсоры кальцитовых биопленок, описанных выше.

Среди фотосинтезирующих бактерий в настоящее время выделяются две функциональные группы: оксигенные и аноксигенные фотосинтетические бактерии [1, 5]. Если к оксигенным фототрофам относятся преимущественно цианобактерии, то кальцитизированные биопленки, по всей видимости, являются следами жизнедеятельности аноксигенных фототрофов, к которым относятся, в частности, пурпурные и зеленые бактерии [1]. Общая биохимическая реакция аноксигенных бактерий описывается следующей формулой [5]: $3\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} + \text{HS}^- \rightarrow [\text{CH}_2\text{O}] + \text{CaCO}_3 + \text{SO}_4^{2-}$. Также они характеризуются зависимостью от H_2S как донора восстановителя и окисляют его на свету в сульфаты (Бактериальная..., 2002) и участвуют в разложении крахмала [5]. Первая функция этих бактерий определяет их роль в круговороте серы совместно с сульфатредуцирующими бактериями, а вторая — их связь с цианобактериальными и водорослевыми сообществами верхнедевонских органогенных построек.

Во время формирования нижнефаменских интракластово-микробиальных и сгустково-комковатых известняков проходили другие процессы. Иловые зерна из этих образований располагаются свободно в породе, часто не связаны друг с другом. Такая структура, по всей видимости, образовалась в результате процесса перекристаллизации [3].

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Первичный иловый материал в рассмотренных известняках имеет биохомогенный генезис. Его формирование было определялось хомогенной садкой криптокристаллического кальцита ($< 2 \mu\text{m}$) и жизнедеятельностью аноксигенных фототрофных бактерий. Примеры таких образований мы можем видеть в пелитоморфных известняках нижнего фамена и в микробиальных прослоях фенестровых разностей верхнего франа.

2. Наложенные механогенно-седиментационные процессы (например, активизация гидродинамики среды) разрушало литифицированную иловую породу, образуя пелоиды и интракласты микробиальных известняков.

3. Диагенетические процессы перекристаллизации карбонатного ила формировали стустково-комковатые известняки, отмечающиеся в нижнефаменских карбонатах.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН, № 28/2, проект № 12-П-5-1006.

Литература

1. Бактериальная палеонтология. Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
2. *Лидер М.* Седиментология. Процессы и продукты. Пер. с англ. М: Мир, 1986. 439 с.
3. *Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розанова Е. Д.* Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: ИГиРГИ, 1976. 58 с.
4. *Махнач А. А.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Мн.: БГУ, 2000. 255 с.
5. *Dupraz C., Visscher P. T.* Microbial lithication in marine stromatolites and hypersaline mats // Trends in Microbiology. 2005. V. 13, P. 429–438.
6. *Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag. 2004. 976 p.

БИТУМИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

О. С. Процько, Л. А. Анищенко, О. В. Валяева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

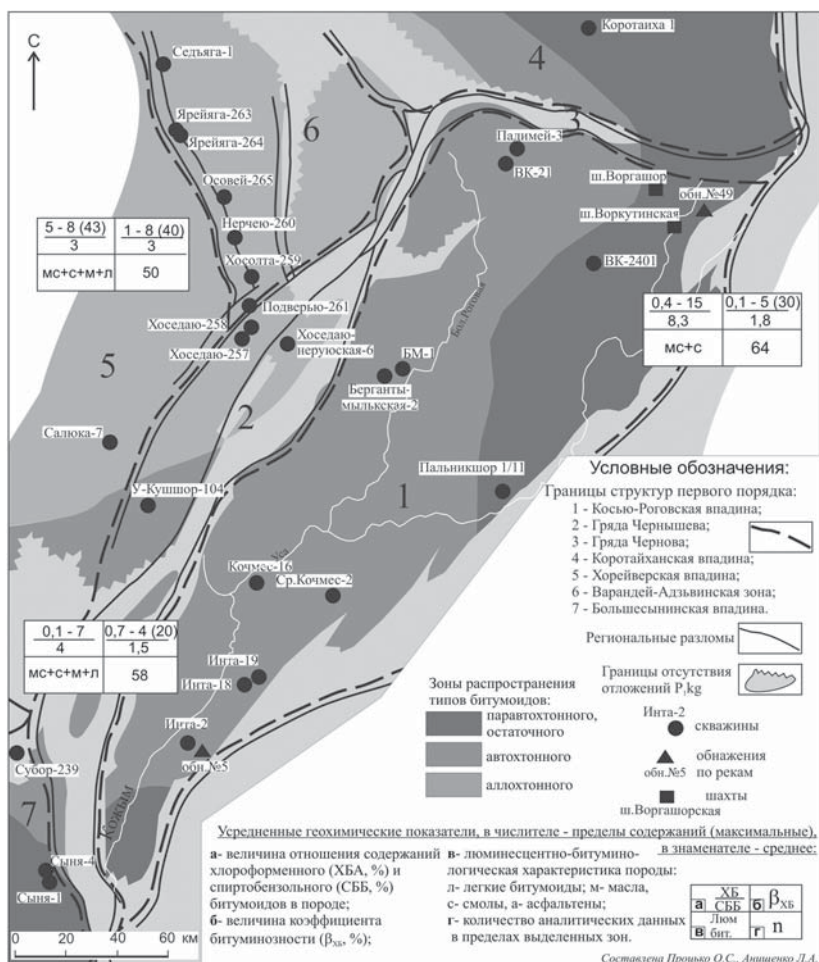
procko@geo.komisc.ru

Пермские терригенно-угленосные отложения распространены на всей части севера Предуральского краевого прогиба. Разрез кунгурского яруса состоит прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей, и представлен прибрежно-морскими и континентальными отложениями, составляющими угленосную формацию. Основные участки угленакопления паралического типа расположены на северо-востоке Косью-Роговской и юго-востоке Коротайхинской впадин, к западу замещающиеся породами лагунно-морских фаций [1].

В угленосных толщах содержание $C_{\text{орг}}$ колеблется в пределах от 0.3–3 % в алевроито-песчаных разностях пород, до 5–60 % в глинисто-углистых. По компонентному составу органического вещества (ОВ) выделяется три группы: витринита, инертинита и липтинита. Содержание хлороформенного битумоида (ХБА, %) меняется значительно в глинистых породах от 0.005 до 0.16; в алевроито-песчаных разностях — 0.005–0.68; в углях и углистых аргиллитах — от 0.1 до 1.4 %. Содержание спиртобензольного битумоида (СББ, %) также очень изменчиво в зависимости от состава пород: в аргиллитах — от 0.001 до 0.04; в алевролитах и песчаниках от 0.001 до 0.085; в углисто-глинистых разностях — 0.07–2.85 % от породы.

По характеру распределения типов битумоидов в нефтегазоматеринских породах выделяется несколько зон: 1 — смешенного паравтохтонного, остаточного; 2 — автохтонного; 3 — аллохтонного (см. рисунок). К основным признакам, характеризующим разделение на вышеуказанные зоны, можно отнести следующие: катагенетическая зональность кунгурских отложений и тектоническое районирование в пределах изучаемой территории, содержание (%) органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и битумоидов (ХБА, СББ), коэффициент битуминозности ($\beta_{\text{ХБ}}$, %), отношение содержаний ХБА и СББ, люминесцентно-битуминологическая характеристика пород и выборочно характеристика метанонафтенной фракции углеводородов.

Первая зона расположена на северо-востоке и крайнем юге Косью-Роговской, северной оконечности Большесынинской и юго-



Распределение типов битумоидов и их геохимическая характеристика в кунгурских глинистых отложениях Косью-Роговской впадины и прилегающих территорий

востоке Коротаихинской впадин. Для этой зоны преимущественно паравтохтонного битумонасыщения с присутствием значительного количества остаточных битумоидов, характерны значения коэффициента $\beta_{ХБ}$ от 0.1 до 3 %. Повышенные и аномально высокие значения $\beta_{ХБ}$, определенные по разрезу скв. 1-Коротаихинская, в глинах составляют 10–18 %, в песчаниках — от 5 до 30 % (менее 8 % проб). По люминесцентно-битуминологической характеристике в составе битумоидов преобладают смолистые и маслянисто-смолистые ком-

поненты, легкие фракции обнаружены единично в Коротаихинской впадине. Распределение битуминозных веществ в глинистых породах равномерное, легкие подвижные компоненты встречены в пористых участках, что свидетельствует о высоком уровне перераспределения подвижных компонентов, а отсутствие ореольных битуминозных текстур, по мнению Олли И. А. [2], говорит о наличии остаточного характера. В целом, для отложений этой зоны отмечается преимущественно смещенный характер — остаточный, паравтохтонный с примесью аллохтонного битумонасыщения в одной нефтегазоматеринской толще.

Вторая зона, расположенная в центральной части Косью-Роговской впадины, характеризуется преобладанием автохтонного, частично остаточного битумоида со значениями $\beta_{ХБ}$ в пределах 1–4 %, ХБА/СББ — 4 и преимущественным распространением маслянистых и маслянисто-смолистых битуминозных компонентов. Однако, также как и в предыдущей зоне, имеются локальные проявления явного аллохтонного характера на Среднекочмесской площади. Они выражены в виде скоплений легкого битума в пустотном пространстве и приконтактных участках зерен [3], а также повышенных значений (менее 8 % проб) коэффициента $\beta_{ХБ}$ для глинистых пород — 14 % и для песчано-алевритовых разностей — 10–20 %.

Третья зона преобладания аллохтонных битумоидов, территориально приуроченная к Гряде Чернышева, восточной окраине Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской структуры, характеризуется значениями $\beta_{ХБ}$ от 1 до 40 % (распространенное среднее значение — 15 %), и частой встречаемостью легких компонентов в хлороформенном и спирто-бензольном битумоиде. Здесь же обнаружено значительное преобладание СББ над ХБА ($\text{ХБА/СББ} = 5\text{--}43$). Такие высокие значения данного показателя в первой и второй зонах, в условиях частичного либо значительного катагенетического преобразования пород, свидетельствуют об остаточном характере битумоидов. Однако, породы в рассматриваемой третьей области еще не претерпели преобразований, отвечающих главной зоне нефтегазогенерации и поэтому им свойственны повышенные содержания СББ и $\beta_{ХБ}$, характерные для приразломных антиклинальных структур.

Анализ полученных геохимических данных позволяет отнести породы кунгурского яруса к категориям низко-средне- и высокопродуктивных как газо-, так и нефтематеринских толщ [4]. Результаты проведенных исследований и имеющиеся ранее сведения о нефтепроявлениях [5] свидетельствуют о возможности обнаружения не только газовых, но и небольших по объему нефтяных скоплений. При наличии определенных геологических условий их накопление

возможно в песчаных коллекторах барового и дельтового комплексов кунгурских и уфимских отложений в надвиговой зоне северо-востока Косью-Роговской и юга Кортаихинской впадин.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН, проект УрО РАН № 12-У-5-1018 «Онтогенез углеводородных систем Печорского нефтегазоносного бассейна» и проект УрО РАН № 12-5-6-012-АРКТИКА «Формирование углеводородных систем в толщах верхнего палеозоя в арктическом районе Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна».

Литература

1. *Македонов А. В.* История угленакопления в печорском бассейне. Л.: Наука, 1965. 250 с.
2. *Олли И. А.* Органическое вещество и битуминозность осадочных отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 136 с.
3. *Аминов Л. З., Горбань В. А., Панева А. З., Удот В. Ф.* Геохимическая характеристика палеозойских отложений северной части Тимано-Печорской провинции в связи с нефтегазоносностью // Геология месторождений горючих ископаемых Европейского Северо-Востока СССР. Тр. IX геол. конфер. Коми АССР. Сыктывкар, 1981. Т. 2. С. 104—110.
4. *Ларская Е. С.* Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М., Недра, 1983. 200 с.
5. Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральяского прогиба. СПб.: Наука, 2004. 214 с.

ПРОЯВЛЕНИЯ ТРИАСОВОГО МАГМАТИЗМА В МАЛОУРАЛЬСКОЙ ЗОНЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. Д. Соболев¹, А. А. Соболева², Д. А. Варламов³

¹ ГИН РАН, Москва; ² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

³ ИЭМ РАН, Черноголовка

sobolev_id@mail.ru, soboleva@geo.komisc.ru, dima@iem.ac.ru _____

В пределах Малоуральской зоны Полярного Урала, начиная с широты р. Ханмей на севере и вплоть до верховьев р. Хулга на юге, на протяжении почти 200 км широко распространены дайковые и субпластовые интрузивные тела долеритов и габбро-долеритов различной мощности. Они были выделены в середине XX века Ю. Е. Молдаванцевым в качестве мусюрского комплекса. Мощность даек составляет 2—5 м, иногда до 15—20 м, а пластовых тел — 50—100 м; протяженность может достигать 2.5—3.0 км и более. По результатам геологического картирования на основании геологических взаимоотношений предполагается, что эти тела являются самыми молодыми образованиями Малого Урала, поскольку они прорывают девонские осадочно-вулканогенные образования с органическими остатками эйфельского яруса в верхней части и все плутонические комплексы позднесилурийско-девонского возраста. П. А. Кучериной (рабочие материалы, конец 80-х-начало 90-х гг. XX века) мусюрский комплекс рассматривался как послескладчатый и предположительно датировался триасом. В. А. Душин (конец 90-х гг.) относил эти образования к пермотриасовому трапповому этапу. А. В. Прямоносков определил К-Аг возраст плагиоклаза из пород комплекса, как 361 ± 1 млн. лет, что соответствует концу позднего девона [6]. Согласно же позднейшим представлениям, возраст мусюрского комплекса — позднетриасовый, как на основании всё тех же геологических взаимоотношений, так и с учетом того факта, что девонские вмещающие вулканы претерпели метаморфизм, а породы самого комплекса не были им затронуты [3]. Геодинамическая обстановка формирования даек мусюрского комплекса трактовалась также по-разному: их относили к позднеостроводужным, посторогонным или рифтогенным образованиям.

Нами были изучены две дайки субщелочных габбродолеритов, относимых к мусюрскому комплексу, выходящие на поверхность в бортах долины р. Макара-Рузь в среднем течении (рис. 1). Одна из них прорывает среднедевонские диориты Конгорского массива и рассекающие их жилы лейкогранитов. Вторая — сечет раннедевонские диориты второй фазы собского комплекса. Мощность даек ва-

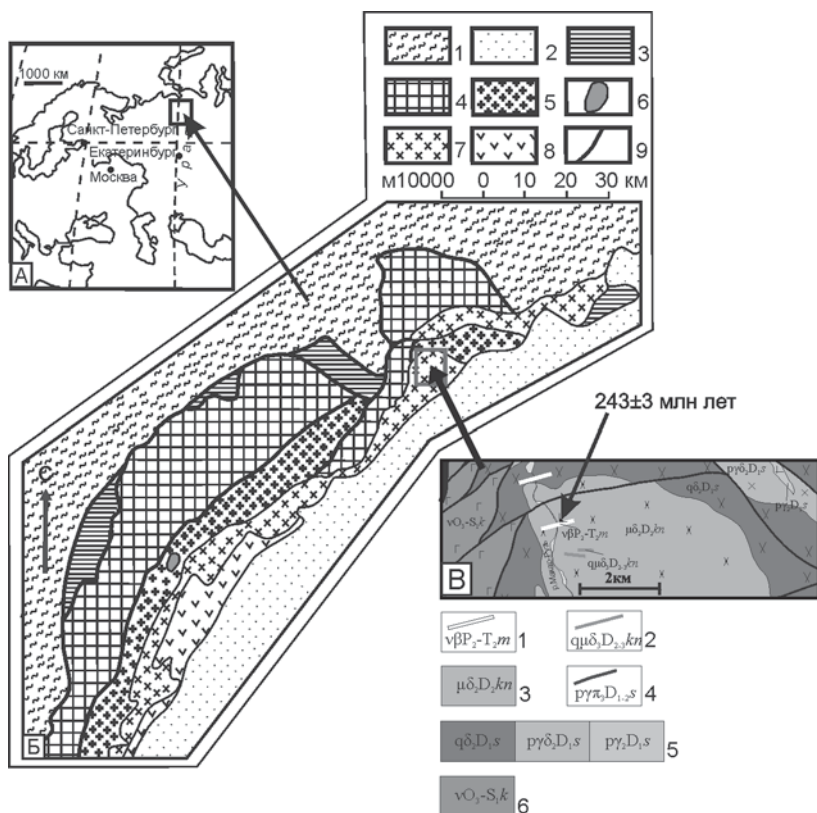


Рис. 1. Схема расположения, тектоническая схема и фрагмент геологической карты Конгорского петротипического массива

А. Географическое положение. **Б.** Тектоническая схема южной части Полярного Урала. 1 — Западно-Уральская мегазона (допалеозойские и палеозойские образования, нерасчленённые); 2 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3—8 — Восточно-Уральская мегазона: 3 — Хордьюско-Ханмейская зона; 4 — Войкарская зона; 5—8 — Малоуральская зона (5 — собский плутонический комплекс; 6 — янаслорский плутонический комплекс; 7 — конгорский плутонический комплекс; 8 — малоуральский вулканогенно-осадочный комплекс; 9 — разломы). **В.** Фрагмент геологической карты Q-41-XII ([2], с небольшими изменениями). 1 — дайки мусюрского комплекса, габбродиориты повышенной щёлочности; 2 — третья фаза конгорского комплекса: гипабиссальные монцодиорит- и кварцевые монцодиорит-порфиры; 3 — вторая фаза конгорского комплекса: диориты, монцодиориты; 4 — третья фаза собского комплекса: гипабиссальные кварцевые диорит-порфиры, тоналит-порфиры, плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты; 5 — вторая фаза собского комплекса: габбродиориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты; 6 — габброиды кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса

рырует от 7 до 15 м, падение субвертикальное, простирание обоих даек СВВ. Контакты с вмещающими диоритами неровные, с явно выраженной зоной закалки мощностью до 1 см. Степень кристалличности габбродолеритов плавно уменьшается от центральных частей тел к контактам: от мелкозернистых габбродолеритов до стекловатых базальтов.

Габбродолериты характеризуются офитовой неравномернозернистой тонко-мелкозернистой (0.01—1.5 мм) структурой и массивной текстурой. Их породообразующие минералы представлены плагиоклазом — 60 %, клинопироксеном — 15—25 %, роговой обманкой — 3—15 %, биотитом — 0—3 %, сростками титаномагнетита, ильменита, пирита и халькопирита — 8—10 %.

Плагиоклаз распространен в виде субидiomорфных таблитчатых зёрен состава An_{7-47} размером 0.2—1.0 мм с $K_{удл}$ — 4—10. Края зёрен в большинстве случаев окружены альбитовой каймой. Клинoпироксен представлен авгитом, образует идиоморфные кристаллы размером 0.1—0.5 мм с поперечными сечениями в виде усечённых ромбов, а также удлинёнными продольными срезами ($K_{удл}$ — 3—4). Роговая обманка развита по краям зёрен клинопироксена, а в некоторых случаях замещает их полностью. Она представлена субидiomорфными призматическими кристаллами размером 0.05—0.3 мм с $K_{удл}$ — 3—4. Биотит встречается в некоторых разностях, где он представлен субидiomорфными чешуйчатыми удлинёнными зёрнами размером 0.01—0.1 мм с $K_{удл}$ — 6—10. Кроме того, он замещает зёрна роговой обманки. В данных породах рудные минералы представлены идиоморфными мелкими кристаллами титаномагнетита, ильменита, пирита и халькопирита размером 0.01—0.3 мм и их сростками, в сумме рудные составляют до 8—10 % объема породы. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и цирконом. Вторичные минералы присутствуют не во всех разностях и представлены соссюритовым агрегатом, умеренно развитым по зёрнам плагиоклаза, а также эпидотом и хлоритом, частично замещающими выделения клинопироксена и роговой обманки.

Габбродолериты относятся к умеренно-щелочному петрохимическому ряду и близки к породам семейства эссекситов [4]. Для них типичен K—Na-тип щёлочности, очень высокие содержания титана (3.0—3.5 % TiO_2), хорошо согласующиеся с высокими содержаниями ильменита, титаномагнетита, титанита, а также фосфора (0.8—1.3 % P_2O_5), входящего в акцессорный апатит. Кроме того, отмечаются высокие концентрации $Fe_2O_{3общ}$ (13—14 %), Na_2O (3.5—4.0 %), K_2O (1.0—1.2 %) и низкие содержания MgO (4.0—4.6 %), CaO (7.4—8.4 %). Породы отличаются постоянством содержания SiO_2 (48.7—

48.9 %), и точки их состава не образуют эволюционных трендов на диаграммах А. Харкера.

Рассматриваемым породам свойственны высокие суммы редких земель (в среднем — 181 г/т) при умеренной обогащённости LREE относительно HREE ($La/Yb = 4.23$). Для них характерны повышенные содержания как HFSE (U, Th, LREE), так и LILE (Cs, Rb, Ba, Pb) при невысоких содержаниях Sr. По этим признакам породы сопоставимы с рифтогенными и внутриплитными образованиями и наиболее похожи на базальтоиды эпиорогенных рифтов. С другой стороны, для них характерны низкие концентрации ниобия и повышенные — свинца (что проявляется в виде Nb-минимума и Pb-максимума на спайдерграммах), а это типичные признаки базальтоидов, сформированных в надсубдукционных обстановках [5]. Такое сочетание характеристик могло возникнуть, если в процессе рифтогенеза базитовая магма в небольших объемах выплавлялась из мантии, уже однажды деплетированной в надсубдукционной обстановке, — например, из мантийного клина.

Нами было продатировано 15 зёрен циркона из дайки субщелочных габбродолеритов (Университет Калифорнии, Санта-Круз, США, U–Pb-метод, La-ICP-MS). Результаты по трем зернам были отброшены по причине высокой дискордантности ($D > 30\%$). По 12 зернам получен очень широкий возрастной диапазон от 243 до 2695 млн лет (рис. 2). Самое молодое зерно имеют среднетриасовый возраст —

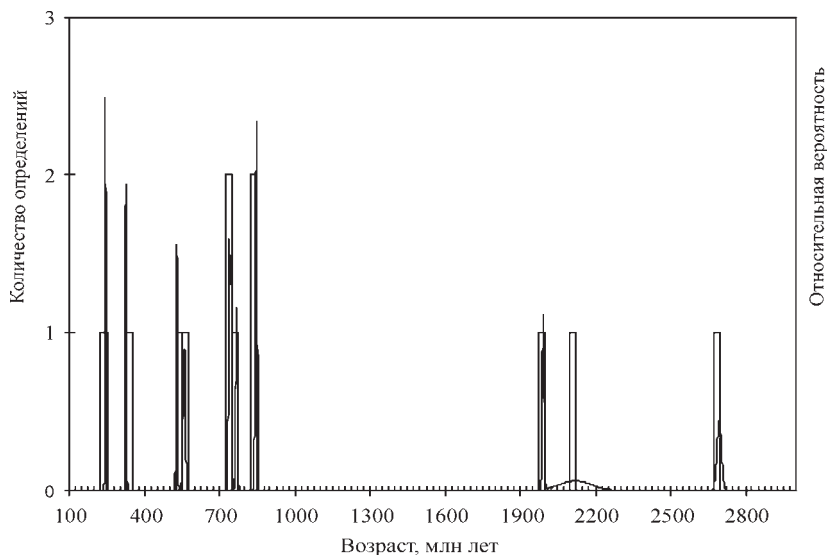


Рис. 2. Гистограмма распределения U–Pb-возрастов цирконов

243±3 млн лет (погрешности определения здесь и далее приведены на уровне 2σ). Кроме того, 1 зерно имеет раннекаменноугольный возраст (325±4 млн лет). Все остальные зерна более древние — от раннекембрийских до позднеархейских (528±5, 558±9, 738±5, 745±6, 767±7, 844±7, 847±5, 1992±7, 2120±130, 2695±18 млн лет). Мы полагаем, что возраст самого молодого зерна отвечает возрасту кристаллизации даек. Цирконы с более древними возрастами, вероятно, являются захваченными. По-видимому, дайки внедрились в гетерогенный субстрат, сформировавшийся в результате уральской коллизии, включающий комплексы уралид, протоуралид и древнего кристаллического фундамента. Таким образом, наличие древних захваченных цирконов в габбродолеритах косвенно свидетельствует об их внутриплитной геодинамической обстановке формирования. Этот дайковый комплекс мог возникнуть при син- или постколлизионном коллапсе Уральского орогена или быть отголоском сибирского траппового магматизма. В пользу последнего предположения свидетельствует предполагаемое нами время становления даек габбродолеритов (243 млн лет), близкое ко времени формирования пермотриасовых траппов Западной Сибири [1].

Литература

1. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 11. С. 1575—1587.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Под редакцией Л. Л. Подсосовой, А. П. Казака. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2001.
3. Дополнения и изменения в легенду Полярно-Уральской серии листов Гостгеолкарты-200 // Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2010.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
5. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок, 1997. 320 с.
6. Шишкин М. А. Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Гостгеолкарты-200 (издание второе) // Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2009.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНОДОНТОВ *OZARKODINA CONFLUENS* (BRANSON ET MENL)

Л. В. Соколова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sokolova@geo.komisc.ru

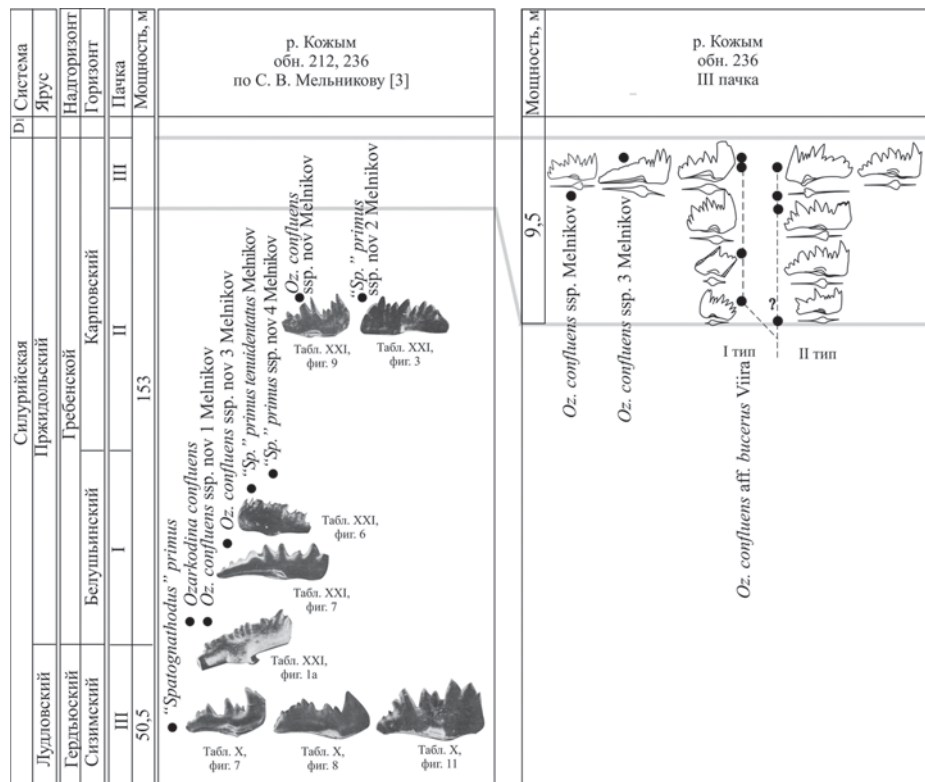
Стратиграфическое распространение и морфологическая изменчивость вида *Oz. confluens* на западном склоне Приполярного Урала были впервые изучены С. В. Мельниковым. В составе этого таксона из отложений верхнего силура р. Кожым им были выделены шесть новых подвидов [3]. Позднее С. В. Мельников расширил распространение вида от венлока до верхов пржидола и отнес его к роду *Ctenognathodus* [1, 2].

Широкий диапазон морфологической изменчивости *Oz. confluens* позволяет рассматривать этот вид в качестве одного из возможных руководящих таксонов для мелководных шельфовых отложений верхнего силура западного склона Приполярного Урала [3—5]. Форма и расположение базальной полости, характер зубчатости и размеры передней трети листа являются основными диагностическими признаками для разделения подвидов *Oz. confluens*.

Автором получены новые материалы по распространению и составу вида *Oz. confluens* в отложениях верхней III пачки гребенского надгоризонта. В составе конодонтового комплекса пачки установлено присутствие подвидов *Oz. confluens* ssp. *Melnikov*, *Oz. confluens* ssp. 3 *Melnikov* и *Oz. confluens* aff. *bucerus* Viira, ранее определенных С. В. Мельниковым из отложений I и II пачек гребенского надгоризонта и III пачки гердьюского надгоризонта (см. рисунок). В составе последнего подвида *Oz. confluens* aff. *bucerus* Viira элементы характеризуются сходным строением передней трети листа, но разделяются по форме базальной полости.

В разрезе прослеживается чередование интервалов с преобладанием элементов *Oz. confluens* имеющих относительно высокую массивную переднюю треть листа (III пачка гердьюского и гребенского надгоризонтов) и интервалов заключающих элементы с относительно низкой зубчатой передней третью листа, достаточно плавно переходящей в задний отросток (I и II пачка гребенского надгоризонта).

Полученные данные дополняют представление о диапазоне распространения и морфологической изменчивости *Oz. confluens* в отложениях верхнего силура р. Кожым. В дальнейшем планируется



Распределение Ра-элементов *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl)

рассмотреть взаимосвязь между морфологической изменчивостью вида и сменой фациальных обстановок в верхнем силуре р. Кожым.

Исследования поддержаны проектом Президиума РАН № 12-П-5-1015.

Литература

1. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999а. 136 с.

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

3. Опорные разрезы верхнего силура и нижнего девона Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1983. 74 с.

4. Jeppsson L. Aspects of Late Silurian conodonts // Fossil and Strata, 1974. № 6. P. 1—54.

5. Klapper G., Murphy M. A. Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains formation of Central Nevada. University of California press, 1974. P. 62.

ОБЗОР ПО МИНЕРАЛАМ ГРУППЫ КОЛУСИТА

Д. Е. Тонкачев

МГУ, Москва

tonkacheev@mineralog.com

Колусит — сложная сульфосоле ванадия $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{As}, \text{Sn}, \text{Sb}, \text{Ge}...)_{6}\text{S}_{32}$ — считался крайне редким минералом. Исследования последних лет показали, что колусит характерный минерал руд гидротермальных месторождений сульфидов меди, образующийся при повышенном окислительном потенциале и содержащих минералы с As^{5+} и Sb^{5+} (энаргит, фаматинит, люционит), с Te^{4+} (голдфилдит), а также гипогенный ангидрит плутонических меднопорфировых; вулканогенных медноколчеданных; колчеданно-полиметаллических, полиметаллических месторождений. Кроме того, колусит широко распространенный акцессорный минерал; минерал карбонатных и терригенно-карбонатных толщ, метаморфизованных в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, а также жильных образований среди этих толщ. Колусит в этих рудах является носителем большей части ванадия и германия, части олова; в метаморфизованных карбонатных толщах — носителем ванадия, германия, меди и мышьяка [6].

Химический состав

Колусит содержит 49—50 масс. % меди, что в расчете на 66 атомов отвечает примерно 26 формульным единицам; в редких случаях 45—47 % меди т.е. примерно 24 формульные единицы. Содержание железа и цинка составляет от следов до 3.6—3.9 % (изредка до 5.5 %), т.е. до 2 формульных единиц. Богатые медью колуситы не содержат железа и цинка. Колуситы с железом бедны цинком и наоборот. Содержания серебра и марганца достигают 0.1 %, кобальта — 0.01 %. Колусит содержит от 1.5 до 3.4, чаще 3.0—3.3 % ванадия, т.е. примерно 2 формульные единицы; колуситы, обедненные ванадием, постоянно содержат примесь трехвалентного железа. Вероятно, имеет место частичный изоморфизм. Количество мышьяка колеблется от 0.7 до 14 %, т.е. до 6 формульных единиц; сурьмы — от следов до 9.2 % (до 2.5 ф.е.); олова — от следов до 12 % (т.е. примерно 3.5 ф.е.); германия — от следов до 11 % (до 5 ф.е.); теллура — от следов до 3 %; молибдена — от следов до 2 %, содержание галлия достигает 0.8 %, вольфрама — 0.3 %, висмута — 0.2 %. Сумма As, Sn, Sb, Ge постоянна и близка к 6 % т.е. имеет место изоморфизм As-Sn, Sb, Ge, Te. Количество серы около 30 %, т.е. 32 фор-

мультные единицы. Селен обнаружен в единичных образцах в количестве до 0.5 % [1].

В соответствии с кристаллохимическими данными и приведенными выше материалами по составу минералов колусита его формула, вероятно, следующая:

$\text{Cu}^+_{18}\text{Cu}^{2+}_6(\text{Cu}^{2+}, \text{Fe}, \text{Zn})_2(\text{V}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{X}^{4+}_6\text{S}_{32}$, где $\text{X} = [(\text{As}, \text{Sb})^{3+} + (\text{As}, \text{Sb})^{5+}/2, \text{Sn}^{4+}, \text{Ge}^{4+}, \text{Te}, \text{Mo}]$ [6].

Классификация колуситов

В колуситах первая позиция почти полностью занята медью, вторая — особая — ванадием, четвертая — серой. Минералы группы разделяются по преобладающему компоненту в третьей кристаллохимической позиции:

Asф.е>Sn или SbGe — колусит (арсеноколусит) $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{As}_6\text{S}_{32}$ [6]

Snф.е>As или Sb или Ge-некрасовит (станноколусит) $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{Sn}_6\text{S}_{32}$ [5]

Sbф.е>Sn или As или Ge-стибиоколусит $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{Sb}_6\text{S}_{32}$ [5]

Geф.е>As или Sn или Sb-германоколусит $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{Sb}_6\text{S}_{32}$ [2]

Колусит-As. Преобладающая часть колуситов отвечает колуситу — As. Наиболее широко распространена оловянистая разновидность колусита — As, которая иногда содержит заметное количество сурьмы, германия, теллура. Широко распространена и германистая разновидность. Колусит — As, которая нередко содержит примеси олова или галлия и молибдена.

Колусит-Sn или некрасовит. Заметная часть анализов колусита отвечает колуситу — Sn. Известны разновидности — сурьмянисто-мышьяковая и мышьяковисто-сурьмянистая с небольшим количеством молибдена и германия. Для Колусит-Sn нередко отмечается дефицит ванадия.

Колусит-Sb относительно редок. В вулканогенном месторождении Кайрагач установлены мышьяковисто-оловянистый и оловянисто-мышьяковистый колусит-Sb, в медно-порфировом месторождении Бьют — оловянистый колусит-Sb.

Колусит-Ge распространен относительно широко. Преобладает мышьяковистая разновидность с небольшим количеством молибдена, вольфрама, галлия, олова [1].

Физические свойства

В отраженном свет колуситы желтоватые. Отражение германий-содержащих колуситов заметно снижается с ростом содержаний Ge. Спайность отсутствует. Относительный рельеф выше борнита и галенита, ниже теннантита, сфалерита, германита). Германоколусит не травится стандартными реактивам [6].

Зависимость свойств от состава колуситов

Оловянисто-мышьяковистые колуситы. В ряду колусит-As—колусит-Sn параметр решетки заметно возрастает от 10.53 до 10.73 Е. Микротвердость с ростом содержания олова заметно уменьшается.

Германисто-мышьяковистые колуситы. В ряду колусит-As—колусит-Ge параметр решетки изменяется незначительно от 10.53 до 10.57 Е. Микротвердость с ростом содержания германия несколько снижается.

Сурьмянистый колусит отличается повышенным параметром решетки 10.71 Е, пониженной твердостью (Спиридонов и др., 1986).

Условия нахождения

Германистые колуситы распространены среди поздней борнит — теннантитовой (часто золото- или серебросодержащей) минерализации колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений: широко — германистый арсеноколусит, менее — германоколусит. На месторождении Уруп (Северный Кавказ) и Майкаин (Северо-Восточный Казахстан) германоколусит находится в теннантит — сфалерит — борнитовых рудах, содержащих борнит, энаргит, люцонит, халькозин, реньерит, станноидит, моусонит, бетехтинит, сульфиды и теллуриды серебра. В Урупе германоколусит образует овальные и изометричные выделения размером 1—80, чаще 10—30 мкм среди борнита, реже в теннантите, сфалерите, барите, микровростки в пирите; германоколусит почти повсеместно окружен каймой реньерита или моусонита. В майкаините германоколусит образует мелкие овальные и удлинённые выделения и кристаллы в борните, реже — в сфалерите, еще реже — в теннантите и галените, часто — на контакте борнита, теннантита и барита или борнита, сфалерита и барита, значительно реже — среди халькозина, графических сростаний халькозина, галенита, люцонита, штроемeyerита, стефанита, халькопирита. Германоколусит обычно окружен тонкими реакционными каймами моусонита и реньерита, реньерита и халькопирита, халькопирита и халькозина.

В месторождении Цумб германоколусит развит в теннантит-сфалерит-халькопиритовых рудах с обильной вкрапленностью германита, галлита, халькозина, энаргита, борнита, слагает зерна размером до 100 мкм в германите, реже — в теннантите, халькозине, борните или центральные части сростаний Ge-содержащих сульфидов.

В месторождении Челопеч (Болгария) германоколусит находится в массивных сульфидных залежах в ассоциации с энаргитом, бор-

нитом, люцонитом, германитом, реньеритом, моусонитом и хемуситом (Спиридонов и др., 1992).

Сурьмянистый колусит установлен в вулканогенно — полиметалльном месторождении Кайрагач (Кураминский антиклинорий) при микроскопическом изучении образцов, богатых блеклыми рудами и сульфосолями олова, сульфотеллуридами и сульфоселенидами висмута. Колусит слагает овальные выделения размером до 40 мм в Те-тетраэдрите от которого микроскопически практически неотличим. В подавляющем большинстве случаев вокруг колусита развита полная или частичная кайма обрастания моусонита. Контакты колусита с блеклой рудой и моусонитом четкие, резкие, изредка на контакте с моусонитом развита зона колусита, обогащенная оловом [4].

Литература

1. Frank-Kamenetskaya O. V., Rozhdenstvenskaya I. V., Yanulova L. A.. New data on the crystal structures of colusites and arsenosulvanites // Journal of Structural Chemistry, 2002. 43. P. 89—100.

2. Monecke T., Wagner T. Germanium-bearing colusite from the Waterloo Volcanic-Rock-Hosted-massive sulphide deposit, Australia: Crystal Chemistry and formation of collusite group minerals // The Canadian Mineralogist, 2005. 43. P. 655—669.

3. Murdoch J. X-ray investigation of colusite, germanite, and reniierite // American Mineralogist, 1953. 38. P. 794—801.

4. Spiridonov E. M., Chvileva T. N., Badalov A. S. Antimony-bearing colusite, $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{As}_2\text{Sb}_2\text{Sn}_2\text{S}_{32}$, of the Kairagach deposit and on the varieties of colusite // Internal. Geol. Rev., 1984. Vol. 26. P. 534—539.

5. Спиридонов Э. М., Бадалов А. С., Ковачев В. В. Стибиоколусит $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Sb}, \text{Sn}, \text{As})_6\text{S}_{32}$ — новый минерал // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. С. 411—414.

6. Спиридонов Э. М., Качаловская В. М., Бадалов А. С. Разновидности колусита. О ванадиевом и ванадиево-мышьяковистом “германите” // Вестник МГУ. Сер. геол., 1986. № 3. С. 60—69.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕМЗОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГОРЕ ТАРБАГАНЬЯ (МУТНОВСКО-ГОРЕЛОВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА)

О. М. Топчиева

КамчГУ, Петропавловск-Камчатский

Район г. Тарбаганья расположен в юго-восточной части полуострова Камчатка в 136 км к югу от областного центра города Петропавловска-Камчатского (рис. 1). Проявления вулканических пемз в этом районе представлены покровами на горах Пемзовой и Тарбаганья, абсолютные отметки которых составляют соответственно 1076 и 997 м, а высоты колеблются в пределах 50–60 м. Площадь пемзовых отложений достигает 8 км².

На происхождение этих пород существуют разные взгляды. Согласно Е. А. Святловскому и Т. Ю. Марениной [2], пемзообразные породы на г. Тарбаганья слагают покровы, образовавшиеся в результате эксплозивной деятельности вулкана Мутновского во время образования на нем двойного кратера. По данным этих авторов, здесь получили развитие в основном пемзовые туфы с углова-

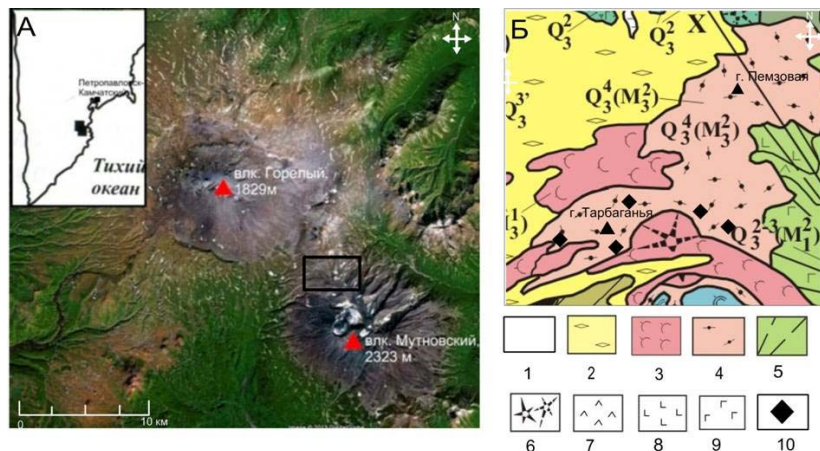


Рис. 1. Схема расположения объектов (А) и геологическая карта района исследований по Селянгину О. Б. [4] (Б)

1 – район работ; 2 – пемзы и игнимбиты главного этапа кальдерообразующих извержений, связанных с вулканом Горелый; 3 – базальты вулкана Мутновский; 4 – пемзы кальдерообразующего извержения вулкана Мутновский; 5 – вулканы главного конуса в. Мутновский; 6 – шлаковые конусы; 7 – дациты; 8 – андезибазальты; 9 – базальты; 10 – точки отбора образцов

тыми обломками пемзы и в меньшей степени массивных андезитов и андезидацитов. По В. Н. Шарапову, И. Б. Симбиреву и др. [6], на пемзовых горках имеют место не покровные, а типичные экструзивные (трещинные) образования, верхняя часть которых возникла из вспененных лав. В качестве ксенолитов они отмечали обломки только гидротермально измененных дацитов. По мнению О. Б. Селянгина [3, 4] вулканисты в рассматриваемом представляют собой все же покровы, возникшие в ходе кальдерообразующего извержения вулкана Мутновский, но при этом имеющие узко дацитовый состав.

Нами были проведены исследования коренных выходов пемзобразных вулканических пород в районе г. Тарбаганья с целью их сравнения с породами на вулканах Мутновский и Горелый. В результате этих исследований мы пришли к выводу о том, что на г. Тарбаганья имеет место покров пемзового туфа, неоднородный по строению и химическому составу, в строении которого достаточно отчетливо выделяются обломки вулканических пород и связующая масса (рис. 2).

По химическому составу (табл. 1) пемзовые туфы в основном отвечают андезитам и дациандезитам с содержанием SiO_2 варьирующим в пределах 59–66 мас. %. При этом обломки и связующая масса в них по химическому составу практически не различаются. Исключение составляет единичный образец из связующей массы, показавший аномально низкое содержание кремнезема, едва превысившее

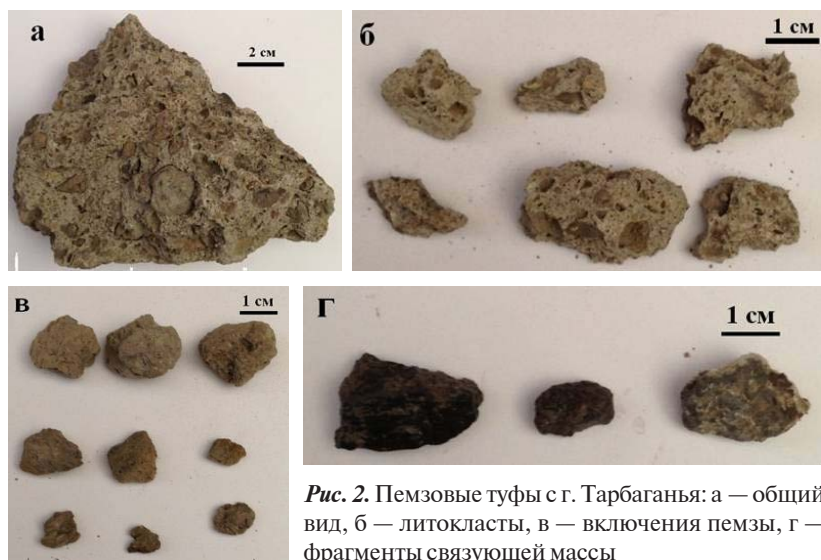


Рис. 2. Пемзовые туфы с г. Тарбаганья: а — общий вид, б — литокласты, в — включения пемзы, г — фрагменты связующей массы

Таблица 1

Химический состав вулканитов, мас. %

Компо- ненты	Облом- ки	Связующая масса									Пемзый туф в целом	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.10	63.30	61.2	60.80	60.1	65.80	61.50	61.80	49.10	59.40	65.20	62.90
TiO ₂	1.09	1.03	1.24	1.04	1.14	0.75	0.90	0.85	1.22	0.94	0.82	0.80
Al ₂ O ₃	20.00	18.4	18.60	20.00	20.40	16.2	17.5	16.20	18.70	19.00	16.60	20.30
Fe ₂ O ₃	4.78	3.57	4.51	4.69	4.44	2.87	4.15	4.39	10.1	4.36	3.17	2.96
FeO	0.28	0.26	0.16	0.35	0.36	0.35	0.33	0.25	0.25	0.27	0.26	0.26
MnO	0.13	0.12	0.15	0.13	0.14	0.35	0.33	0.25	0.25	0.27	0.10	0.09
MgO	2.34	1.06	1.17	1.86	1.35	0.90	1.62	1.67	3.43	1.73	0.99	0.93
CaO	3.13	2.07	2.53	3.30	2.97	1.66	3.46	4.08	6.42	3.24	1.88	1.64
Na ₂ O	4.20	6.68	6.78	4.13	5.00	4.36	2.19	2.03	3.59	3.06	3.96	3.82
K ₂ O	1.43	1.71	1.54	1.35	1.40	2.20	1.49	1.49	0.25	1.50	2.27	2.13
Сумма	99.69	100.17	99.9	100.42	99.76	99.74	100.66	100.02	99.91	99.81	99.73	99.77

Примечание. Анализ химического состава пород проведен в Аналитическом центре при Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии, аналитики Е. В. Карташева, М. А. Назарова, Н. А. Соловьева, В. М. Рагулина

49 мас. %, наряду с повышенным содержанием железа, магния и кальция. Это, скорее всего, отражает наложение на пемзы гидротермальных изменений.

По сравнению с породами на вулкане Мутновский (базальты, андезибазальты, андезиты) изученные нами пемзы по составу более кислые, а по сравнению с породами на вулкане Горелый (от базальтов до дацитов) более однородные. На диаграмме TAS (рис. 3, а) пемзы с г. Тарбаганья, как в целом, так и в части обломков и связующей массы варьируются от андезитов до дацитов, несколько различаясь по общей щелочности (рис. 3, а). Туфы в целом характеризуются нормальной щелочностью, обломки в них – нормальной и умеренной, а связующая масса – нормальной и низкой.

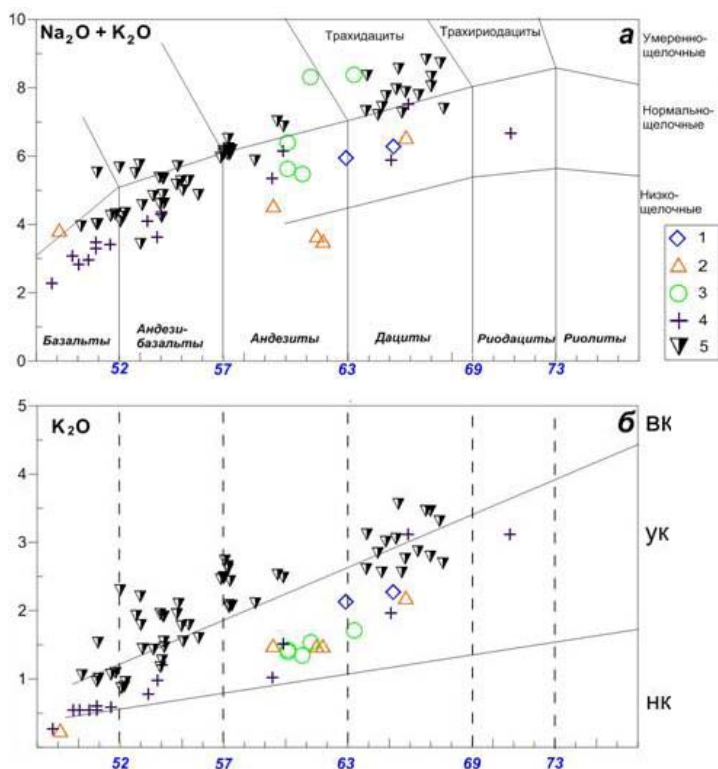


Рис. 3. Распределение пород с г. Тарбаганья и вулканов Мутновский и Горелый на диаграмме TAS (а) и SiO_2 - K_2O (б). Границы раздела пород по составу проведены по [1]. ВК, УК, НК – поля состава пород соответственно высоко-, умеренно- и низкокальциевых. Условные обозначения: 1–3 – соответственно исследуемые пемзы в целом, связующая масса, обломки; 4, 5 – породы с вулканов соответственно Мутновский [4] и Горелый [5]

Все это практически совпадает с данными по щелочности пород на вулканах Мутновском и Горелом. По содержанию K_2O (рис. 3, 6) рассматриваемые пемзовые туфы в целом, обломки и связующая масса в них отвечают умеренно калиевым породам, несколько превосходя по этому показателю породы на вулкане Мутновском и уступающую таковым на вулкане Горелом.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы. Установлено, что вулканы на г. Тарбаганья относятся не к экстрезивной, а эффузивной фазе, будучи представленными покровными пемзовыми туфами. По составу эти породы отвечают не дацитам, как это определили наши предшественники, а нормально- и умеренно-щелочным андезитам, дациандезитам и дацитам. По степени калиевости вулканические пемзы на г. Тарбаганья существенно отличаются от пород на вулканах Мутновском и Горелом, что, вероятно, объясняется нетождественностью происхождения. На некоторых участках пемзовые отложения подверглись гидротермальному изменению.

Исследования были проведены по программе научных работ, выполняемых в Камчатском государственном университете (регистрационный номер НИР: 5.3799.2011). Автор благодарит сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН В. Л. Леонова и Р. Л. Дунина-Барковского за помощь и поддержку.

Литература

1. *Петрографический кодекс России*. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
2. *Святловский Е. А., Маренина Т. Ю.* Мутновский вулкан Камчатки. П-К: геологический отчет. 1952. 120 с.
3. *Селянгин О. Б.* Действующие вулканы Мутновского геотермального района — Мутновский и Горелый: структура, вещество и эволюция магмопитающих систем // Магматические очаги и надочаговые зоны вулканов. П-К: КамГУ, 2009. 63 с.
4. *Селянгин О. Б.* К вулканам Мутновский и Горелый. П-К: Новая книга, 2009. 106 с.
5. *Чащин А. А., Мартынов Ю. А.* Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
6. *Шарапов В. Н., Симбирев И. Б. и др.* Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.

СРАВНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ШУНГИТА И СТЕКЛОУГЛЕРОДА С ПОМОЩЬЮ МАЛОУГЛОВОГО РАССЕЯНИЯ СИНХРОТРОННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

В. В. Уляшев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vaskom77@mail.ru

Для шунгита и стеклоуглерода характерно наноструктурирование, что стимулирует их исследования высокоразрешающими методами. Рентгеновские исследования слабоупорядоченных углеродных веществ (СУВ) применяются достаточно давно [1, 3, 5], однако рентгеноаморфность этих веществ делает неопределенной интерпретацию традиционных дифракционных данных. Структурообразование в СУВ характеризуется атомно-молекулярным уровнем с формированием надмолекулярных кластеров, размеры которых варьируются в пределах первой сотни нанометров [6]. Для изучения строения твердых тел на таком структурном уровне активно используется малоугловое рассеяние (МУР).

Благодаря появлению мощных источников синхротронного излучения информативность методов МУР в последние годы значительно выросла. Нами проведены исследования шунгита и стеклоуглерода методом малоуглового рассеяния с использованием источника синхротронного излучения на установке «Дикси» Курчатовского института. Длина волны излучения составляла 0.16 нм. Для обработки результатов МУР синхротронного излучения использовалось программное обеспечение GNOM [8].

При обработке данных МУР нами были использованы два метода для определения геометрических параметров рассеивающих объектов.

1) Вычисление и анализ распределения рассеивающих объектов $D_V(R)$ проводилось стандартным образом по интегральному уравнению для интенсивности рассеяния I [7]:

$$I(q) = \int_{R_{min}}^{R_{max}} D_V(R) m^2(R) i_0(qR) dR, \quad (1)$$

где R — геометрический радиус рассеивающего объекта и его минимальное (R_{min}) и максимальное (R_{max}) значения соответственно, i_0 и $m(R)$ — форм-фактор рассеивающего объекта (задающийся априорно) и его объем. В процессе расчета величине R_{min} присваивалось значение ноль, а величина R_{max} определялась индивидуально для каждого образца путем подбора оптимального решения, соответству-

ющего максимальному значению критерию качества, рассчитываемого в программе GNOM. Максимумы распределения позволили определить модальные размеры (радиусы) рассеивающих объектов $R=2.91\text{ nm}$ и $R=2.32\text{ nm}$ для образцов шунгита и стеклоуглерода (СУ) соответственно.

2) Оценке радиуса инерции R_g . В случае рассеяния полидисперсными объектами в форме шара, их геометрический радиус R связан с R_g формулой 2 [4]:

$$R^2 = \frac{5}{3} R_g, \quad (2)$$

Традиционно для оценки радиуса инерции используется распределение Гинье [4], которое заключается в измерении угла наклона прямолинейного участка графика функции, построенного в координатах $\ln(I)$ от q^2 . Более корректно можно оценить радиус инерции R_g по положению максимумов на зависимости $K(q) = q^2 \cdot I$ от волнового вектора q (именуемый графиком Кратки) [7]. Величина радиуса инерции связано со значением q_m , соотношением: $R_g = \sqrt{3}/q_m$ [2]. Радиусы рассеивающих структурных элементов (СЭ) вычисленные по Кратки, для шунгита и стеклоуглерода соответствуют величинам $R=2.8\text{ nm}$ и $R=2.1\text{ nm}$.

Сравнительный анализ рассчитанных радиусов структурных элементов для стеклоуглерода и шунгита, полученных двумя методами, показывает хорошую сопоставимость результатов, что позволяет с достаточно высокой долей уверенности утверждать, что величина рассеивающих элементов для стеклоуглерода находится в пределах $2.1\text{--}2.3\text{ nm}$, а для шунгита — $2.8\text{--}2.9\text{ nm}$.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации и сотрудникам Центра коллективного пользования «Курчатовский центр синхротронного излучения и нанотехнологий» в рамках государственного контракта №16.552.11.7055. Работа выполнена при поддержке проекта УрО РАН 13-5-НП-152, НШ-1310.2012.5.

Литература

1. Алешина Л. А., Кузьмина И. О., Фофанов А. Д., Шиврин О. Н. Рентгенографическое определение структурных характеристик ближнего порядка в шунгите-I / Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры. С.-Пб.: Наука, 1995. С. 104–106.
2. Василевская Т. Н., Антропова Т. В. Изучение структуры стеклообразных нанопористых матриц методом рентгеновского малоуглового рассеяния // ФТТ, 2009. Т. 51. В. 12. С. 2386–2393.
3. Ковалевский В. В. Структура шунгитового углерода // Журнал структурной химии. 1994. Т. 39. № 1. С. 31–35.

4. Севергун Д. И., Фейгтн Л. А. Рентгеновское и нейтронное малоугловое рассеяние. М.: Наука. 1986. 280 с.
5. Усенбаев К., Жумалиева К., Рыскулбекова Р. М., Калинин Ю. К. Структура минерала шунгит-I // ДАН СССР, 1977. Т. 232. № 5. С. 1189–1192.
6. Юшкин Н. П. Глобулярная надмолекулярная структура шунгитов: данные растровой туннельной микроскопии // Доклады АН, 1994. Т. 337. № 6. С. 800–803.
7. Glatter O., Kratky O. Small-Angle X-ray Scattering. London: Academic Press Inc. Ltd, 1982. 515 p.
8. Semenyuk A. V., Svergun D. I. GNOM—a program package for small-angle scattering data processing // J. Appl. Crystallogr., 1991. V. 24. P. 537–540.

АМФИБОЛИТЫ ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОДИНАМИКА

Н. С. Уляшева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsulasheva@geo.komisc.ru

Харбейский комплекс расположен в западной тектонической зоне Полярного Урала и многие исследователи относят его к раннепротерозойским образованиям Восточно-Европейского кратона. Среди метаморфических пород этого комплекса широко распространены перемежающиеся с плагиогнейсами амфиболиты, по геологическим и петрохимическим характеристикам схожие с вулканитами основного состава [1] и являющиеся чуткими индикаторами геодинамических обстановок образования.

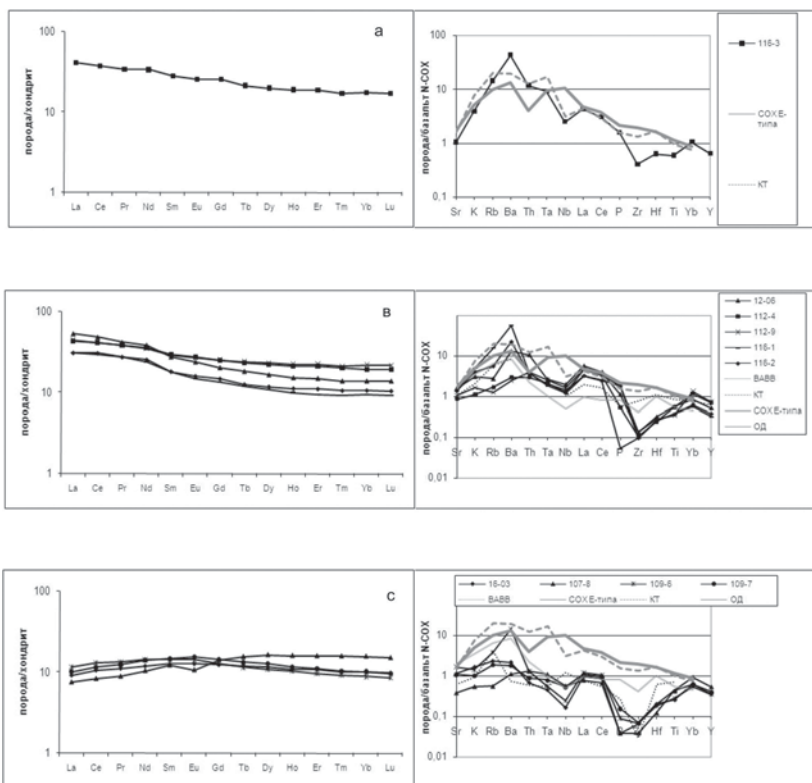
Целью данной работы является уточнение геодинамических условий формирования протолитов амфиболитов харбейского комплекса с помощью изучения геохимического состава пород. Содержания редких и редкоземельных элементов определены путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (FS HR ICP-MS) Element2 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Ю. Л. Ронкин). В предыдущих наших работах геохимические исследования состава metabазитов харбейского комплекса проводились по анализам, полученных с помощью нейтронно-активационного метода. Содержания таких индикаторных элементов, как Nb, Ta и Rb этим методом были определены не во всех образцах.

Амфиболиты харбейского комплекса представлены в различной степени расщепленными и массивными образованиями. Основными минералами в породах являются амфибол (паргасит-гастингсит) и плагиоклаз (альбит, олигоклаз). Второстепенные минералы представлены гранатом, биотитом, клиноцоизитом, мусковитом, кварцем и хлоритом. Как уже отмечалось ранее, разнообразие минерального состава обусловлены различными термобарическими условиями формирования пород и не связано с составом протолита [1, 4]. По петрохимическому составу породы схожи с низко-, умеренно- и высокотитанистыми толеитовыми и известково-щелочными базальтами и андезито-базальтами. Они являются натриевыми и калиево-натриевыми низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми образованиями. На различных идентификационных петрохимических диаграммах точки составов пород расположились в различных

областях геодинамических обстановок – континентальных, остро-
водужных и океанических.

Геохимические исследования метабазальтов позволили выделить
несколько типов пород.

Первый тип амфиболитов характеризуется высокими содержа-
ниями литофильных элементов – K, Rb, Ba, Th, а также повышен-
ными содержаниями некоторых элементов с высокой силой поля –
Nb и Ta (рис. 1, а). Спектр распределения редкоземельных элемен-
тов относительно хондрита имеет отрицательный угол. Содержания
легких элементов выше хондритовых в 50–60 раз, а тяжелых – в 15–
20 раз. Подобный геохимический состав имеют континентальные
рифтогенные толеиты и платобазальты задуговых морей.



Содержания редких и редкоземельных элементов в амфиболитах харьбейского
комплекса, нормированных относительно хондрита [8] и базальта N-COX [7].
Геохимические составы: КТ – континентальных рифтогенных толеитов; COX
Е-типа – океанических базальтов Е-типа, ОД – толеитовых базальтов островных
дуг [2], BABB – базальтов задуговых морей [5]. а, в, с – пояснения в тексте

Второй тип метабазальтов имеет также повышенные содержания легких редкоземельных элементов относительно тяжелых (рис. 1, в). На спайдер-диаграммах по сравнению с первым типом амфиболитов наблюдаются пониженные содержания Rb и Ba, а также элементов с высокой силой поля. Присутствует Ta-Nb и Zr отрицательные аномалии, но содержания Ta и Nb немного выше, чем в базальтах N-COX. Вулканиды с такими составами схожи с обогащенными базальтами задуговых морей, распространенных на возвышенностях и котловинах.

Амфиболиты третьего типа характеризуются пологим спектром распределения легких и тяжелых элементов относительно хондрита (рис. 1, с). Они имеют близкие к N-COX количество литофильных, легких и тяжелых редкоземельных элементов, а также Gr, Ti, Yb и Y. Кроме того, в породах наблюдаются низкие, схожие с островодужными содержания Ta, Nb, Zr и Hf. aPa Породы второго и третьего типа с геохимическими метками, характерными как для N-COX, так и для островодужных базальтов, широко распространены в задуговых или окраинных морях.

По данным многих исследователей для окраинно-морских бассейнов типичны значительные вариации составов основных вулканидов и их переходные геохимические характеристики, включающие в себя признаки как типично островодужных, так и океанических толеитов [5, 9]. В работе В. Т. Съедина [3] показано, что в задуговых морях выделяются четыре геохимических типа базальтов: континентальные, островодужные, окраинно-морские и океанические. Первые два развиты на материковом склоне и подводных возвышенностях. Третий тип характерен для возвышенностей глубоководных котловин, а четвертый тип – для оснований котловин. Если рассматривать поперечное строение окраинного моря от материкового склона в сторону островной дуги, то в этом направлении платобазальты сменяются базальтами, близкими к N-COX, а затем образованиями, близкими к островодужным породам [6].

Таким образом, протолиты амфиболитов харбейского комплекса, скорее всего, были представлены образованиями задуговых или окраинных морей. Среди них распространены платобазальты (первый тип), наиболее близко расположенные к континентальному склону и типичные задуговые базальты (второй и третий типы) возвышенностей и котловин морей.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований РАН № 12-И-5-2022.

Литература

1. Кузнецова (Уляшева) Н. С. Состав и условия формирования мафитов харьбейского комплекса (Полярный Урал) // Литосфера, 2008. № 1. С. 51–64.
2. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании / Под ред. Н. В. Межеловского. М.: Недра, 1991. 207 с.
3. Съедин В. Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1986. 26 с.
4. Уляшева Н. С. Термодинамическая эволюция метаморфизма метабазитов харьбейского комплекса // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 9. С. 2–6.
5. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
6. Pearce J. A., Stern R. J. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives, in Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions, Geophys. Monogr. Ser., vol. 166, 2006. P. 63–86.
7. Tarney J., Saunders A. D., Matthey D. P., Wood D. A. and Marsh N. G. Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300. 1981 P. 263–285.
8. William V. Boynton. Geochemistry of Rare Earth Elements Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 11–30.
9. Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1991. 466 p.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ЗОЛОТОНОСНЫХ ЗОН СУЛЬФИДИЗАЦИИ (ХРЕБЕТ ЕНГАНЕПЭ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. С. Устюгова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Ustyugova_kseniya@list.ru

На территории Енганепэйско-Манитанырдского золоторудного узла широко распространены коренные проявления золото-сульфидно-кварцевого типа, потенциально золотоносные зоны сульфидизации (минерализованные зоны), а также шлиховые ореолы золота и золотоносные коры выветривания [1].

Рудопроявления района, распространённые на поднятии Манитанырд, относят к типу магматогенно-гидротермальных и связывают с базальт-андезитовым вулканизмом. Минерализованные зоны приурочены к докембрийским вулканогенно-осадочным породам бедамельской серии и енганепэйской свиты, пространственно они связаны с разломами субмеридионального простирания и сопровождаются дроблением пород и околорудными изменениями, которые на ранней стадии представлены пропилитами, а на поздней — метасоматитами, по составу промежуточными между березитами и кварц-серичитовыми образованиями [2].

Несмотря на широкое распространение шлиховых ореолов золота в пределах хребта Енганепэ только в 2009 году в вулканогенно-осадочных толщах бедамельской серии были впервые локализованы зоны сульфидной минерализации, содержащие самородное золото.

Породы бедамельской серии в зонах сульфидизации представляют собой переслаивание туфов, апориолитовых сланцев и метабазальтов, чередующихся с зонами ярко-рыжей глинки трения, катаклаза и милонитизации. Падение пород крутое, западное ($250\text{—}270^\circ$, угол $65\text{—}80^\circ$).

Для характеристики петрографического и химического состава пород зон сульфидизации, а также изменений в них нами опробовано и проанализировано два интервала разреза, прилегающих к участкам милонитизации, в которых было установлено самородное золото.

Интервал 1 сложен андезитами и низкощелочными дацитами (рис. 1) темно-серого цвета. Породы характеризуются флюидалной текстурой и линзовидной структурой, обусловленных наличием пеп-

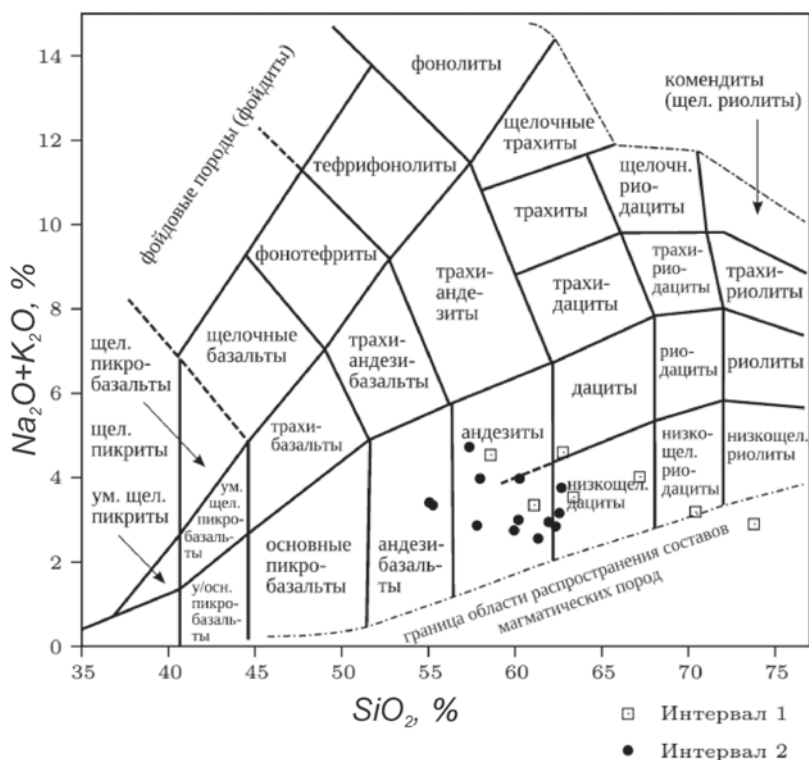


Рис. 1. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для классификации номенклатуры вулканических пород

ловых частиц линзовидно-изогнутой формы, стекло которых замещено хлоритом и серицитом. Пепловые частицы составляют от 15 до 60 % породы, их размер 0.4—0.6 мм. Часто они имеют пузырчатую структуру, поры в них округлые размером 0.1—0.2 мм, выполнены агрегатом кварца и эпидота.

Кроме вулканического стекла в эффузивах также отмечаются обломки пород. Они встречаются редко, составляя от 0 до 10 % породы, имеют вытянутые очертания, ориентированы по флюидальности и состоят из тонкозернистого кварца и микролитов удлинённого плагиоклаза, замещённого серицитом. Размер обломков около 0.5 мм.

Основная масса представлена тонкокристаллическим кварц-серицитовым и кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Кроме того в основной массе отмечены миндалины, составляющие около 5 %, выполненные зернами кварца изометричной формы с извилисты-

ми границами. Размер миндалин 0.2—0.4 мм, размер зерен кварца 0.1—0.2 мм.

Рудные минералы отмечены в виде рассеянной вкрапленности крупных (0.4—0.8 мм) и мелких (0.05—0.1 мм) зерен. В основном они связаны с перекристаллизованными пепловыми частицами.

По петрохимическому составу породы относятся к умеренно-щелочному ряду и ряду нормальной щёлочности (рис. 2), являются калиевыми (рис. 3), высокоглинозёмистыми, высокотитанистыми. По сравнению с вулканитами бедамельской серии хребта Енганепэ [3] в них отмечается повышенное содержание калия и пониженное натрия и кальция. Калишпатизации пород не наблюдается, однако повышенное содержание калия проявляется в серицитизации пород.

Интервал 2 представлен толщей темно-зеленых низкощелочных дацитов, андезитов и андезибазальтов (рис. 1). При микроскопическом исследовании пород в этой толще выделены две разновидности эффузивов — афировые и порфировые.

Афировые эффузивы содержат витрокласты и иногда литокласты. Витрокласты слагают 10—15 % породы, имеют линзовидно-изогнутую форму и обуславливают флюидальную текстуру пород. Стекло в них замещено хлоритом и серицитом. Размер частиц меняется от 0.2 до 2 мм.

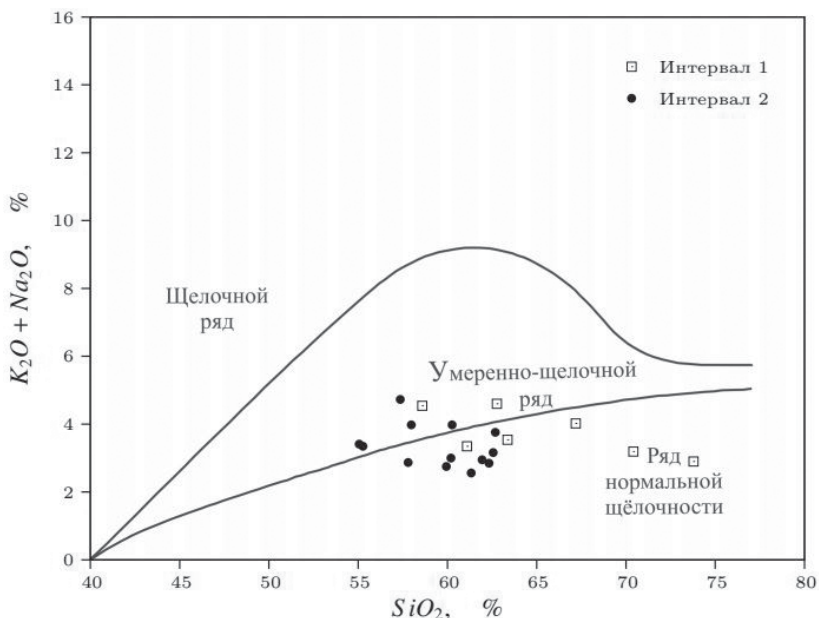


Рис. 2. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для магматических пород

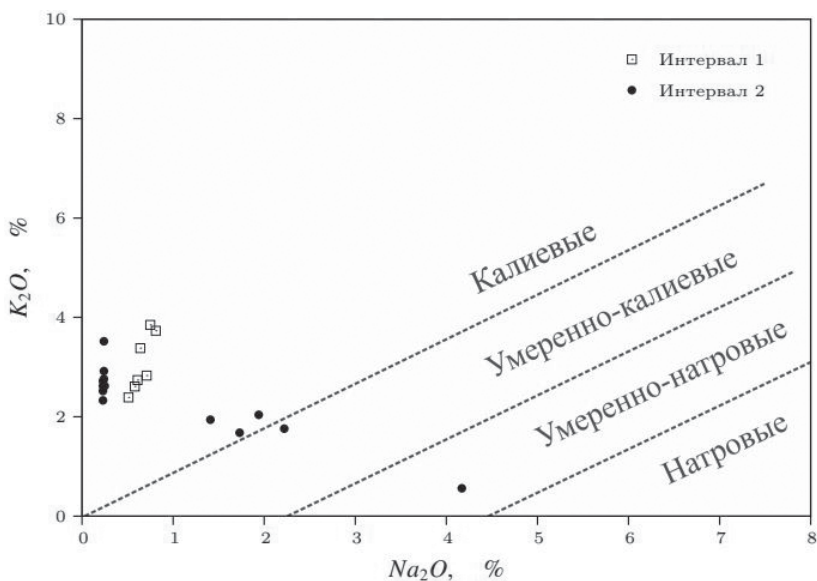


Рис. 3. Вариационная диаграмма подразделения вулканических пород по содержанию и соотношениям Na_2O и K_2O

Литокласты встречаются редко и в единичном количестве. Они сложены породами с интерсертальной микроструктурой (удлиненные микролиты полевого шпата на фоне основной скрытокристаллической массы). Обломки оплавлены и вытянуты по флюидалности. Их размер составляет около 0.5 мм.

Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом, состоящим из хлорита, серицита, кварца и плагиоклаза. Рудные минералы представлены кристаллами пирита размером 0.2—1.0 мм. Кристаллы имеют оторочку из удлинённых выделений кварца с веерообразным погасанием и удлинённых зёрен эпидота в виде тонких включений.

Афировые разности без резкой границы сменяются порфиоровыми с порфировой, реже гломеропорфировой структурой, директивной текстурой. Их основная масса сложена тонкозернистым кварц-плагиоклаз-серицит-хлоритовым агрегатом.

Порфировые вкрапленники имеют размер от 0.2—0.5 до 3 мм, их содержание в породе составляет от 10 до 30 %. Для них характерны ромбические и удлиненно прямоугольные сечения. Фенокристаллы замещены кварц-кальцит-альбит-серицитовым агрегатом с лепидогранобластовой структурой. Форма зерен в агрегате аллотриоморфная, с извилистыми границами. В крупных вкрапленниках на фоне мелкозернистых кварца и альбита выделяются гнезда кальци-

та размером до 0.2 мм. Порфировые вкрапленники ориентированы примерно в одном направлении и разбиты трещинами, перпендикулярными ориентировке. Небольшие разноориентированные вкрапленники образуют гломеропорфировые сростки.

В основной массе отмечены гнезда неправильной формы, выполненные хлоритом. В породе содержится от 1 до 3 % рудных минералов. Их размер 0.1—0.2 мм, они имеют преимущественно квадратные сечения, однако присутствуют также сечения неправильной формы. Сульфидная минерализация преимущественно связана с пепловыми частицами и гнездами хлорита, реже с порфировыми вкрапленниками.

Эффузивы данного интервала относятся к породам умеренно-щелочного и нормально-щелочного ряда (рис. 2), калиевым, умеренно-калиевым и умеренно-натровым разностям (рис. 3), высокоглинозёмистым и высокотитанистым. В отличие от толщи интервала 1, среди пород интервала 2 сохраняются неизменённые разности, состав которых близок к составу вулканитов контрастной ассоциации поднятия Енганепэ [3]. В изменённых породах отмечается зависимость привноса калия и выноса натрия и кальция. Повышенные содержания калия также проявляются в серицитизации и сосюритизации плагиоклаза. В эффузивах с сохранившимся высоким содержанием кальция отмечен кальцит в преобразованных порфирах вкрапленниках.

Таким образом, из анализа петрологических и петрохимических данных следует, что породы бедамельской серии, опробованные в этих интервалах, представлены андезибазальтами, андезитами и низкощелочными дацитами. Процессы метасоматического преобразования пород неравномерны и проявились в хлоритизации и серицитизации, сопровождающимися привносом калия и выносом натрия и кальция.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 13-05-98820-р_север_а «Золотоносность Нияю-Нияхойского рудного узла на Полярном Урале».

Литература

1. Ефанова Л. И., Симакова Ю. С., Артеева Т. А., Донцов А. Б. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на хребтах Манитанырд и Енганепэ // Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2009. Сб.7. С. 29—38.
2. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала: Научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. 622 с.
3. Соболева А. А., Куликова К. В., Моргунова А. А., Безинова Л. В. Фрагменты доуральской истории поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. №4. С. 7—12.

МИНЕРАЛОГИЯ ИСКОПАЕМЫХ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ЛИТОГЕНЕЗА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Р. И. Хамадиев

КФУ, Казань

khamri@mail.ru

Пермские отложения Волго-Уральского региона сформированы в результате разрушения древнего Уральского горного массива и представляют собой комплексы терригенных пород с прослоями морских карбонатных отложений. Смена морских отложений континентальными происходит в направлении с запада на восток. С группами промежуточных и континентальных фаций связаны находки многочисленных обломков окаменелой древесины. Обломки древесины замещены различными минеральными видами. Многообразие видов минерального замещения растительных остатков обусловлено различными условиями их захоронения и постседиментационного преобразования [3]. Исследованные обломки окаменелой древесины были отобраны на востоке Татарстана в отложениях казанского возраста. По характеру минерализации можно выделить два основных типа фоссилизированной древесины — *кремнефицированные* обломки и *сульфидизированные*.

С целью выяснения характера и условий минеральных замещений ископаемой древесины было проведено комплексное изучение их образцов с помощью традиционной оптической микроскопии и с применением ряда физических (спектроскопических) методов анализа вещества.

Кремнефицированная древесина. Кремнефицированные обломки встречаются в отложениях различного генезиса — от мелководно-морских до континентальных (речных). Они внешне характеризуются охристо-коричневым цветом, практически нацело замещены опалом и кварцем, но при этом сохранили особенности исходной растительной ткани с годовыми слоями. Под микроскопом видно, что вещество растительных клеток замещалось кремнеземом с сохранением первичной структуры древесной ткани отличной сохранности (рис. 1). Под микроскопом отчетливо видны тончайшие детали и особенности внутреннего строения растения. Окаменелая древесина состоит из трахеид и лучевой паренхимы, замещенных минералами кремнезема. Смоляные ходы отсутствуют. В некоторых образцах наблюдаются годичные кольца. Основным минералом, замещающим древесные

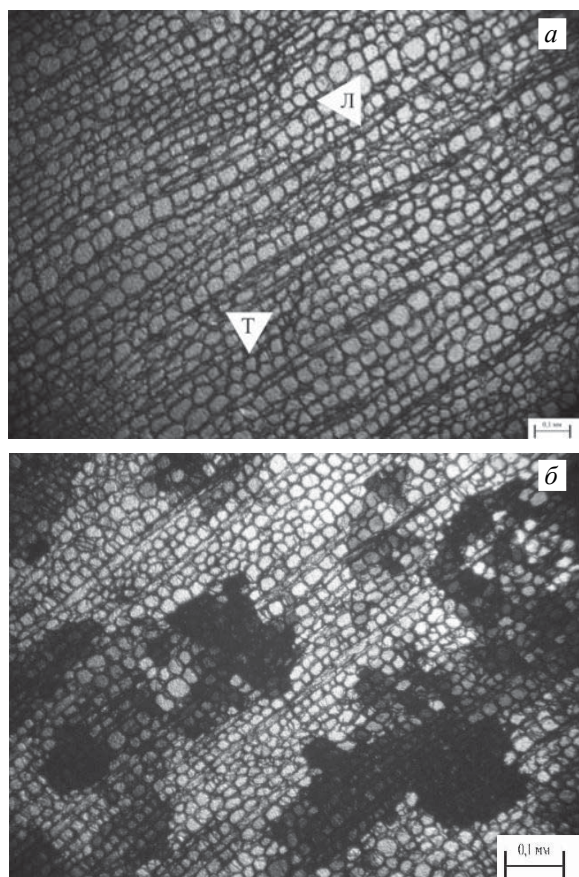


Рис. 1. Поперечный срез кремнефицированной древесины с сердцевинными лучами (Л) и трахеидами (Т): а) при параллельных николях и б) при скрещенных николях

остатки, является кварц, отмечаются также опал и халцедон. По данным энергодисперсионно — рентгенофлуоресцентного анализа изученные образцы содержат около 97 % SiO_2 , до 2 % Al_2O_3 также десятые доли SO_3 , CaO , Fe_2O_3 . По разнице оптических свойств заметно, что замещение клеточных элементов минералами кремнезема происходит избирательно. Примечательно, что оптическая ориентация кварца в стенках трахеид и самих трахеидах совпадает с оптической ориентацией целлюлозы в живом дереве. Высокую степень детальной замещения Л. Я. Кизильштейн [2] объясняет тем, что кремнефикация растительных остатков является механизмом взаимодействия SiO_2 с органическим веществом, при котором кремний не просто ра-

створяет или вытесняет органическое вещество, а образует весьма тонкие псевдоморфозы, сохраняющие анатомические и гистологические структуры растительной ткани. Процесс кремнефикации древесины связан с осаждением растворенного кремнезема из обладающих щелочными свойствами подземных вод окружающих осадков в раннем дагенезе, когда они начинают пропитывать захороненную древесину. Растительные остатки с кислой средой при этом играют роль локальных геохимических барьеров [3].

С применением электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) [3] в обломках кремнефицированной древесины зафиксированы следы органического вещества, законсервированного в минеральной матрице. По спектрам в исследуемых образцах были определены свободные органические радикалы, образующиеся в результате разрыва химических связей при естественном разложении органических веществ или его нагреве в лабораторных условиях. Их наличие свидетельствует об избирательном разрушении растительной ткани. На начальных этапах захоронения активно выносились наименее устойчивые компоненты растительного вещества с заполнением освободившегося пространства минералами кремнезема. Полученные результаты коррелируют с выводами, полученными ранее при помощи петрографического и химического методов [1]. В начальную стадию разрушения органическое вещество древесины характеризуется сравнительно быстрым распадом углеводов. Одновременно с разрушением целлюлозы и других компонентов древесины происходит вынос гуминовых кислот. Целлюлоза из клеточной стенки удаляется избирательно по отношению к отдельным слоям клеточной стенки. Различная степень разрушения клеточных стенок вероятно зависит от характера целлюлозной структуры и от степени лигнификации.

Сульфидизированная древесина. Сульфидизированные обломки древесины связаны с зоной переходных фаций от морских к континентальным и встречаются в пределах осадочных медных рудопроявлений, являясь при этом сами частью медных руд. Обломки оруденелой древесины выглядят как плотная черная руда натеками азурита и малахита на поверхности. Прожилки и поверхности сколов покрыты черным углефицированным веществом. Скопления обломков древесины могут обазовывать в аллювиальных отложениях шнуриковидные рудные тела протяженностью от нескольких до десятков метров.

Сульфидизированные обломки сложены агрегатами сульфидов меди, преимущественно — халькозина и ковеллина. Замещение исходного органического вещества в древесных остатках сульфидами меди связано с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий.

Наблюдения под оптическим микроскопом показали, что в обломках наблюдается зональность. Различные зоны имеют разный минеральный состав. Во внутренней части образца наблюдается однородная масса сульфида меди, который по оптическим константам диагностируется как халькозин. Халькозин слагает центральные части минеральных агрегатов, которые по краям окантованы мельчайшими выделениями смеси голубоватого халькозина и ковеллина. Микрористаллы ковеллина заполняют также микротрещинки в образцах. Участками в исследованном образце проявляется первичная структура растительной ткани. При наблюдении с иммер-

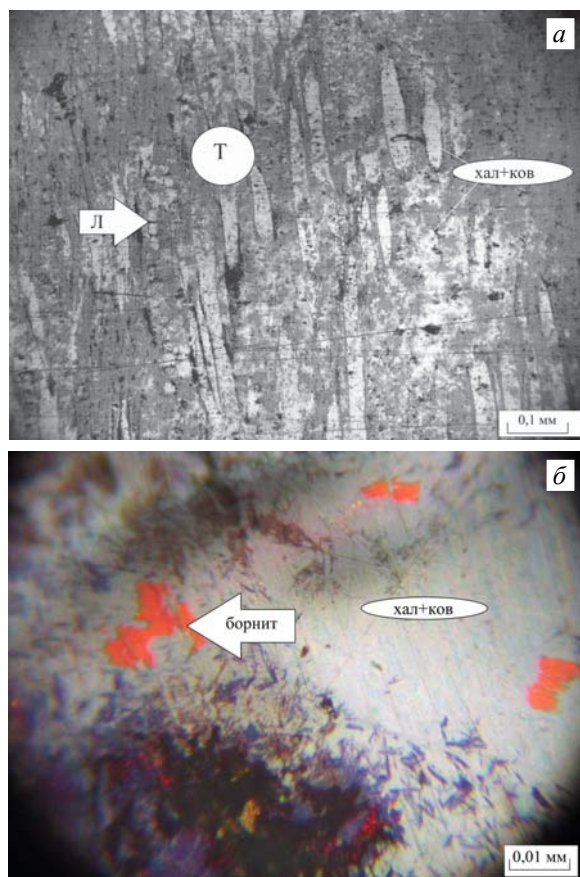


Рис. 2. а) сульфидизированная древесина с сохраненной древесной тканью, где трахеиды (Т) и сердцевинные лучи (Л) замещены халькозином и ковеллином (хал+ковеллин), б) снимок сделан при помощи иммерсионного масла, где отмечаются также мелкие неправильные выделения борнита

сией среди халькозиновой массы отмечаются также мелкие неправильные выделения борнита, что может указывать на дефицит меди в рудоносных растворах (рис. 2). По трещинкам и краевым участкам развиваются оксиды меди — тенорит и куприт. При этом сульфиды меди центральных частей растительных клеток выглядят как плотная масса, в которой не различимы отдельные минеральные зерна. Участками они окислены, на что указывает присутствие выделений куприта. Рентгенофазовый анализ не позволяет определить кристаллические фазы сульфидов меди ввиду их наноскопической размерности и большого разнообразия структурных модификаций в бинарной системе Cu_{1+x}S ($0 \leq x \leq 1$), поэтому для выяснения фазового состава сульфидов меди в образцах ископаемой древесины был использован метод ядерного квадрупольного резонанса (ЯКР) на ядрах меди $^{63,65}\text{Cu}$ [4]. В результате было установлено, основная масса сульфидов меди, диагностируемых под поляризационным микроскопом как халькозин, представляет собой агрегаты ультрадисперсных частиц нестехиометрических фаз сульфидов меди ряда халькозин-дигенит ($\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_{1.75}\text{S}$). Образование отторочек ковеллина (CuS), наличие которого в образцах четко фиксируется как оптическими методами, так и методом ЯКР, происходило как результат окисления исходных сульфидов в результате их контакта с подземными водами.

В заключение можно отметить, что изучение окаменевших растительных остатков и особенностей механизма замещения их органической ткани минеральными формами может иметь важное значение для реконструкции фациальных условий седиментогенеза и характера постседиментационных преобразований.

Литература

1. Манская С. М., Кодина Л. А. Геохимия лигнина. М.: Наука, 1975. 232 с.
2. Кизильштейн Л. Я. Внутриклеточные структуры в ископаемых растительных тканях // Доклады Академии наук, 2002. Т. 383, №2. С. 230—232.
3. Хасанов Р. Р., Галеев А. А. Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка, 2004. № 1. С. 18—22.
4. Хасанов Р. Р., Гайнов Р. Р., Варламова Е. С., Исламов А. Ф. Механизмы замещения сульфидами меди растительных остатков в пермских отложениях Вятско-Камской меденосной полосы // Ученые записки Казанского ун-та. Сер. естественные науки, 2009. Т. 151, кн. 4. С. 162—169.

КОНЦЕПЦИЯ РАЗРАБОТКИ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ УЧЕТА РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Т. В. Хозяинова, М. В. Калина

ТП НИЦ, Ухта

Тимано-Печорский научно-исследовательский центр традиционно ведет работы по анализу результатов геолого-разведочных работ (далее ГРР) на нефть и газ в Республике Коми и обеспечивает государственные органы Республики Коми сведениями о ходе и результатах ГРР. Одной из целей выпуска отчета является информирование государственных органов о выполнении недропользователями их лицензионных обязательств. Эта задача подразумевает сравнение показателей лицензионного соглашения на очередной отчетный период и фактических показателей, предоставленных недропользователями, и выпуск представительного ряда статистических табличных отчетных форм, группирующих анализируемые показатели по разным критериям с целью предоставления информации экспертам для всестороннего анализа. Для того чтобы провести анализ, специалисты отдела мониторинга ГРР собирают данные от недропользователя по форме Федерального агентства по недропользованию. Но, в силу того что упомянутая форма предназначена не для передачи первичных данных, а для передачи суммарных значений планируемых и фактических показателей (количеств скважин, объема бурения в погонных метрах, объема сейсморазведки 2D и 3D в погонных и кв. км соответственно и т. д.), то обычно требуются существенные дополнения и разъяснения, которые по запросу поступают от недропользователей посредством электронной почты, телефонной связи или в рамках личного визита. Переданные недропользователем данные собираются в табличную форму «Выполненные объемы ГРР в РК по видам работ и недропользователям», а также во внутреннюю документацию отдела и ряд других таблиц. Их можно разделить на две группы: с исходными данными, полученными от недропользователей (таблицы объемов сейсмических исследований за отчетный период, и объемов бурения, выполненных за собственный счет добывающих предприятий, таблицу «Выполненные объемы ГРР в РК по видам работ и недропользователям» и др.) и с обобщенными данными (распределение объемов ГРР в РК по источникам финансирования, сравнение объемов ГРР и затрат по видам работ в РК за предыдущий и

текущий отчетные периоды и др.). Отчет также содержит сведения о сравнении полученных показателей с показателями, предписанными лицензионным соглашением. Выпуск отчета производится дважды в год (за 9 месяцев и за год), а выпуск перечисленных таблиц — ежеквартально. В связи с этим подразделение, ответственное за выпуск отчета о мониторинге ГРР, имеет постоянную высокую нагрузку, которая включает: 1) взаимоотношения с недропользователями (составление и рассылка писем, получение и сортировка писем, телефонные переговоры, очные встречи с фиксацией переданной информации); 2) занесение полученных данных в исходные табличные формы; 3) расчеты для статистических табличных форм; 4) подготовка рисунков, постановка задачи на составление графических приложений и контроль их исполнения; 5) извлечение данных об обязательствах недропользователей из лицензионных соглашений; 6) сопоставление данных об обязательствах и данных о фактическом выполнении работ; 7) написание отчета; 8) оформление отчета; 9) подготовка презентационных пакетов.

При наличии информационной системы учета данных о результатах ГРР можно снизить трудозатраты сотрудников на выполнение работ, связанных с формированием статистических отчетных форм, а также формированием текста отчета, в той его части, которая не содержит аналитического компонента и может быть сведена к шаблону (см. рис. 1, рис. 2).

(номер лицензии, наименование лицензии, владелец лицензии)

За отчетный период на <Наименование лицензии> <наименование работ> выполнены в объеме <объем> <единица измерения объема>.

Рис. 1. Пример фактографической части отчета по отдельному лицензионному участку

Наименование НГО — <% от общего объема>% <наименование работ1> (<объем> <единица измерения объема>), <% от общего объема>% <наименование работ2> (<объем> <единица измерения объема>), ... <% от общего объема>% <наименование работn> (<объем> <единица измерения объема>).

Рис. 2. Пример статистической части отчета, сформированной на основе фактографических данных по нефтегазоносным областям

Актуальные данные о ходе и результатах ГРР необходимы, помимо включения в отчет, для собственных работ ТП НИЦ, поэтому целесообразно вести детальный атрибутивный учет поступающих паспортных данных о скважинах, данных о конструкции и цементировании, данных об опробовании и испытании скважин, данных о нефтегазопрооявлениях и поглощениях, данных о проведенных сейсморазведочных работах, о выявленных, подготовленных и переподготовленных в результате данных работ структурах, данных о результатах НИР. Все перечисленное выше послужило предпосылками для создания в рамках регионального банка цифровой геолого-геофизической информации (РБЦГИ) подсистемы учета результатов ГРР. Основными целями создания подсистемы стали: 1) автоматизированный учет планируемых и фактических показателей ГРР; 2) автоматизированное формирование фактографической части отчета об анализе ГРР; 3) автоматизированное формирование ГИС-проекта о ходе ГРР за выбранный отчетный период. Основой для разработки стали существующие подсистемы РБЦГИ, а также ГИС-проект «Карта фонда структур и месторождений», существующий как в варианте карты ArcGIS, так и в варианте интерактивной карты.

Был составлен общий план работ, включающий в себя на первом этапе (2013 год) — разработку и опробование табличных форм сбора данных для последующей конвертации в базу данных РБЦГИ, на втором этапе (2013—2014 гг) — проектирование, разработку и внедрение подсистемы учета планируемых и фактических показателей ГРР и выпуска основных табличных форм, на третьем этапе (2014—2015гг) — проектирование и разработку модуля автоматизированного формирования отчетности, проектирование и разработку ГИС-проекта.

Основные функции подсистемы учета результатов ГРР — это ввод данных о плановых обязательствах недропользователя, импорт из таблиц MS Excel данных о плановых обязательствах, ввод данных о фактически выполненных работах, импорт из таблиц MS Excel данных о фактически выполненных работах, формирование файла для навигации по объектам ГИС-проекта. Основная функция ГИС-проекта — навигация по объектам интерактивной карты, в соответствии с навигационным файлом, сформированным подсистемой учета результатов ГРР, и содержащим сведения о группах участков, объединенных в соответствии с некоторым критерием (по недропользователю, по НГДР, по НГО, по географическому региону и проч.).

На данный момент прототипированы основные сценарии функций ввода плановых и фактических данных (как на основе ручного ввода, так и на основе импорта), функции экспорта данных в нави-

гационный xml-файл. В рамках ГИС-проекта, который технологически выполнен средствами ArcGIS 10 с кодом на Visual Basic For Applications и предварительно формируется из картографических слоев соответствующей версии карты фонда структур и месторождений, реализована основная функция навигации по объектам карты на основе xml-файла.

В будущем, в соответствие с планом работ, планируется расширение функциональности для автоматизированного формирования ряда картографических слоев и атрибутивных дополнений к базовым слоям ГИС-проекта, а также расширение номенклатуры формируемых табличных отчетов.

ТИПОМОРФИЗМ И ГЕНЕЗИС ГРАНАТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ТАТАРСКОГО СВОДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА УГЛЕРОДА ($\delta^{13}\text{C}$)

Р. Р. Хусаинов

КФУ, Казань

Rafael.Khousainov@gmail.com

В настоящее время на территории Татарстана, входящей в Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию, пробурено большое количество глубоких скважин вскрывших кристаллическое основание на глубину от нескольких метров до 5-6 км. В результате глубокого бурения был получен большой объем кернового материала, изучавшегося различными исследовательскими коллективами страны [1—3]. Согласно современным представлениям, кристаллический фундамент Татарского свода сложен породами архей-протерозойского возраста и имеет крайне сложное геологическое строение. В современной структуре кристаллического фундамента можно выделить комплексы пород связанные с древними геодинамическими обстановками гранитогнейсовых ядер и зеленокаменных поясов. В их пределах различаются формации пород преимущественно мафитового и высокоглиноземистого состава, объединенные в соответственно в отрадненскую и большечеремшанскую серии. Несмотря на высокую степень их петрографической изученности, остаются нерешенными многие вопросы об их первичной природе, возрасте, эволюции метаморфизма и постметаморфических преобразований. Чутким индикатором и носителем информации о геологических процессах может служить индикаторное значение $\delta^{13}\text{C}$ [4].

Объектом исследований послужили выделения гранатов, отобранные из гранато-содержащих пород кристаллического фундамента: мигматизированный биотит-гранатовый гнейс, биотит-гранатовый гнейс, гранатовый плагиогнейс (лейкосомная часть мигматита), гранат-биотитовый кристаллический сланец (меланосомная часть мигматита с содержанием $\text{Gr} + \text{Bi} > 75\%$). Зерна граната изучались в стандартных петрографических и утолщенных шлифах. По морфологическим и цветовым характеристикам, а также составу минеральных включений зерна гранатов были сгруппированы в две основные группы.

Гранаты *первой группы* представлены темно-красными, катаклазированными и раздробленными гранатами, размером от первых миллиметров до 3 см. Для данной группы характерны пойкилито-

вые структуры (беспорядочное включение многих зерен разных минералов в значительно более крупные зерна другого). В центральных частях количество включений инородных минералов резко увеличивается. Инородные минералы представлены в основном кварцем, магнетитом, цирконом, кальцитом, реже встречаются включения биотита, апатита, рутила, силлиманита. При больших увеличениях прослеживаются флюидные включения двух типов. Первая группа флюидных включений представлена одиночными включениями, вторая группа представлена в виде плоскостей залеченных трещин.

Гранаты *второй группы* представлены розоватыми, насыщенно красными идиоморфнозернистыми гранатами. Размеры зерен гранатов не превышают в сечении 0.5 см. Поверхность зерен чистая, однородная. В зернах гранатов данной группы редко наблюдаются единичные вкрапления единичных зерен других минералов. Так же, как и в первой группе, наблюдаются флюидные включения двух типов. С гранатами второй группы ассоциируют единичные зерна гиперстена, которые в ассоциации с железистым гранатом указывают на эклогитовую фацию регионального метаморфизма [5], где исходным материалом послужили осадочные образования.

Для исследования распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ были отобраны монофракции зерен граната, соответствующие вышеуказанным группам. Измерение значений $\delta^{13}\text{C}$ проводились на анализаторе изотопного состава углерода, общего количества углерода, содержания органического и неорганического углерода в жидких и твердых образцах iTOC-CRDS (OI Analytical и Picarro, США) в Казанском федеральном университете. Значения $\delta^{13}\text{C}$ измерялись в промилле (‰) относительно стандарта VPDB.

В результате изотопного анализа установлено, что вышеуказанные группы гранатов характеризуются существенно разными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для *первой группы* варьируют в диапазоне от (-3.204 ‰) до (-9.309 ‰) . Значения того же показателя для *второй группы* гранатов меняются от (-23.95 ‰) до (-25.64 ‰) .

Как видим, значения $\delta^{13}\text{C}$ в гранатах второй группы в несколько раз превышает аналогичные показатели в гранатах первой группы, что, по всей видимости, обусловлено различными условиями их образования. По ряду признаков можно предположить, что гранаты второй группы связаны с породами первично магматогенного происхождения преимущественно базитового состава. Образование гранатов происходило при перекристаллизации исходных минералов в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. На первично магматическое происхождение исходного вещества могут

указывать пойкилитовая структура с наличием большого количества инородных минеральных включений и повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ в гранатах. Для примера, значения $\delta^{13}\text{C}$ в гранатах данной группы близки значениям этого параметра в алмазах мантийного происхождения [4, 6].

Гранаты второй группы, по всей видимости, формировались в результате ультраметаморфических процессов, приведших к частичному плавлению исходных пород. Минеральный состав пород и низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, характерные для современных осадочных пород [4], указывают на их первично-осадочное происхождение. Образование гипидиоморфнозернистых гранатов происходило путем кристаллизации из расплава, образованного в ходе анатексического плавления предположительно исходных песчаников аркозового типа.

Таким образом, результаты изотопного анализа коррелируют с типоморфными особенностями исследованных гранатов и могут быть использованы для реконструкции условий образования и метаморфического преобразования вмещающих их пород.

Литература

1. *Богданова С. В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.
2. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция / Лапинская Т. А., Попова Л. П., Постников А. В., Яковлев Д. О. // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.
3. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Под редакцией Р. Х. Муслимова, Т. А. Лапинской. Казань: Дента, 1996. 487 с.
4. *Фор Г.* Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
5. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических пород. М.: МГУ, 1973. 320 с.
6. *Koval'skiy V. V., Cherskiy N. V.* Possible sources and isotopic composition of carbon in diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 15. 1973. P. 1224—1228.

СТРОЕНИЕ ТУЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. УНЬЯ (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула
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. В возрастном отношении данная формация охватывает в основном отложения окского возраста. Отложения тульского горизонта отражают условия начала ее образования, характеризуя переход от терригенного к карбонатно-муссонному осадконакоплению [1].

Согласно результатам проведенных нами работ формирование отложений тульского горизонта в бассейне р. Унья происходило в понижениях рельефа на мелководье в пределах сублиторали [4]. В разрезе горизонта снизу вверх в составе пород отмечается уменьшение глинистого вещества, что, по всей видимости, указывает на постепенное обмеление морского бассейна.

В бассейне р. Унья (левый приток р. Печора, Северный Урал) отложения тульского горизонта визейского яруса широко распространены и вскрываются в ряде обнажений как по берегам реки (обн. 84, 53, 43, 41, 33, 11 по В. А. Варсанюковой), так и на ее притоках (реках Горелая, Первокаменная) [3]. Большей частью имеющиеся выходы вскрывают лишь отдельные части разреза горизонта или фрагментарно, со значительными не обнаженными участками.

В ходе полевого сезона 2013 года на центральной полосе выходов пород каменноугольного возраста бассейна р. Унья было детально изучено обн. 33, в верхней (по реке) части которого вскрыт наиболее полный разрез отложений тульского горизонта [2]. Это обнажение представляет собой коренные выходы высотой до 10 м при длине около 200 м. Азимут падения 90°, угол падения — 75°, залегание пород опрокинутое. Нижняя граница отложений тульского горизонта здесь приходится на большой (более 100 м) не обнаженный участок; верхняя — на задернованный интервал в 6.5 м, после которого следуют слои алексинского возраста [2].

Вскрытые здесь отложения имеют плитчатое строение. Толщина отдельных пластов колеблется в пределах 10—40 см, в верхней половине разреза иногда до 1 м.

Породы представлены темно-серыми битуминозными биокластовыми известняками в разной степени глинистыми и/или доломитизированными. По всему разрезу наблюдается большое количество остатков кораллов, криноидей и брахиопод, местами образующими биоморфные и биоморфно-биокластовые разности пород. Часто в слабоглинистых слоях колонии кораллов захоронены в прижизненном положении. В глинистых — во всех случаях они опрокинуты. Реже отмечаются гастроподы и мшанки. В составе биокластового материала изредка можно встретить зубы рыб. Часто присутствуют ходы роющих организмов. Видимая мощность отложений горизонта составляет 73.1 м.

Разрез отложений тульского горизонта здесь можно разделить на 3 крупные пачки (снизу — вверх).

Пачка 1 (0—29.1 м). Слабоглинистые темно-серые биокластовые известняки с прослоями глинистых.

В составе пород присутствует большое количество фрагментов криноидей, кораллов, брахиопод и ихнофоссилии. Реже встречаются гастроподы, еще реже мшанки. Ходы роющих организмов наиболее характерны для глинистых слоев, но отмечаются и в чистых карбонатах. Ихнофоссилии располагаются преимущественно в горизонтальной плоскости и их длина достигает 100 см, а вертикальные элементы не превышают 15 см. Материал ходов более мелкий, чем вмещающая порода. Форма округлая, диаметр 0.8—1.3 см, иногда до 2 см.

Количество глинистого материала не постоянно и, в общем, вверх по разрезу снижается, что выражается в увеличении прочности известняков. Наблюдается несколько прослоев тонкослоистого глинистого известняка мощностью 15—40 см. В качестве исключения в верхней половине пачки присутствует прослой мощностью 0.9 м глинистого известняка с линзами (от 0.5×5 см до 5×20 см) и прослоями (3—15 см) малоглинистых биокластовых и криноидно-биокластовых разностей.

Текстура слабоглинистых пластов массивная, но в отдельных слоях наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная распределением биокластового материала. Интересно, что в одном из пластов нижней половины пачки выявлена градационная слоистость, выражающаяся в постепенном переходе от крупнобиокластового известняка к мелкобиокластовому. Всего отмечено 2 градационных слоя (30 и 10 см). Нижняя граница каждого из них подчеркивается тонким прослоем кремня.

Породы в небольшом количестве окремнены. Кремни представлены мелкими желваками, небольшими линзами, тонкими прослоями, причудливыми амебовидными образованиями и псевдоморфозами по крупным органическим остаткам и ихнофоссилиям. Амебовидные кремни, как правило, представляют собой линзы с «отростками» вверх (чаще) или вниз. Кремневые образования обычно приурочены к отдельным слоям. Размеры: толщина — первые сантиметры, длина — до 1—2 м. Цвет — темно-серый, черный. Количество по разрезу не постоянно. Наибольшее количество кремней наблюдаются в во второй четверти пачки, где они представлены всеми указанными морфологическими разностями и их количество достигает 15 %. В оставшихся частях пачки их количество не превышает 5 %, и преобладают среди них мелкие желваки (до 5 см) и псевдоморфозы по органическим остаткам и ихнофоссилиям.

В кровле пачки отмечаются редкие тонко рассеянный флюорит в кальцитовых прожилках.

Пачка 2 (29.1—45.7 м). Плитчатые слабоглинистые темно-серые биокластовые известняки с большим количеством кремневых образований.

Для всей пачки характерно большое количество одиночных и колониальных кораллов. Последние в половине случаев находятся в прижизненном положении. В двух случаях скопления колоний образуют слои коралловых известняков мощностью 10 и 20 см. Кроме того, в составе биокластового материала присутствует большое количество членников криноидей, реже встречаются фрагменты брахиопод, гастропод, ихнофоссилии, а также единичные обломки мшанок.

Текстура пород по всему объему пачки массивная, иногда обнаруживается неявная тонкая горизонтальная слоистость. Однако в нижней части пачки присутствуют два пласта существенно отличающиеся от всех остальных. Их толщина 30 и 35 см. Они имеют сходное строение: 5—7 см — окремненный известняк или желваки кремня округло-продолговатой формы; 8—10 см — известняк с редкими криноидеями и единичными колониями *Lithostrotion* и *Syringopora* in situ; 15—20 см — известняк с криноидеями и большим количеством одиночных переотложенных кораллов; 1 см — легко разрушающийся глинистый известняк.

Характер окремнения пород аналогичен тому, что описан в предыдущей пачке. Отличается их количество. Здесь они в нижней части пачки могут занимать до 50 %, а в верхней — до 10 %. Причем снизу вверх по разрезу их становится меньше, а сами образования — мельче. Нередко в крупных кремнях (более 30 см) присутствуют неболь-

шие (до 5—7 см) участки не замещенной породы и членики криноидей. Эти участки имеют светлую окраску и хорошо заметны на темном фоне кремней. Почти повсеместно кремневые желваки и прослои имеют снизу почти ровную поверхность, в то время как сверху присутствуют своеобразные наросты («корни»). Чаше кремневые прослои и удлиненные желваки приурочены к подошве отдельных пластов известняка.

Пачка 3 (45.7—73.1 м). Толстоплитчатые темно-серые слабодоломитизированные биокластовые известняки.

В составе пород часто наблюдаются колонии кораллов *in situ*, а также присутствуют одиночные кораллы, криноидеи, брахиоподы, реже — гастроподы, ихнофоссилии.

Текстура пород по всему объему пачки массивная, иногда наблюдается неявная тонкая горизонтальная слоистость.

Кремневые образования встречаются редко и по отдельным слоям, количество которых снизу вверх по разрезу уменьшается. Форма — желваки, линзы и псевдоморфозы по органическим остаткам. Размеры 5—15 см, редко до 30 см. Цвет черный. Общее их количество в окремненных слоях не превышает 5 %.

Для всей пачки характерна доломитизация. Степень изменения пород различна и изменяется от прослоя к прослою. Наиболее сильно доломитизированными являются известняки в средней части пачки. В верхней — отмечаются участки доломитизации сложной формы (до 20 см в поперечнике), не приуроченные к плоскости напластования. Цвет доломитовых стяжений серый и темно-серый, но всегда светлее вмещающей породы. Граница резкая, хорошо видна на свежем сколе.

В доломитизированных известняках часто встречаются трещины (до 2 см), залеченные кальцитом.

Анализируя представленные выше данные можно видеть, что выводы сделанные нами ранее справедливы и формирование отложений тульского горизонта (обн. 33) происходило в понижениях в пределах сублиторали при спокойноводных условиях. Изменения условий осадконакопления в тульское время менялись постепенно. Крайне редко происходили события несколько активизировавшие гидродинамику, которые в изученном разрезе зафиксированы наличием слоев с градационной сортировкой биокластового материала и пластов с перевернутыми колониями кораллов.

Также находит подтверждение факт относительного уменьшения глубины морского бассейна (в т.ч. и выравнивание дна) в данном районе, выразившегося в уменьшении количества глинистой составляющей пород тульского горизонта, а также аналогичного умень-

шения доли кремнистых образований в составе отложений и в повышении магнезиальности карбонатов третьей пачки.

Литература

1. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
2. *Калашиников Н. В.* Дневник № 4 Уньинского геологического отряда № 7. 1965 / Научный архив Коми НЦ УрО РАН. Ф.2. Оп.2. Д.412. 110 л.
3. *Калашиников Н. В.* Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи. // 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.
4. *Шадрин А. Н.* Литология и условия осадконакопления отложений тульского горизонта бассейна реки Уньи (Северный Урал) // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина. Санкт-Петербург: 2012. Т. 1. С. 264—265.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПГ С ОБРАЗОВАНИЕМ ХАЛЬКОГЕНИДНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ХРОМИТАХ СЕВЕРА ПОЛЯРНОГО УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ЗЕРНА)

Р. И. Шайбеков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

shaybekov@geo.komisc.ru

Хромитоносные ультрабазитовые тела севера Полярного Урала характеризуются повышенными концентрациями элементов платиновой группы. Установление их минеральных форм играет немаловажную роль при технологической оценке и выборе способа обогащения руд в отношении благородных металлов. В данной работе рассматривается, в рамках одного зерна, формы распределения элементов платиновой группы в исходном пентландите. За основу взяты результаты электронно-микроскопического исследования хромшпинелида Кершорского рудопроявления, находящегося в пределах Войкаро-Сынинского ультрабазитового массива, выполненного на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-Max фирмы Oxford Instruments в ИГ Коми НЦ УрО РАН (аналитик С. С. Шевчук).

Зерно исходного **пентландита**, находящееся в сростке с наиболее часто встречающимся платиноидом — лауридом, представляет собой неправильной угловатой формы кристалл (рис. 1) в хромшпинелиде. Состав пентландита довольно устойчив (таблица, анализ 5) при этом в нем присутствует значительное количество Rh, что позволяет нам отнести его к родистой разновидности.

Находящийся в ассоциации с пентландитом **лаурит** (рис. 1) представляет собой обособленный кристалл с сечением четырехугольной формы. Состав его довольно неоднородный и характеризуется присутствием в качестве малых примесей Fe и Ni (1.29 и 0.53 масс. %; таблица, анализ 2), что вероятнее всего связано с их миграцией из граничащего пентландита. В качестве основных примесей в лауриде присутствуют в значительных количествах Ir и Os (7.42 и 18.2 масс. %), что относить его к высокоиридийной высокоосмиевой разновидности.

Кроме вышеописанных минералов, в виде парагенезисов, выделяются минералы-фазы сложного состава (рис. 1), обусловленные замещением пентландита и неравномерным распределением ЭПГ, легко диагностируемые и имеющие четкие границы. Как правило, их состав ограничен, с одной стороны, системой Pt-Ir-Rh, с различными вариациями их содержаний, вкуче с Fe-Ni-S, иногда до ин-

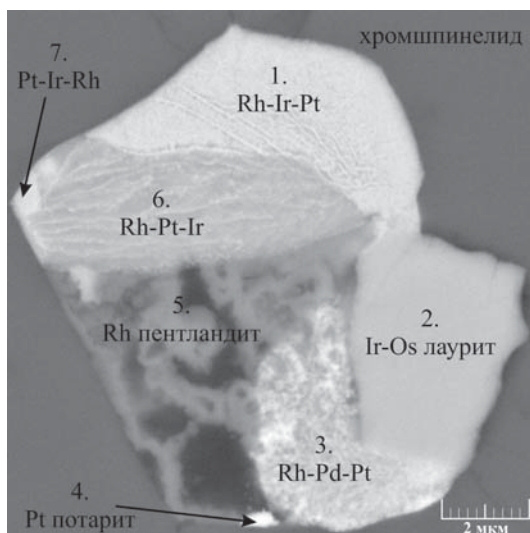


Рис. 1. Растровое электронно-микроскопическое изображение распределения ЭПГ в зернах пентландита и лаурита, входящих в виде микровключений в состав хромовой руды

терметаллидов. С другой же стороны Pt-Pd-Rh, вкуне с Fe-Ni-Cu-Hg-S, нередко с образованием собственно благородных металлов.

В первом случае (рис. 1, вверх) отмечают три фазы минералов характеризующиеся неравномерным распределением между тремя элементами — Pt-Ir-Rh. Например, при рассмотрении только этих элементов без учета халькогенидной составляющей, мы видим, что состав первой фазы близок к родистому аваяту (Pt, Ir; таблица, анализ 1), второй к платиновому кашиниту ((Ir, Rh)₂S₃; таблица, анализ 6), а третий является фазой платино-иридистого родия (таблица, анализ 7). Содержания элементов платиновой группы варьируют в следующих пределах (масс. %): Pt — 7.28—30.53; Ir — 17.7—20.3; Rh — 3.93—43.4; халькофильных элементов: Fe — 22.4—36.6; Ni — 3.85—20; S — 3.39—24.63; нередко их состав близок к интерметаллидам (таблица, анализ 7).

Во втором случае (рис. 1 низ) отмечают две фазы характеризующиеся распределением четырех элементов из состава минералов платиновой группы (масс. %: Pt — 5.28—29.21; Pd — 11.70—31.70; Rh — до 1.86; Hg — 17.69—62.00) в пентландите. Исходя из табличных данных (таблица) одна фаза (анализ 3) обусловлена ассоциацией трех минералов — потарита, пентландита и родистой платины и исходя из малых содержаний серы может быть охарактеризована как и интерметаллическое соединение, так и халькогенидное соединение с

Химический состав ЭПГ-содержащих минеральных фаз (масс. %)

№ п/п	S	Fe	Ni	Cu	Ru	Os	Rh	Pd	Ir	Pt	Hg	Σ	Кристаллохимическая формула
1	13.00	22.90	17.00	-	-	-	3.93	-	20.3	30.53	-	107.60	(Fe _{1.15} Ni _{0.81} Pt _{0.44} Ir _{0.29} Rh _{0.11}) _{2.79} S _{1.13}
2	37.80	1.29	0.50	-	44.00	18.00	-	-	7.42	-	-	109.40	(Ru _{0.80} Os _{0.17} Ir _{0.07} Fe _{0.04} Ni _{0.02}) _{1.10} S _{2.16}
3	6.66	15.10	18.00	3.90	-	-	1.86	11.70	-	29.21	17.69	104.10	(Ni _{2.03} Fe _{1.82} Pt _{0.98} Pd _{0.77} Cu _{0.42} Rh _{0.14}) _{6.16} (Hg _{0.56} S _{1.40}) _{1.96}
4	-	10.70	4.00	-	-	-	-	31.70	-	5.28	62.00	113.70	(Pd _{1.05} Fe _{0.68} Ni _{0.24} Pt _{0.10}) _{2.07} Hg _{1.09}
5	35.10	28.90	33.00	-	-	-	14.50	-	-	-	-	111.30	(Fe _{3.73} Ni _{4.03} Rh _{1.01}) _{8.77} S _{7.85}
6	24.60	22.40	20.00	-	-	-	5.69	-	18.20	7.13	-	98.04	(Fe _{1.65} Ni _{1.39} Ir _{0.39} Rh _{0.23} Pt _{0.15}) _{3.81} S _{3.13}
7	3.39	36.60	3.80	-	-	-	43.4	-	17.70	7.28	-	112.20	(Fe _{5.29} Rh _{3.38} Ir _{0.74} Ni _{0.52} Pt _{0.30}) _{10.23} S _{0.85}

элементами платиновой группы. Вторая же фаза (таблица, анализ 4) имеет более устойчивый состав и отвечает платинистому **потариту** с примесями железа и никеля (таблица).

По результатам элементного картирования (рис. 2) отчетливо можно выделить два первично магматических минерала — пентлан-

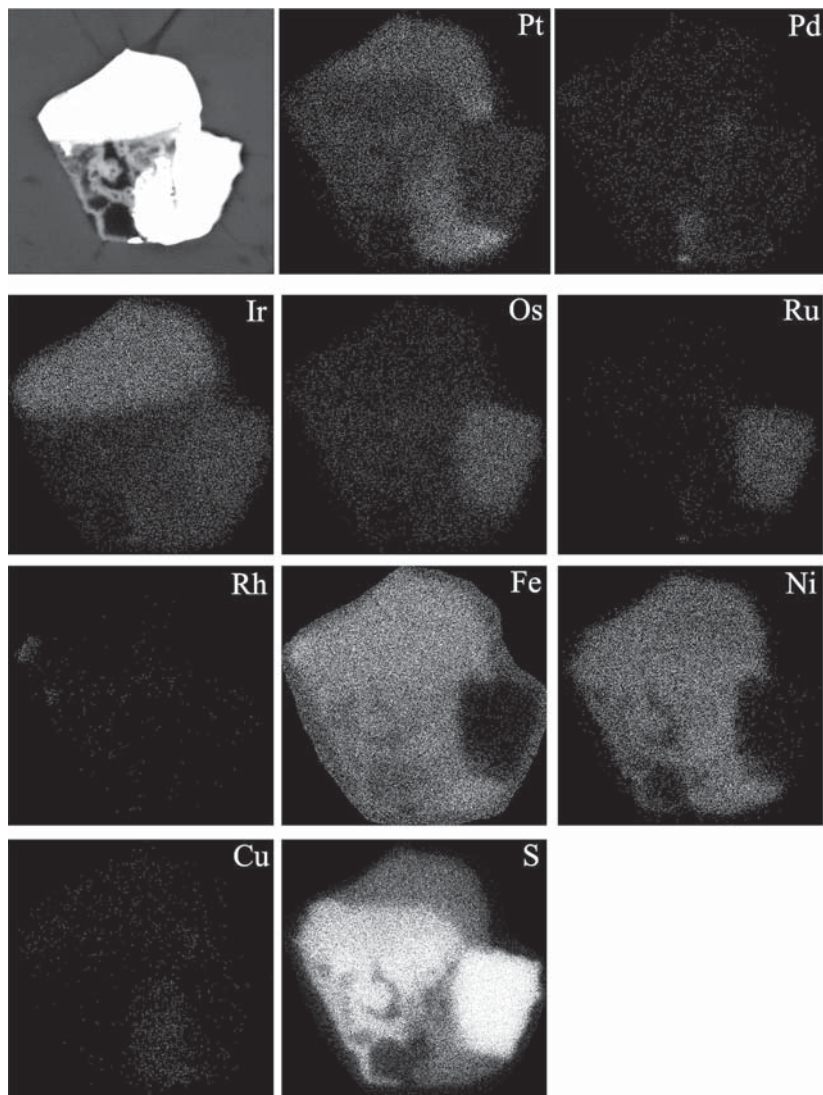


Рис. 2. Карта распределения ЭПГ и халькофильных элементов в сростке зерен пентландита и лаурифта

дит и лаурит. В результате последующих магматических процессов и понижением температуры, происходило перераспределение ЭПГ и их аккумуляция в пределах сульфидных минералов, с последующим их замещением, что хорошо прослеживается на указанном рисунке.

По литературным данным, в пределах Войкаро-Сыньинского массива в хромовых рудах по данным Е. В. Аникиной [1] выделялось 4 минеральных системы платиноидов — Ru-Os-Ir-S; Ir-Rh-Fe-Ni-Cu-S; Ni-Fe-Cu-Os-S; Ir-Rh-Ru-As-S, Ru-As, Pt-As, по данным же Л. И. Гурской и др. [2] платиноиды распределяются между четырьмя группами — сульфидами Ru и Os; сульфидами Ir-Rh-Fe-Ni-Cu и Ni-Fe-Cu-Os; сульфоарсенидами Ir, Rh, Os, Ru и арсенидами Pt, Ir, Rh, Os; и ферро-платиновые соединения, обогащенные Pd. В приведенные выше системы, в нашем случае, попадает лишь лаурит (сульфид Ru-Os-Ir), остальные же могут быть выделены в две ассоциации ЭПГ-содержащих минеральных фаз: Rh-Ir-Pt и Pt-Pd. Из трех ассоциаций, высокотемпературной, вероятнее всего, является Ru-Os-Ir, а низкотемпературной Pt-Pd.

В результате проведенных исследований были выделены новые минеральные фазы платиноидов сложного состава и генезиса, которые выбиваются из ранее предложенных систем для хромитов Войкаро-Сыньинского ультрабазитового массива севера Полярного Урала, и могут быть выделены в отдельные ассоциации. Кроме того в данной работе, для установления распределения элементов платиновой группы в сульфидных минералах был использован метод элементного картирования, который позволил подтвердить первичность образования пентландита, по отношению к замещаемым его ЭПГ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ $p_север_а$ № 13-05-98819, проекта 12-5-6-016-АРКТИКА.

Литература

1. Аникина Е. В. Платиноиды в хромитовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1995. 40 с.

2. Гурская Л. И., Смелова Л. В., Колбаничев Л. Р. и др. Платиноиды хромитовых массивов Полярного Урала. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХРАКТЕРИСТИКА ВЕНЛОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА р. ИЗЬЯЮ

Д. Н. Шеболкин

ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар

drk80@mail.ru

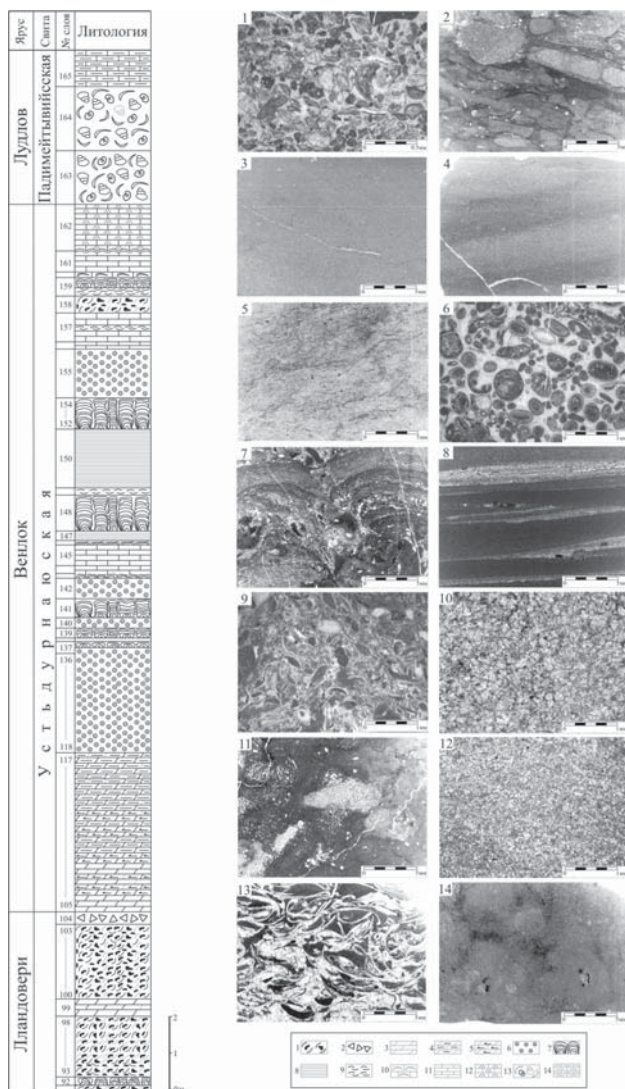
На р. Изьяю, в обн. 479 [2] вскрыты отложения от верхней части среднего лландовери до нижнего лудлова включительно. Нами изучалась та часть разреза которая относится к устьдурнаюской свите мощностью 18 м. В настоящее время эта свита включает в себя верхи лландовери и венлок [1]. Особенностью условий седиментации в данном регионе является крайняя мелководность, в результате чего даже незначительные колебания уровня водного бассейна приводили к резкой фациальной смене. Именно этим и объясняется широкий спектр литотипов в этом маломощном разрезе.

Изучаемый разрез устьдурнаюской свиты представлен чередованием следующих разностей: известняков лито-биокластовых, карбонатных конглобрекчий, доломитов известковистых, доломитов с линзовидно-полосчатой текстурой, доломитов глинистых с пятнистой текстурой, известняков ооидных разного генезиса, известняков строматолитовых, известняков микрозернистых неравномерно слоистых, известняков остракодовых-биокластовых перекристаллизованных, известняков микрозернистых, известняков полибиокластовых, известняков пелитоморфных алевроитовых, известняков с крупным биокластовым материалом, известняков глинистых биотурбированных (см. рисунок).

На разрезе венлокских отложений хорошо видна частая смена литотипов. Стоит отметить, что в пределах одного шлифа мы можем наблюдать до трех литотипов, разделенных между собой поверхностями размыва с эрозионными карманами разной глубины или с постепенными переходами. Резкие границы литотипов отражают быструю смену условий осадконакопления, а постепенная их смена свидетельствует о довольно плавном колебании уровня водного бассейна.

В кровле лландовери характерно присутствие в известняках обильной фауны, и обломочных разностей. Литотипы отделены поверхностями размыва с эрозионными карманами разной глубины [3], что говорит о формировании этих отложений в условиях открытого мелководного бассейна с подвижной гидродинамикой.

Присутствие прослоев брекчий растрескивания в кровле указывает на литорально-супралиторальные обстановки осадкона-



Основные литотипы отложений р. Изьяю, обн. 479.

1 — известняки лито-биокластовые, 2 — карбонатные конглобреккции, 3 — доломиты известковистые с массивной текстурой, 4 — доломиты известковистые с линзовидно-полосчатой текстурой, 5 — доломиты глинистые с пятнистой текстурой, 6 — известняки ооидные, 7 — известняки строматолитовые, 8 — известняки микрозернистые неравномерно слоистые, 9 — известняки полибиокластовые, 10 — известняки остракодовые биокластовые, 11 — известняки микрозернистые неравномерно биотурбированные, 12 — известняки пелитоморфные алевроитовые, 13 — известняки крупнобиокластовые (обр.164А), 14 — известняки глинистые биотурбированные

копления на границе лландовери и венлока. Разрез венлока начинается пачкой мощностью 4.4 м, которая сложена доломитами известковистыми с массивной, неравномернослоистой или линзовидно-полосчатой текстурами и доломитами глинистыми с пятнистой текстурой.

В доломитах не отмечено органических остатков, кристаллы идиоморфной формы, что позволяет предполагать их седиментационно-диагенетическую природу и формирование в условиях крайне мелководного бассейна с нарушенным водообменом — во внутрিশельфовой лагуне.

Средняя часть разреза венлока характеризуется чередованием известняков ооидных, строматолитовых и микрозернистых неравномернослоистых. Обстановки формирования отложений этого интервала выделяются частой сменой литоральных и спокойноводных условий с нарушенным водообменом.

В верхней части разреза венлока преобладают известняки полибиокластовые, лито-биокластовые, остракодовые биокластовые, микрозернистые неравномерно биотурбированные и пелитоморфные алевроитовые. Резкая несортированность скелетного материала и присутствие цемента базального типа могут свидетельствовать о том, что накопление осадков в этом интервале происходило в спокойноводных обстановках с периодическим поступлением органогенного материала, а также терригенного с близлежащих областей о чем говорит его неокатанность.

Образование нижнелудловских отложений, представленных крупнобиокластовыми и глинистыми биотурбированными известняками, происходило в спокойноводных условиях закрытого мелководного бассейна лагунного типа, о чем говорит несортированность органогенного материала.

Особенностью условий седиментации в венлокское время в изученном регионе являлась крайняя мелководность бассейна с ограниченным водообменом. Именно это обстоятельство объясняет большое разнообразие литотипов мелководного происхождения.

Литература

1. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 200 с.
2. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л., 1975. 130 с.
3. Шеболкин Д. Н. Литолого-геохимический маркер границы лландовери и венлока на юге гряды Чернышева // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. Казань, 2011. Том II. С. 473—475.

АНАЛИЗ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ В СОВРЕМЕННОЙ ПАЛИНОЛОГИИ

М. А. Шевелев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

mixer20191@yandex.ru

Результаты палинологических исследований используются в самых различных областях геологии. Благодаря огромной работе ученых накоплен большой объем палинологических данных. Применение информационных систем позволяет хранить всю собранную информацию в единой базе данных, обрабатывать ее с помощью различных встроенных приложений с последующим анализом, обобщением и визуализацией данных.

В апреле 2014 г. в Москве планируется палинологическая школа-конференция с международным участием «Методы палеоэкологических исследований». В рамках этой школы-конференции будет обсуждаться вопрос об использовании информационных технологий в палинологических исследованиях.

На сегодняшний день для обработки палинологических данных используют разные программные средства, которые различаются по ценам и функциональным возможностям. Из доступного автору программного обеспечения были проанализированы такие программные продукты как: «Tilia» и «Палеобанк – система банков палеонтологических данных» [1]. Данные программные решения не полностью подходят для решения результатов палеопалинологии. В таблице приведены основные характеристики функциональных возможностей информационных систем.

В программном продукте «Tilia» представлен ввод и вывод палинологических данных, настройка различных параметров графиков (цвет, размер текста, положение на экране, отступы), однако редактирование изображений спор и создание фототаблиц невозможно. Одним из недостатков Tilia для палеопалинологических исследований является то, что подсчет процентного содержания спор ведется по группам растений, а не по всем спорам одновременно. Создание «Палеобанк» было направлено на сбор палинологических данных для обеспечения стратиграфо-палеонтологических исследований. Его программный комплекс обеспечивает формирование базы данных по отдельным разделам (музей, опорные разрезы, систематик, морфология [2], стратиграфия), ввод текстовых и графических данных и фотографий, отбор данных по фиксированным запросам, просмотр базы и результатов отбора в текстовом и графическом виде.

Основные характеристики функциональных возможностей информационных систем

	Tilia	Палео-банк
Статистическая обработка информации	+	–
Хранение фотографий спор	–	+
Формализованные морфологические характеристики спор	+	+
Координатная привязка точки отбора пробы	+	+
Стратиграфическая привязка точки отбора пробы	+	+
Редактирование изображений спор	–	–
Создание фототаблиц	–	–
Построение стратиграфических колонок	+	+
Интерактивное отображение информации	–	–
Построение корреляционных разрезов	+	+
Выделение палиноспектров и формирование палинокомплекса посредством манипулятора «мышь»	–	–
Доступ к данным по технологии «тонкий клиент—сервер»	–	–

Анализ «Tilia» и «Палеобанк» показал, что необходимо создать усовершенствованную информационную систему, которая позволила бы: редактировать изображения спор (контрастность, размеры, масштаб), интерактивно выводить информацию, использовать эргономичный интерфейс (для более быстрого добавления палинологических данных), настраивать удаленный доступ к программе, экспортировать созданные графики в иные программные продукты (CorelDraw, Microsoft Excel) и добавить функцию по созданию фототаблиц [3]. Таким образом, все вышеперечисленное однозначно определяет необходимость разработки специализированного программного продукта «Миоспора».

Литература

1. *Омелин В. М.* Палеобанк — система банков палеонтологических данных. СПб.: ВНИГРИ, 2000. 100 с.
2. *Ошуркова М. В.* Морфология, классификация и описание форм-родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2003. 377 с.
3. *Тельнова О. П., Бабенко В. В.* Концептуальные основы информационной палеопалинологии. // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 6. С. 14—17.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Л. А. Шмелёва

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lyuba.shmeleva@list.ru

Ордовикские отложения на Северном Урале распространены довольно широко. Они вскрываются в разрезах рек Подчерем, Верхняя Печора, Унья, Мойва, Большой Паток, Большая Косьва, Торговая и др. К одним из первых детальных исследований на данной территории принадлежат труды В. А. Варсанофьевой и Н. Н. Иорданского, которые в 1921–29 гг участвовали в экспедициях в бассейнах рек Илыч, Подчерем, Верхняя Печора, Унья. В монографии В. А. Варсанофьевой 1940 г. отложения ордовика, без подразделений, представлены сланцевыми, серицитизированными, узловатыми известняками с обилием небольших колоний мшанок *Trepostomata* вида *Dyplotrypabicornis* Eichw. Кроме мшанок ещё А. Кайзерлингом здесь были найдены и определены брахиоподы *Orthis inflexa* Pand., *O. Parva* Pand., *O. Calligramma* Dalm., *Terebratula dorsata* Keys., *T. Crispate* Sow. В. А. Варсанофьевой и Н. Н. Иорданским, кроме этих форм, в коллекцию были добавлены брахиоподы *Orthis dorsata* Keys., *Orthisina inflexa* Pand., *Rafinesquina* sp. и остатки трилобитов из рода *Cheirurus*, которые не были определены до вида [6].

В значительной мере изученность ордовика на Северном Урале продвинулась благодаря исследованиям К. А. Львова (1957) и П. М. Есипова (1953). В стратиграфической схеме ордовика, разработанной К. А. Львовым для Приполярного Урала, были выделены три подразделения: метаморфизованная кварцевая песчано-конгломератовая тельпосская (O_1tp), песчано-сланцевая хыдейская (O_{1-2tp}) и карбонатная шугорская (O_{2-3scg}) свиты. Последняя соответствует верхней части среднего и всему верхнему ордовика. В результате проведенных геолого-съёмочных работ на Северном Урале А. Г. Кондияйн и О. Г. Кондияйн в 1952–56 гг, стало ясно, что схема стратиграфии ордовика, разработанная К. А. Львовым в бассейне р. Шугора, с успехом может быть распространена и на бассейны рек Северного Урала. А. Г. Кондияйном [1] в разрезе шугорской свиты по р. Унье показано, что в основании лежит 30 см слой конгломератов, состоящий из слабоокатанных обломков известковистых песчаников, алевролитов и мергеля и окатанных остатков фауны, которые сцементированы карбонатно-песчанистым цементом. Вверх по разрезу конгломерат переходит в

органогенно-обломочный известняк и известковистый алевролит и песчаник, в которых иногда встречаются остатки трилобитов *Asaphus laevis* Schmidt и брахиопод *Opikina* sp., *Harknessella* sp., *Hesperorthis* sp., *Vellamos* sp., *Clitambonites* sp., *Plectambonitidae*, *Platistrophia* sp., *Orthidae*, *Dinorthis* и ортоцератиты. Комплекс данной фауны говорит о среднеордовикском возрасте отложений. Среднюю часть разреза составляют алевролитистые известняки с большим количеством прослоев алевролитисто-глинистых сланцев, а верхнюю — плитчатые сильно песчанистые известняки и известковистые алевролиты темного зеленовато-серого цвета. Они содержат более редкие органические остатки *Isotelus gigas* DeKay, *Rafinesquina* sp., *Strophomena* sp., *Sowerbiella* sp., *Hesperorthis* sp., которые свидетельствуют о принадлежности этой части разреза к среднему или, возможно, к верхнему ордовика.

В унифицированных стратиграфических схемах Урала 1980 и 1993 гг. [10, 12] в составе верхнего ордовика выделяется один ашгильский ярус с 4 горизонтами: рассохинским, полуденским, сурьинским и кыринским. На территории Подчеремско-Щугорского района Северного Урала рассохинский, полуденский и низы сурьинского горизонта выделяются в составе щугорской свиты и представлены глинистыми известняками, мергелями и доломитами с *Platystrophia* ex gr. *lynx* Eichw., *Nicolella* cf. *Actoniae* (Conr.), *Triplesia* sp., *Strophomena* sp., *Iliaenus linnarssoni* Holm., *Homotelus* sp. и др. Кровля сурьинского и кыринский горизонты представлены черными доломитами с *Eoconchidium* (?) sp., *Catenipora kuliki* (Tchern.), *Strophomena* sp., *Zigospira* (?) sp. На территории бассейна реки Илыч, а также южной части Северного Урала (р. Кисуныя, р. Верхняя Печора) отложения верхнего ордовика в схемах отсутствуют.

В настоящее время в стратиграфии всего ордовика произошли существенные изменения. Официально принята новая ярусная номенклатура ордовика в международной стратиграфической шкале. Также обновлена общая стратиграфическая шкала ордовика, применяемая на территории России включением карадокского яруса вместе с ашгильским в верхний отдел [9]. Согласно новой стратиграфической номенклатуре, обсужденной и одобренной на совещании Межведомственного стратиграфического комитета по ордовикской системе в Санкт-Петербурге, верхний ордовик подразделяется на три яруса: сандбийский, катийский и хирнантский (рисунок). Границы отделов и ярусов МСШ определены по первому появлению диагностических видов граптолитов и конодонтов [11]. Нижняя граница хирнантского яруса соответствует началу этапа похолодания в истории развития Земли, что существенным образом отражается в разрезах карбонатных платформ [3].

Общая стратиграфическая шкала [10, 12]			Общая стратиграфическая шкала, [11]			Международная стратиграфическая шкала, [11]		
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Ярус
Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	Ордовикская	Верхний	Хирнантский
	Средний	Карадокский			Карадокский			Катийский
								Сандбийский

Корреляция стратиграфических схем верхнего ордовика

Район моих предстоящих исследований будет сосредоточен главным образом на разрезах в бассейне р. Илыч, где ордовикские отложения были известны с середины XIX века, но из-за своей удаленности и отсутствия удобных путей сообщения они долгое время оставались слабо изученными в геологическом отношении. В настоящее время в бассейне р. Илыч установлены разнофациальные отложения верхнего ордовика [2, 4, 5], показано сложное геологическое строение региона [7, 8]. Поэтому важно уточнить стратиграфическое положение, строение и характерные литолого-фациальные особенности этих отложений на Северном Урале для корреляции крупных геологических событий в разрезах севера Урала.

Литература

1. Кондаин А. Г. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала // Труды ВСЕГЕИ. Т. 144: Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Ленинград: Недра, 1967. С. 87–123.
2. Антошкина А. И. Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала (бассейн верховьев р. Печоры) // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Сыктывкар, 1992. С. 5–21.
3. Антошкина А. И. Отражение хирнантской фазы Гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала // Палеозой России: региональ-

ная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18–20.

4. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. Санкт-Петербург: Наука, 1994. 154 с.

5. Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С. и др. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Ленинград: Наука, 1971. 130 с.

6. Варсанюфьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника // Труды Печорско-Илычского Государственного заповедника. Выпуск 1. Москва, 1940 г. С. 5–214.

7. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Ленинград: Наука, 1983. 174 с.

8. Юдин В. В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.

9. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2012. 48 с.

10. Стратиграфические схемы Урала / под ред. Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попова, Б. И. Чувашова / ИГиГ УрО РАН, 1993.

11. Корень Т. Н. Международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя: принципы построения и современное состояние. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009. 37 с.

12. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАРУНКЕУСКОГО БЛОКА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

self88@yandex.ru

Изучаемые гранитоиды выведены на поверхность в южной части хребта Марун-Кеу, в районе Слюдяной Горки на Полярном Урале. Структурно они расположены в южной части древнего Марункеуского блока. Серия согласных гранитных тел развита среди глубоко метаморфизованных образований марункеуской свиты (PR_{1mr}) [1]. Тела имеют северо-западное простираение и прослежены до 1 км при варьирующей ширине от 5 до 150 м.

Для исследований использована коллекция Андреичева В. Л. (1997 г.) любезно им предоставленная. Нами получены комплексные данные, петрографические, минералогические, петрохимические, геохимические, изотопно-геохимические. Ниже приводятся результаты геохимических исследований.

Изученные гранитоиды представлены несколькими разновидностями: гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами, тоналитами и монцо-гранитами. Детальные петрографическая и петрохимическая характеристики исследуемых пород приведены ранее [3] и представлены в табл. 1.

Породы имеют метаморфический облик, для них характерна разгнейсованность. Под микроскопом во всех выделенных типах пород наблюдаются порфиробластовая (для граната), пойкилобластовая (для калиевого полевого шпата) структуры, для основной массы характерны гетеробластовая и лепидогранобластовая микроструктуры. Гетеробластовую микроструктуру формирует агрегат зерен плагиоклаза (альбита и олигоклаза), калиевого полевого шпата (микроклина и ортоклаза) и кварца, лепидогранобластовую структуру удлиненные чешуйки биотита и мусковита. Эпидот (и нередко алланит) встречается в виде мелких изометричных зерен, образует скопления. Титанит формирует удлиненные ромбические зерна, встречается как отдельно, так и в виде включений в мусковите. Таким образом, микроструктуры пород демонстрируют их метаморфический облик. Используемые для реконструкции протолита диаграммы [2], позволяют утверждать, что первично это были магматические породы.

По своему химическому составу породы варьируют достаточно широко и принадлежат различным семействам и сериям (табл. 1, 2).

Таблица 1

Петрографо-петрохимические особенности гранитоидов

Признаки	Гранито-гнейс	Плагиигранито-гнейс	Монцо-гранит	Тоналит
Цвет	серый, розовый	светло-серые	темно-серный	серый
Текстура	гнейсовидная	гнейсовидная	такситовая	такситовая
Структура	мелкозернистая	мелкозернистая	мелкозернистая	мелкозернистая
Микро структура	пофировластовая, гетеробластовая, пойкилобластовая	порфировластовая, гетеробластовая, лепидобластовая, пойкилобластовая	катаклазированная, пойкилобластовая, лепидобластовая, гетеробластовая	
Минеральный состав (об, %)	калиевый полевой шпат (КПШ) 30–35, плагиоклаз (25–30), кварца (25–30), мусковит (5–10), биотит (2–5), роговая обманка (1). эпидот, алланит (1), титанит (1), гранат (1)	плагиоклаз (40–45) КПШ (5–10) кварц (35–40) мусковит(5–10) биотит(2–5) эпидот (2–3) гранат (1), титанит (1)	плагиоклаз (40), КПШ (25), кварц (25) мусковит(5–10) биотит(2–5) эпидот (1–2) гранат (1), титанит (1)	
SiO ₂	70.05 - 75.6	71.2 - 72.62	65.46	59.15
Na ₂ O+K ₂ O	8.1 - 9.52	6.12 – 6.88	6.87	6.67
Na ₂ O/K ₂ O	0.47 - 1.43	2.14 - 5.65	0.7	2.34
al ^f	1.47 – 8.42	3.24 – 8.42	2.72	2.32
Семейство	гранитов	гранитов	гранитов	диоритов
Серия	калиево-натриевая	калиево-натриевая, калиевая	калиевая	калиево- натриевая

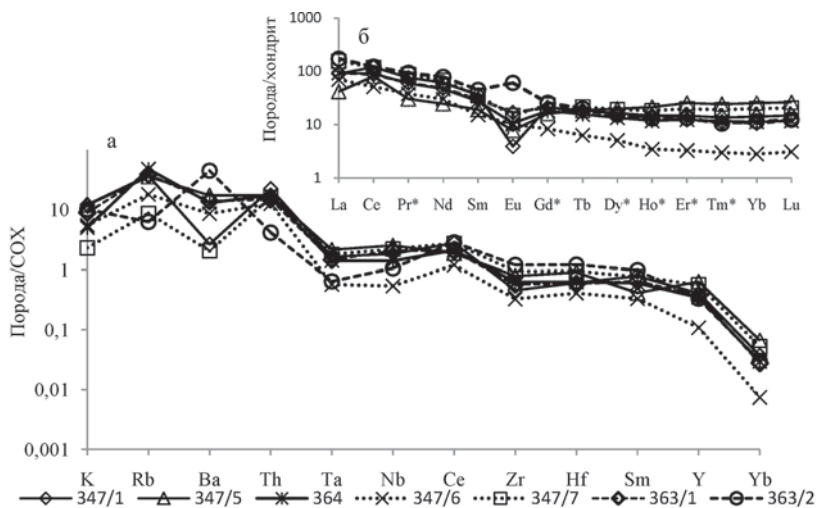
Таблица 2

Химический состав (мас. %) гранитоидов Марункеуского блока

Компоненты	347/1	347/5	347/4	355	361	364	347/6	347/7	363/1	363/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	75.6	74.2	72.12	72.4	70.08	70.05	71.2	72.62	65.46	59.15
TiO ₂	0.1	0.24	0.46	0.16	0.56	0.39	0.24	0.37	0.69	0.88
Al ₂ O ₃	12.5	13.24	13.99	14	14.38	13.75	15.22	14.91	15.26	18.37
Fe ₂ O ₃	0.54	1.68	2.75	0.13	2.62	1.04	0.57	1.9	2.5	3.20
FeO	0.93	0.81	0.41	1.31	1.42	1.21	0.83	0.69	1.84	2.94
MnO	0.03	0.04	0.07	0.02	0.05	0.04	0.01	0.03	0.06	0.12
MgO	0.3	0.39	0.48	0.23	0.4	0.98	0.64	0.58	1.94	2.05
CaO	0.55	0.96	1.44	1.04	1.91	2.27	2.26	2.15	3.81	3.66
Na ₂ O	3.38	3.3	4.16	3.06	2.63	5.08	4.69	5.2	2.84	4.67
K ₂ O	4.82	4.8	3.73	6.46	4.91	3.56	2.19	0.92	4.03	2
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.09	0.04	0.15	0.08	0.14	0.07	0.22	0.24
п.п.п.	0.82	0.74	0.94	0.56	1.13	1.17	1.64	0.89	1.49	1.84
Сумма	99.6	100.4	100.6	99.4	100.2	99.6	99.6	100.3	99.5	98.9
H ₂ O ⁺	-	0,24	0.45	0.31	0.45	0.27	0.34	0.39	0.49	-
CO ₂	-	-	0.05	0.18	0.16	-	-	0.12	0.19	-

Примечание: 1—6 — гранито-гнейсы, 7—8 — плагигранито-гнейсы, 9 — монцо-гранит, 10 — тоналит. Содержание породообразующих элементов определены методом классического химического анализа в ИГ Коми НЦ УрО РАН (аналитик Р. Г. Малахихина)

Породы характеризуются невысоким содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ). Суммарное содержание РЗЭ (среднее значение, г/т) выше всего в тоналитах 243.65, в остальных породах находится на одном уровне: гранито-гнейсы — 161.23, плагиогранито-гнейсы — 161.50, монцо-граниты — 160.84 (см. рисунок). Величина $(La/Yb)_N$ в гранито-гнейсах широко варьирует от 1.65 до 8.2, в плагиогранито-гнейсах от 7.69 до 24.91, в монцо-гранитах составляет 8.93, в тоналитах — 15.03 (табл. 3).



Графики распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Марункеуского блока: а — спайдер-диаграмма; б — спектр распределения РЗЭ

Гранито-гнейсы, тоналиты и монцо-граниты характеризуются V-образным видом спектра РЗЭ с четко проявленным Eu-минимумом и преобладанием легких РЗЭ над тяжёлыми. Среди плагиогранито-гнейсов наблюдаются различия как с четко проявленным Eu-минимумом, так и без него, всегда легкие РЗЭ преобладают над тяжёлыми.

Спайдер диаграммы изученных гранитоидов нормированные на гипотетический плагиогранит СОХ [4] показывают, что все породы (гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы, тоналиты и монцо-граниты) обогащены крупно-ионными элементами (K, Rb, Ba, Th,) и имеют более низкое содержание высоко-зарядных элементов (Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Sm, Y).

На диаграммах NbY, TaYb, Rb(Y+Nb), Rb(Yb+Ta) используемых для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования пород [4], фигуративные точки исследуемых гранитоидов име-

Таблица 3

Содержание элементов-примесей (г/г) в гранитоидах Марункеуского блока

Компоненты	347/1	347/5	364	347/6	347/7	363/1	363/2
	1	2	3	4	5	6	7
V	6.69	10.4	31.3	20.2	22.5	63.0	54.7
Cr	12.4	19.1	24.6	17.5	21.2	38.3	21.4
Co	1.32	1.94	5.33	3.04	3.66	10.4	8.40
Ni	9.82	10.4	18.9	10.6	12.1	25.5	11.7
Cu	11.8	12.1	17.6	10.8	8.99	18.4	15.9
Zn	37.5	44.2	36.8	28.1	36.2	59.6	97.8
Ga	19.0	16.8	15.4	20.4	17.0	17.5	26.1
Rb	147	142	192	72.0	34.8	154	25.0
Sr	36.0	48.6	115	289	126	165	425
Y	28.5	44.7	24.3	7.60	39.6	26.2	23.2
Zr	156	268	215	111	319	193	406
Nb	18.3	25.3	13.9	5.42	21.9	20.8	10.6
Cs	0.73	0.71	4.57	1.04	0.44	2.69	0.88
Ba	132	866	650	429	102	692	2250
La	27.8	13.0	28.7	21.8	47.9	29.4	53.5
Ce	96.9	65.1	73.3	41.7	95.9	70.6	99.0
Pr	9.31	3.69	7.25	4.60	10.6	7.37	11.4
Nd	36.7	14.8	28.0	18.0	40.7	28.8	47.0
Sm	7.08	3.71	5.41	2.98	6.87	5.84	8.77
Eu	0.29	0.57	0.79	0.75	1.09	1.24	4.48
Gd	5.43	4.13	4.70	2.16	6.06	5.41	6.68
Tb	0.89	0.89	0.74	0.30	1.02	0.83	0.95
Dy	5.34	6.40	4.33	1.63	6.23	4.79	4.98
Ho	1.06	1.54	0.85	0.25	1.32	0.98	0.94
Er	3.10	5.36	2.60	0.69	4.17	2.61	2.81
Tm	0.44	0.78	0.38	0.097	0.62	0.36	0.34
Yb	2.94	5.32	2.36	0.59	4.20	2.22	2.40
Lu	0.48	0.85	0.38	0.10	0.66	0.39	0.40
Hf	5.49	8.17	5.66	3.68	8.50	5.29	10.8
Ta	1.14	1.50	0.99	0.40	1.25	1.01	0.45
Pb	11.3	9.29	22.4	11.0	10.0	14.3	10.6
Th	17.7	13.8	14.0	10.1	12.9	11.9	3.31
U	2.38	1.55	2.49	2.63	2.31	1.38	1.10

Примечание: 1—3 — гранито-гнейсы, 4—5 — плагиогранито-гнейсы, 6 — монцо-граниты, 7 — тоналиты. Содержание элементов определены методом ISP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург)

ют неоднозначное положение. Часть точек попадает в поле внутриплитных образований, часть в поле островодужных.

Таким образом, изученные гранитоиды южной части Марункеуского блока представлены: гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами, тоналитами и монцо-гранитами. Породы характеризуются метаморфическими текстурами и микроструктурами, но согласно проведенным исследованиям это были первично магматические образования. По петрохимическим характеристикам это граниты, плагиограниты, тоналиты и монцо-граниты, различные по содержанию кремнезема, щелочей и преобладанию одних над другими, выделяются как калиево-натриевые, так и калиевые разности. Геохимически выделенные разности пород, также отличаются друг от друга, что обусловлено, возможно, метаморфическим преобразованием первично различных гранитоидов. На диаграммах, используемых для палеогеодинамических реконструкций, точки составов занимают различные поля внутриплитных и островодужных образований.

Работа проводится в рамках программ фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1021 «Эклогит-гнейсовые комплексы как индикаторы континентальной субдукции», № 12-С-5-1024 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенезис, природа источников магм, геодинамика».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Полярно-Уральская серия — Лист Q-41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

2. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных пород осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

3. Шуйский А. С. Куликова. К. В. Гранитоиды Марункеуского блока (Полярный Урал) // Геолого-Археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Сыктывкар: Геопринт, 2013. Т. XVI. С. 84–88.

4. Pearce J., Harris N., Tindle A. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology, 1992. V. 25. Part 4. P. 956—981.

СИНТЕЗ ЦЕОЛИТОВ ИЗ ЗОЛЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Д. А. Шушков, Ю. С. Симакова,

Е. М. Тропников, С. С. Шевчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

dashushkov@geo.komisc.ru

Зола и шлак являются продуктами сжигания угля на теплоэлектростанциях и теплоэлектроцентралях и относятся к числу многотоннажных промышленных отходов энергетической промышленности. В настоящее время зола используется преимущественно в строительной промышленности в качестве добавки к цементу, бетону и керамике — таким способом удается утилизировать 20–50 % [1], остальное остается в золоотвалах. Поэтому проблема утилизации данных техногенных отходов, занимающих большие территории и наносящих вред окружающей среде, является весьма актуальной.

Одним из перспективных направлений использования золы является ее преобразование в ценный материал — цеолиты. Полученные таким способом цеолиты являются дешевыми, но в то же время эффективными сорбентами и ионообменниками и могут применяться, например, для регенерации почвы, обработки кислых шахтных вод, очистки воды, в особенности для удаления аммония, тяжелых металлов, радионуклидов и органических веществ. Кроме того, их можно использовать на самих углесжигающих теплоэлектростанциях для сорбции из дымовых газов диоксида серы (SO_2) с последующим получением из него серной кислоты, элементарной серы и других продуктов [2].

В данной работе приведены результаты исследований по экспериментальному получению цеолитов из золы теплоэлектроцентрали г. Воркута.

Главными компонентами химического состава золы являются оксиды кремния (57.78 %) и алюминия (18.25 %), содержание оксидов железа около 9.0 %, оксидов остальных элементов — 7.42 %, потери при прокаливании — 7.90 %. Рентгенофазовым анализом были выявлены кварц (SiO_2), муллит ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), магнетит ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) и гематит (Fe_2O_3). Широкий «горб» (область повышенного фона) на дифрактограмме в области 15–35° 2 θ указывает на присутствие аморфной фазы (вероятно, силикатного и/или алюмосиликатного стекла).

Синтез цеолитов из золы проводился с помощью гидротермальной реакции в автоклаве с предварительным прокаливанием золы с порошком NaOH при температуре 550 °C в течение 1 часа. Согласно [3], во время прокаливания протекают реакции между NaOH и различными фазами золы (кварц, муллит, аморфные алюмосиликаты), в результате

чего образуются натриевые силикаты и алюмосиликаты. В щелочи они растворяются быстрее, чем кварц и муллит, ускоряя образование цеолитов и увеличивая его содержание в конечном продукте.

Были проведены 2 серии экспериментов при следующих условиях реакции:

1. температура реакции 80, 95, 140 и 180 °С, продолжительность реакции 12 ч, отношение NaOH : зола = 1:1, концентрация NaOH 3.0 моль/дм³;

2. температура реакции 140 °С, продолжительность реакции 2, 4, 6 и 8 ч, отношение NaOH : зола = 1:1, концентрация NaOH 1.5, 3.0 и 4.5 моль/дм³

Влияние температуры гидротермальной реакции на процесс преобразования золы в цеолиты

Дифрактограммы продуктов гидротермальной реакции, полученных при различных температурах, представлены на рис. 1. При тем-

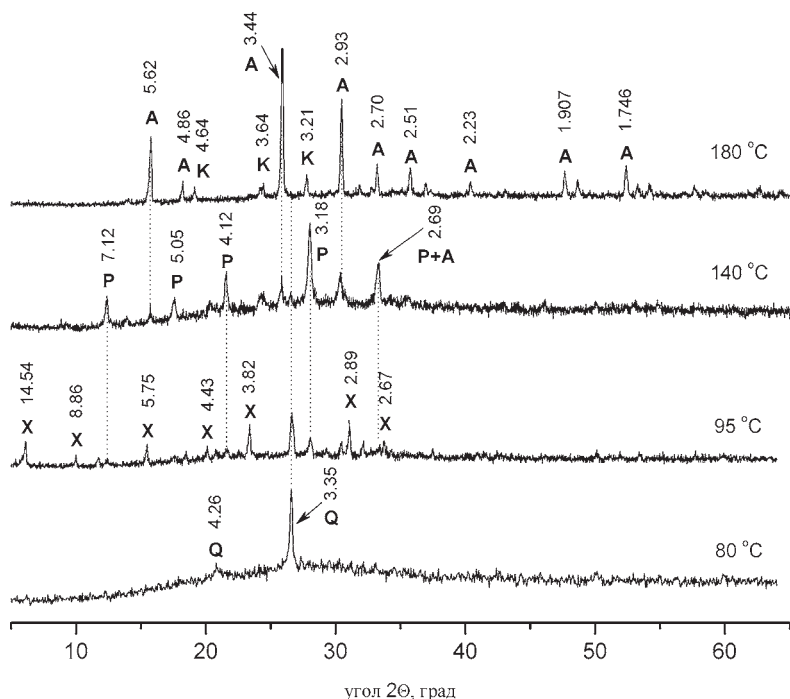


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов гидротермальной реакции (NaOH:зола = 1:1, концентрация NaOH 3.0 моль/дм³, продолжительность – 12 ч), полученных при температурах реакции 80, 95, 140 и 180 °С (Q – кварц, X – цеолит NaX, P – цеолит NaP, A – анальцит, K – гидроксиканкринит). Межплоскостные расстояния приведены в Е

пературе 80 °С были зарегистрированы только интенсивные рефлексы кварца, никаких новообразованных фаз не диагностировано. Электронно-микроскопическими исследованиями выявлены многочисленные глобулы, разрушенные при воздействии щелочного раствора.

При повышении температуры реакции до 95 °С интенсивность рефлексов кварца снижается, то есть происходит его растворение в щелочном растворе. Наряду с кварцевыми выявлены интенсивные рефлексы, соответствующие цеолиту фожазитового типа (NaX), и слабые, характерные для цеолита жисмондинового типа (NaP). На СЭМ-изображениях наблюдаются многочисленные кристаллы цеолита NaX октаэдрической формы размером 1–3 мкм. Кристаллы цеолита NaP имеют округлую или октаэдрическую форму, их размер около 5 мкм.

На дифрактограммах продуктов реакции, полученных при температуре 140 °С, диагностированы цеолит NaP и анальцит, присутствуют также слабые рефлексы кварца. Судя по интенсивности пиков, содержание цеолита NaP выше, чем содержание анальцита. На СЭМ-изображениях наблюдаются скелетные кристаллы цеолита NaP размером 10–15 мкм и тетрагонтриоктадры анальцита размером 15–20 мкм.

Температура реакции 180 °С способствует образованию анальцита – его интенсивные рефлексы были диагностированы на дифрактограмме. Также установлены слабые рефлексы гидроксиканкринита, рефлексы кварца не зарегистрированы. На СЭМ-изображениях выявлены тетрагонтриоктадры анальцита размером от 15 до 25 мкм и кристаллы гидроксиканкринита столбчатой формы длиной до 2 мкм и 200–300 нм в поперечнике, которые часто наблюдаются на поверхности анальцита, что говорит о более поздней кристаллизации гидроксиканкринита.

Полученные результаты показывают, что температура реакции оказывает существенное влияние на тип цеолита, ее увеличение приводит к образованию более узкопористых цеолитов. Так, при температуре реакции 95 °С образуются широкопористый цеолит NaX, при 140 °С – среднепористый цеолит NaP и при 180 °С – узкопористый анальцит.

Влияние концентрации щелочи и продолжительности реакции на процесс преобразования золы в цеолиты

В результате серии экспериментов было построено приблизительное поле кристаллизации цеолитов и других фаз (гидросодалита) при температуре 140 °С (рис. 2). Было установлено, что продолжительность реакции и концентрация щелочи существенно влияют на тип

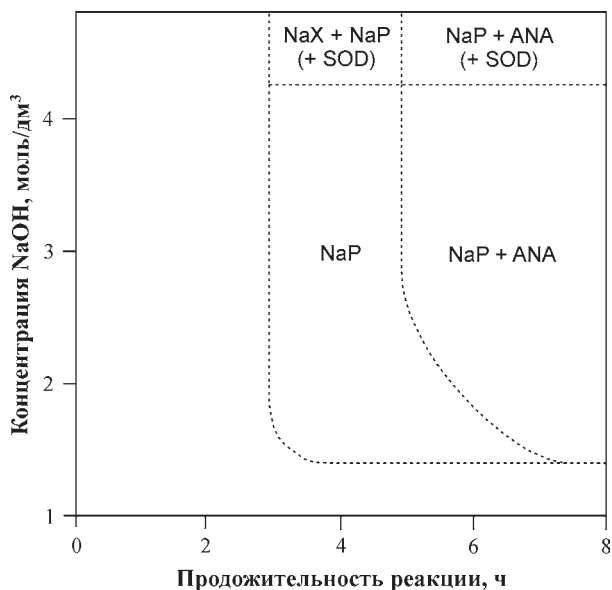


Рис. 2. Приблизительное поле кристаллизации цеолитов и других фаз (NaX – цеолит NaX, NaP – цеолит NaP, ANA – анальцим, SOD – гидросодалит)

цеолита и его содержание в продуктах реакции. Так, увеличение продолжительности реакции приводит к исчезновению метастабильных фаз цеолита фожазитового типа и появлению более термодинамически устойчивых – сначала цеолита NaP, а затем анальцима. Повышение концентрации щелочи ведет к увеличению содержания узкопористых фаз (анальцим) по сравнению с цеолитом NaP. Кроме того, при концентрации 4.5 моль/дм³ NaOH одновременно с цеолитами образуется нецеолитовая фаза – гидросодалит.

Как видно на рис. 2, поля кристаллизации анальцима и цеолита NaP существенно перекрываются, то есть при одних и тех же условиях гидротермальной реакции образуется смесь цеолитов в различных количественных отношениях. В то же время выявлены условия, при которых кристаллизуется только цеолит NaP. Широкопористые цеолиты NaX образуются в результате 4 часовой реакции при высокой концентрации щелочного раствора (4.5 моль/дм³).

Выводы

В результате экспериментов были получены следующие виды цеолитов: NaX, NaP и анальцим. Было установлено, что такие параметры как концентрация щелочи, температура и продолжительность реакции оказывает значимое влияние на тип цеолита и его содержа-

ние в продуктах реакции. В результате серии экспериментов было построено приблизительное поле кристаллизации цеолитов и других фаз (гидросодалита) при температуре 140 °С.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-Т-5-1022.

Литература

1. *Murayama N., Yamamoto H., Shibata J.* Mechanism of zeolite synthesis from coal fly ash by alkali hydrothermal reaction // Int. J. Miner. Process. 2002. 64. P. 1–17.
2. *Берман Н. Ф., Кельцев Н. В., Смола В. И., Гузеев И. С., Михайлов А. С.* Адсорбционные свойства природных цеолитов по двуокиси серы // Природные цеолиты. Тбилиси: Мецниереба, 1979. С. 56–62.
3. *Rungsuk D., Apiratikul R., Pavarajarn V., Pavasant P.* Zeolite synthesis from fly ash from coal-fired power plant by fusion method // Proceedings of the 2nd Joint international conference on “Sustainable energy and environment”. 2006.

ДИНАМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ГРУНТОВ г. СЫКТЫВКАРА

А. Н. Шушкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

annashushkova@rambler.ru

В сейсмическом плане г. Сыктывкар находится в семибалльной плейстосейстовой области Кировско-Кажимской сейсмогенной зоны [4—6]. В связи с этим должно уделяться большее внимание изучению устойчивости грунтов при возможных сейсмических сотрясениях на участках, где расположены жилые здания и инженерные сооружения, особенно экологически опасные промышленные предприятия. Кроме приращения балльности от классических факторов: разности акустической жесткости грунтов, резонансных составляющих и глубины нахождения грунтовых вод — необходимо учитывать и другие негативные составляющие, к ним можно отнести: степень просадки, разжижаемость, дилатация, разрыхление грунтов и др. изменения [1-2]. В зависимости от разновидности грунтов, зернистые они или связные, в них происходят те или иные качественные изменения. Поэтому по условиям строительства грунты на территории сыктывкарского массива на основе инженерно-геологических исследований были разделены на три типа (В. Ф. Лапицкая и др., 2000):

- с удовлетворительными условиями строительства;
- с ограниченно пригодными условиями строительства;
- с неблагоприятными условиями строительства.

В целом, опираясь на эти сведения, грунты в пределах г. Сыктывкара можно разделить на две крупные категории, существенно отличающиеся по своим физико-механическим и сейсмическим свойствам: коренные отложения (триас, юра) и современные четвертичные отложения.

К коренным отложениям мы проявляем меньший интерес, т.к. они находятся на достаточно большой глубине и особого влияния на несущие свойства не влияют, за исключением небольших участков, где они выходят на поверхность или расположены на глубине менее пятнадцати метров.

Четвертичные отложения сложены аллювиальными, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми отложениями различного времени оледенения. К зоне слабой устойчивости грунтов мы относим современные делювиальные отложения (мягкие и текучепластичные), пролювиальные (переувлажненные, мягко- и текучепластичные), аллювиальные тонкие переувлажненные пески,

озерно—аллювиальные отложения, торфяники, техногенные отложения (рис. 1). К зоне удовлетворительной устойчивости грунтов можно отнести гляциальные (моренные) и водно-ледниковые отложения, крупные и средние аллювиальные пески (рис. 1).

Для выявления действительной устойчивости грунтов при динамических воздействиях различной силы на вибропенетрационной



Рис. 1. Карта-схема зоны устойчивости грунтов в г. Сыктывкаре и его окрестностях

установке были проведены испытания маловлажных и водонасыщенных песков различной зернистости, моренных суглинков, глин, песков с нарушенной связью (техногенные) (рис. 2—4).

Рассматривая графики на рисунках 2—4, видно, какие грунты относительно устойчивы к динамическим воздействиям, а какие в меньшей степени. Среди них есть и такие, которые в зависимости от степени увлажнения меняют свои свойства кардинально. Проведем последовательный анализ эксперимента:

— техногенные пески — это грунты, которые подверглись воздействию внешней силы и в результате потеряли цементирующие связи между зернами, полученными в процессе своего исторического развития за счет аэрации коллоидных растворов. В наших испытаниях маловлажные пески начинают интенсивно уплотняться с величины относительно небольшого ускорения — $0.278g$. При водонасыщении они резко улучшают свою несущую способность в два раза — до $0.561g$. По нашему мнению это связано с образованием связной воды вокруг пылеватых частиц (глина), а также притяжением молекул пленочной воды между гранулами песка определенного размера, которая старается удержать их на месте (рис. 2);

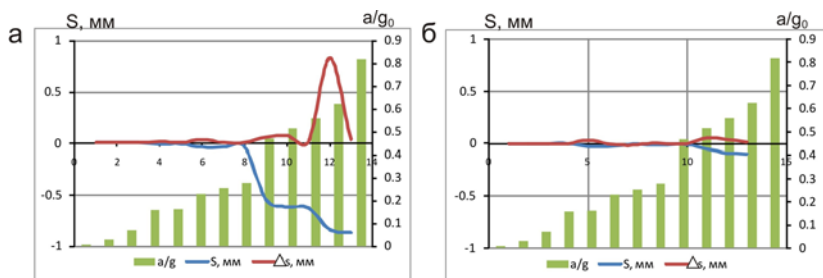


Рис. 2. Зависимости уплотнения техногенных грунтов от интенсивности вибрации: а — насыпной грунт, сухой (песок), б — насыпной грунт, водонасыщенный

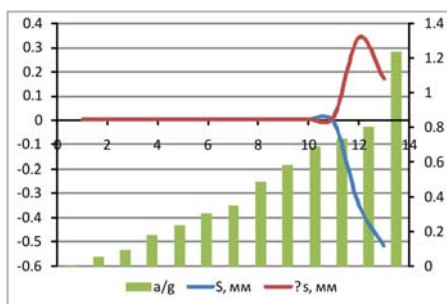


Рис. 3. Зависимость уплотнения моренных суглинков Печорского горизонта

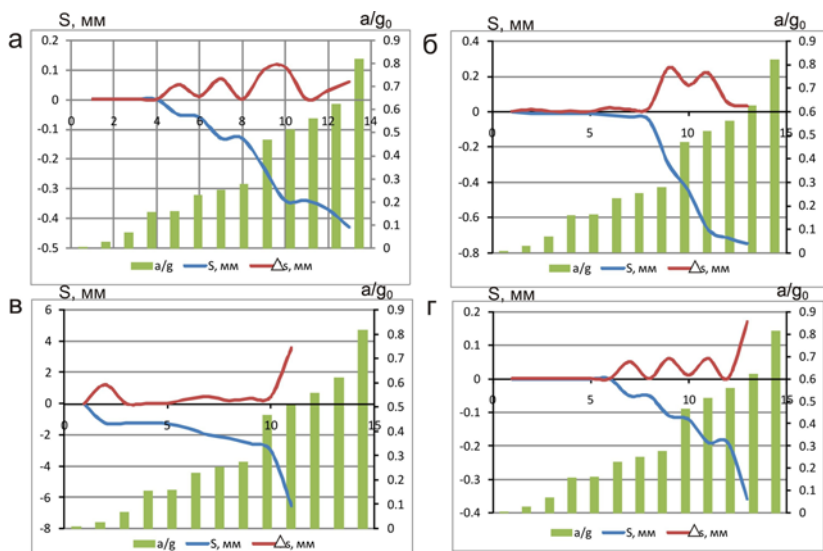


Рис. 4. Зависимости уплотнения слабо устойчивых грунтов от интенсивности вибрации: а — тонкозернистый сильно увлажненный песок, б — тонкозернистый водонасыщенный песок, в — мелкозернистый водонасыщенный песок, г — супесь с прослоями песка, водонасыщенная

— моренные суглинки Печорского горизонта — наиболее устойчивы к динамическим воздействиям, они теряют свою устойчивость резко только со значений примерно $0.761g$. Эти величины ускорений заставляют связную воду в суглинке перейти в свободное состояние, при котором гравитационные силы частиц суглинки начинают превышать силы натяжения связной воды, кроме того в этих суглинках имеется галька и гравий, которые испытывают при больших ускорениях инерционные силы, создающие свободное пространство для гравитационной воды, что дополнительно способствует снижению динамической устойчивости такого состава грунта (рис. 3);

— тонкозернистые увлажненные и водонасыщенные пески — относительно слабоустойчивы к динамическим воздействиям, теряют свою устойчивость: первые с $0.278g$, вторые с $0.23g$, т.е. при полном их водонасыщении устойчивость при динамических воздействиях несколько падает (рис. 4а, 4б);

— мелкозернистый водонасыщенный песок начинает уплотняться с малых значений динамического воздействия — $0.059g$, далее постепенно увеличивая силу воздействия до $0.469g$, что заставляет песок перейти в плавунное состояние. Высушенный образец представляет собой слабосцементированную массу, т.е. в его состав входят

пылеватые частицы глин, кроме того, обладает высокой пористостью до 30—40 %;

- супесь с тонкими прослоями песка в условиях водонасыщения ведет себя относительно ровно, начиная со значения динамического воздействия 0.23g начинает ступенчато уплотняться, проходит несколько стадий уплотнения (в нашем случае четыре): 0.278g, 0.516g, 0.624g. Со значения 0.624g переходит в плавунное состояние. По нашему мнению в грунтах с прослоями в виду смены акустических границ появляются резонансные силы при определенной частоте вибрации этих слоев, которые усиливают в целом динамическое воздействие на эти испытываемые грунты наряду с теми негативными моментами, которые были описаны выше.

Что касается средних, крупных и разнородных песков, а также глин, то они достаточно хорошо изучены при таком же роде исследований ранее В. А. Лютоевым [3].

В заключение можно сказать, что изучение грунтов с помощью динамических воздействий дает ценную информацию об их несущих свойствах в условиях их естественного состояния и измененного искусственным путем, расширяя границы изучения. Этот раздел исследований является составляющей частью изучения сейсмических свойств грунтов, что является неотъемлемой частью раздела норм строительства в сейсмически опасных зонах, а так же в промышленных зонах с высокой динамической нагрузкой на грунты.

Литература

1. Алешин А. С., Кудрявцев И. А. Влияние динамических воздействий на уплотнение несвязных грунтов / Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 34. М: Наука, 1993. С. 159—153.

2. Кутергин В. Н. Закономерности изменения свойств глинистых грунтов при вибрации. М.: Наука, 1989. 142 с.

3. Лютоев В. А., Лютоева Н. В. Сейсмоустойчивость грунтов северной части Волго-Уральской антеклизы / Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 29—31.

4. Лютоев В. А. Сейсмогенные зоны Республики Коми и микросейсмораионирование города Сыктывкара. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 32 с.

5. Страхов В. Н., Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект новых карт общего сейсмического районирования Северной Евразии // Физика Земли, 1998. № 10. С. 92—96.

6. Удоратин В. В. Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 72 с.

СТРОЕНИЕ СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ В РАЗРЕЗЕ р. УСЫ (КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)

Н. С. Инкина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Сезымская свита была выделена на юго-западе Пай-Хоя Н. В. Шмелевым в 1955 г. и имеет ассельско-сакмарский возраст [6]. Однако впервые данные отложения описывались как глинисто-карбонатная пачка [3], а позднее в качестве отдельного стратиграфического подразделения «мергелистого горизонта» и предполагался их артинский возраст [2].

До сих пор вопрос о возрасте свиты остается дискуссионным [5, 8]. Нет единого мнения и о характере контакта сезымской свиты с подстилающими породами карбона. Существуют противоречивые данные об условиях формирования сезымской свиты [1, 4, 7].

Автором были изучены шесть естественных выходов сезымской свиты в Воркутинском районе в бассейне р. Усы (рр. Уса, Воркута, руч. Кечшор, карьеры близ г. Воркуты). Одним из наиболее последовательных и хорошо обнаженных являются выходы сезымской свиты на левом берегу р. Усы (Уса-1), непосредственно ниже водозабора г. Воркуты. Строению этого разреза и уделено внимание в предлагаемой статье.

В обн. Уса-1 на поверхность выходят отложения среднего карбона (верхняя часть цементнозаводской свиты), ассельско-сакмарские отложения сезымской свиты и артинские отложения гусиной свиты. Общая протяженность выходов около 230 м. Границы пород сезымской свиты как с нижележащими биокластовыми известняками карбона, так и с перекрывающими теригенными отложениями гусиной свиты отчетливы видны.

Сезымская свита сложена зеленовато-серыми, желтовато-зеленоватыми и иногда темно-серыми тонко-микрозернистыми, глинистыми и биокластовыми известняками, известково-глинистыми и глинисто-известковыми сланцами с алевроитовой примесью кварца. Во многих слоях в сезымской свите наблюдается петельчатая текстура, а на отдельных интервалах псевдообломочная структура, характерная для сезымских пород других разрезов. Все разновидности пород включают органические остатки, представленные криноидеями, мшанками, гастроподами, брахиоподами, остракодами, амmonoидеями, мелкими фораминиферами, микробиальными образованиями и губка-

ми (?) (рисунок, Г). В некоторых слоях отмечены следы жизнедеятельности организмов. Нами на нескольких стратиграфических уровнях найдены конодонты, принадлежащие роду *Streptognathodus*, но еще не определенные специалистами-палеонтологами.

Подстилающие породы представлены светло-серыми биокластовыми известняками с линзами кремней, мощностью 35 м, развитые непосредственно ниже плотины водозабора. Граница каменноугольных и пермских отложений ярко выражена резкой сменой светло-серых биокластовых известняков на желтовато-зеленовато-серые рассланцованные глинистые известняки. Пологоволнистая поверхность кровли каменноугольных биокластовых известняков окрашена в ярко-желтый до бурого цвет (рисунок, Е). Согласно новой легенде, данные известняки было предложено геологами – съемщиками выделять в цементнозаводскую свиту. На границе свит наблюдается коричневый прослой толщиной 0.5 – 1.5 см карбонатно-глинистого состава.

Далее, описание идет снизу вверх по разрезу и сверху вниз по течению. На этом разрезе сезымской свиты было выделено 11 пачек пород (рисунок, А).

Мощность, (м)

Пачка 1. Глинисто-известковые сланцы. Цвет в нижней части (20 см) изменяется от зеленовато-серых к темно-зеленым и коричневатозеленому. В верхней части (30 см) на выветрелой поверхности сланцев хорошо заметна тонкая горизонтальная слоистость, обуславливающая плитчатую отдельность. В слое редко встречаются створки замковых и беззамковых брахиопод, наблюдаются следы илоедов и вкрапления дисульфидов железа. 0.5

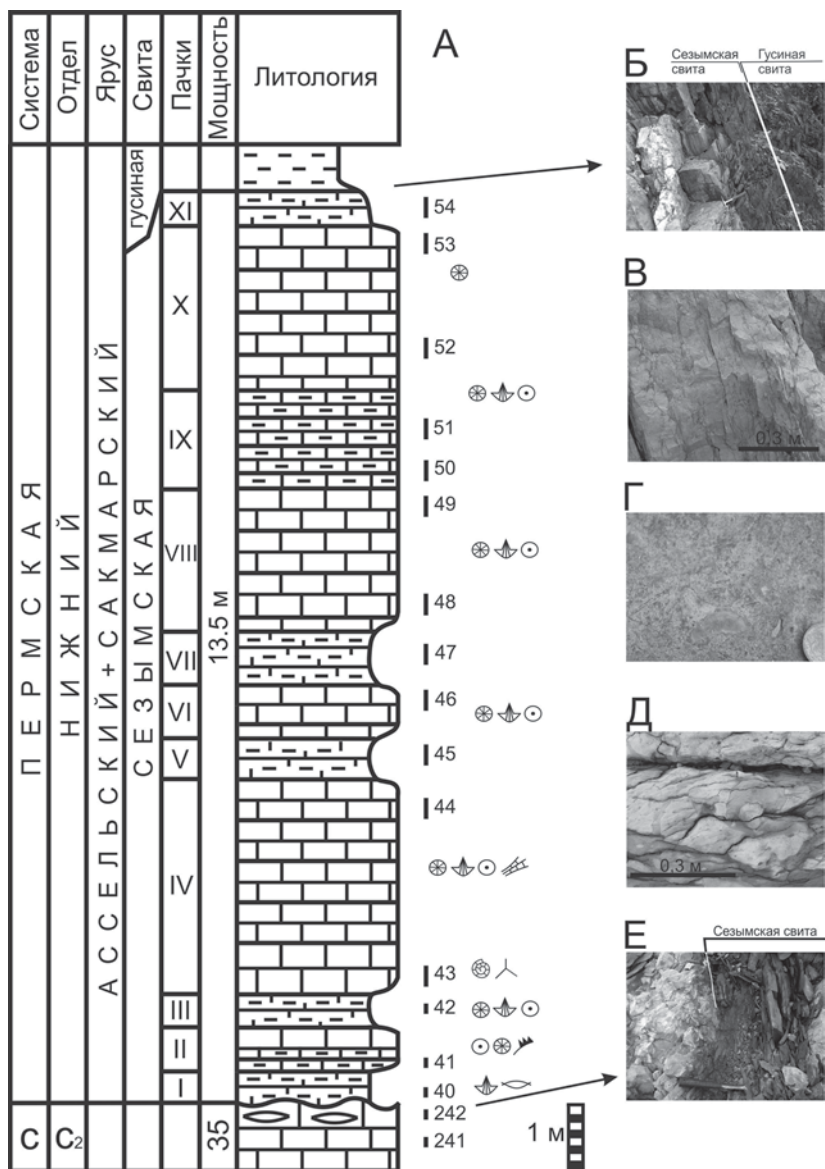
Пачка 2. Известняки тонко-микрозернистые светло-серые с петельчатой текстурой, включающий биокластовый материал, среди которого преобладают членики криноидей достигающих до 1.5 см в диаметре. Наблюдаются многочисленные следы илоедов, некоторые из них выполнены дисульфидами железа. По разновидности петельчатой текстуры в пачке выделяются несколько слоев:

– известняк тонко-микрозернистый с крупной петельчатой текстурой, петли шириной до 2 см с одиночными остатками кораллов размером до 3 см. 0.30

– известняк тонко-микрозернистый с петельчатой текстурой, но более глинистый (петли расположены очень близко друг к другу) 0.10

– известняк тонко-микрозернистый с тонкой петельчатой текстурой, по сравнению с предыдущим слоем известняки без глинистой примеси 0.30

Общая мощность пачки 0.7 м.



А — стратиграфическая колонка сезымской свиты в обн. Уса-1; Б — граница сезымской и гусиной свит; В — известняки с пчельчатой текстурой (IV пачка); Г — биокластовый известняк (II пачка); Д — известняки с псевдокомковатой структурой (IV пачка); Е — характер границы сезымской свиты с подстилающими каменноугольными известняками

Пачка 3. Глинисто-известковые сланцы, темно-серо-зеленые с большим количеством следов илоедов, ориентированных вдоль и поперек напластования. Включает прослой (5 см) биокластового известняка с фауной ругоз, брахиопод и криноидей. Отмечается много окисленного пирита. 0.50

Пачка 4. Известняки микро-тонкозернистые светло-серые и глинистые известняки с коричневатой поверхностью выветривания, образующие ярко выраженную петельчатую текстуру (рисунок, В). Участками на выветрелой поверхности известняков наблюдается картина сходная с псевдогрубообломочной структурой (рисунок, Д). На этих участках более чистые от глинистой примеси и более светлые тонко-микрозернистые известняки в виде комков размером 10—15 см (можно назвать и желваками) находятся среди коричневатых глинистых известняков. Те и другие породы содержат остатки ругоз, мшанок, брахиопод и криноидей. В нижней части пачки встречаются плохой сохранности аммоноидеи и крупные колонии губок (?) до 7 см 3.30

Пачка 5. Глинисто-известковые сланцы, темно-серо-зеленые с крупными ходами илоедов шириной 1.5 см и длиной до 20 см. 0.60

Пачка 6. Известняки тонко-микрозернистые светло-серые с петельчатой текстурой, но на поверхности темно-серые. 0.80

Пачка 7. Глинисто-известковые сланцы (или сильно рассланцованные известняки, но более глинистые ?). 0.80

Пачка 8. Известняки светло-серые с петельчатой текстурой, но на поверхности с ярко-желтым оттенком. 2.10

Пачка 9. Известняки темно-серые с петельчатой текстурой, более глинистый, рассланцованный, с тонкой горизонтальной слоистостью. 1.5

Пачка 10. Известняки светло-серые с петельчатой текстурой, в верхних части пачки (50 см) наблюдаются обильные остатки ругоз. 2.50

Пачка 11. Глинисто-известковые сланцы постепенно переходят в известково-глинистые и в глинистые сланцы гусиной свиты. 0.50

На сезымской свите залегает гусятая свита, сложенная граувакковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Эти породы сильно деформированы в отличие от сезымской свиты (рисунок, Б).

Таким образом, можно сказать, что сезымская свита, вскрытая непосредственно ниже водозабора г. Воркуты на левом берегу р. Усы (обн. Уса-1) мощностью 13.5 м с прекрасно наблюдаемыми грани-

цами с нижележащей цементнозаводской и вышележащей гусиной свитами и относительно богатым комплексом органических остатков, включая конодонты (пока не изученные), может претендовать на типовой разрез свиты для Воркутинского района.

Литература

1. *Афанасьев Б. Л., Македонов А. В., Ярославцев Г. М.* История геологического развития // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра. 1965. Т. 3. С. 148—155.

2. *Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйно О. Л.* Стратиграфия нижнепермский отложений Воркутского угленосного района // Сов. Геология. 1948. № 3. С. 7—30.

3. *Иорданский Н. Н., Чернов Г. А.* Маршрутные геологические исследования в бассейне Верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930 г. // Матер. ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол. Сб. 1. М., 1933. С. 35—51. (ВГРО НКТП СССР).

4. *Мальшева 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).

5. Новые данные по стратиграфии марганценовых отложений перми и карбона Пай-Хоя. В. С. Рогов, Э. И. Галицкая, Давыдов В. И., Попов А. В. // Советская геология. 1988. С. 59—68.

6. Стратиграфический словарь СССР Карбон, пермь. Л., Недра. 1977. 535 с. (Министерство геологии СССР, Всесоюз. науч.-исслед. геол. институт).

7. *Тимонин Н. И., Беляев А. А.* Характер контактов и каменноугольных отложений на северо-Востоке печорской плиты. Сыктывкар, 2002. 52 с. (Научные доклады/Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 443).

8. *Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А., Черных В. В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ВНИГРИ — Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук

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

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

ИЭМ РАН — Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук

КамЧГУ — Камчатский государственный университет

Комигеолфонды ТФИ РК — Комигеолфонды территориального фонда информации Республики Коми

КФУ — Казанский (Приволжский) федеральный университет

МГУ — Московский государственный университет

РГУ нефти и газа — Российский государственный университет нефти и газа

СПбГГИ — Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет

СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет

ТГУ — Томский государственный университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Анищенко Л. А.	89, 156	Котик И. С.	89
Антропова Е. В.	3	Краснов А. Г.	86, 92
Анферова Е. А.	8	Кряжев А. А.	95
Ардашова Е. М.	13	Кряжева И. В.	99
Астахова И. С.	18	Куликова К. В.	64
		Кушманова Е. В.	103
Бугаева А. Ю.	111		
Буравская М. Н.	22	Ланг Е. И.	107
Бурдельная Н. С.	68	Лоухина И. В.	111
Бушнев Д. А.	68		
		Магомедова А. Ш.	113
Валяева О. В.	156	Мартюшева А. Н.	92
Варламов Д. А.	160	Матвеев В. А.	116
Вахрушев А. В.	25	Матвеева М. А.	119
		Машин Д. О.	123
Гамолук О. В.	27	Машина Е. В.	123
Герасичева А. В.	29	Мингалев А. Н.	128
Гракова О. В.	33		
Груздев Д. А.	39	Носкова Н. Н.	131
Даньшикова И. И.	41	Пархачев А. А.	135
Денисова Ю. В.	43	Перовский И. А.	139
Дудкин Б. Н.	111	Пийр И. В.	92
		Плотицын А. Н.	39, 119, 144
Езимова Ю. Е.	113	Понарядов А. В.	148
Еременко Н. М.	46	Пономарев Д. В.	99
		Пономаренко Е. С.	151
Жерлыгин А. Л.	50	Попов В. В.	46
Журавлёв А. В.	46	Потапов И. Л.	103
Журавлева А. А.	56	Пошибаев В. В.	151
		Процько О. С.	156
Инкина Н. С.	236		
Исаенко С. И.	128	Сандула А. Н.	201
		Селиванов А. И.	113
Калина М. В.	194	Симакова Ю. С.	226
Канева Н. А.	151	Соболев Д. Б.	39, 119
Канева Т. А.	59	Соболев И. Д.	64, 160
Карпова А. И.	64	Соболева А. А.	160
Кирюхина Т. А.	68	Соколова Л. В.	165
Ковальчук Н. С.	71	Стреляев В. И.	56
Колесник П. А.	78		
Королев Д. А.	84	Тонкачеев Д. Е.	168
Королева М. С.	84, 86	Топчиева О. М.	172
Короткова Т. Е.	86	Тропников Е. М.	226

Удоратин В. В.	113	Шайбеков Р. И.	206
Удоратина О. В.	8	Шанина С. Н.	123
Уляшев В. В.	177	Шеболкин Д. Н.	211
Уляшева Н. С.	180	Шевелев М. А.	214
Устюгова К. С.	184	Шевчук С. С.	43, 151, 226
		Шишкин М. А.	29, 107
Хамадиев Р. И.	189	Шмелёва Л. А.	216
Хозяинова Т. В.	194	Шуйский А. С.	220
Хусаинов Р. Р.	198	Шумилова Т. Г.	128
		Шушков Д. А.	226
Шадрин А. Н.	201	Шушкова А. Н.	231

СОДЕРЖАНИЕ

Современные представления о морфологической терминологии строматопороидей. <i>Е. В. Антропова</i>	3
Базальты Верхне-Ворыквинского покрова (Средний Тиман). <i>Е. А. Анферова, О. В. Удоротина</i>	8
Анализ стратиграфических исследований средне-верхнедевонских отложений на Среднем Тимане. <i>Е. М. Ардашова</i>	13
Минералы зоны окисления вольфрам-молибденового Харбейского месторождения (Полярный Урал). <i>И. С. Астахова</i>	18
Отложения первой надпойменной террасы р. Вычегды в разрезе «Биостанция». <i>М. Н. Буравская</i>	22
Роль поверхности минералов бокситов и красных шламов в магнитных методах сепарации. <i>А. В. Вахрушев</i>	25
Предварительные данные о девонской ихнофауне Среднего Тимана. <i>О. В. Гамолук</i>	27
Новые данные о строении четвертичных отложений южного побережья Байдарацкой губы по данным ГДП-200 ярской площади за 2012—2013 гг. <i>А. В. Герасичева, М. А. Шишкин</i>	29
Петрографический состав и литохимические особенности пород асывовжской (D_{2-3as}) и джежимской (R_3dz) свит в зоне их контакта (Южный Тиман). <i>О. В. Гракова</i>	33
Сравнение изотопного состава углерода и кислорода в разрезах среднефаменских отложений Приполярного Урала и Пай-Хоя (рр. Сывью и Силова). <i>Д. А. Груздев, А. Н. Плотицын, Д. Б. Соболев</i>	39
Литолого-коллекторская характеристика нижнепалеозойского (O_3-D_1) карбонатного комплекса в разрезе скважины 1-Харутамыльскская. <i>И. И. Даньщикова</i>	41
Особенности акцессорного циркона из гранитоидов южной части Народо-Итъянского хребта. <i>Ю. В. Денисова, С. С. Шевчук</i>	43
Раннекаменноугольные «белые курильщики» северо-восточного Пай-Хоя. <i>Н. М. Еременко, В. В. Попов, А. В. Журавлёв</i>	46
Цикличность верхнедевонских отложений северо-востока Европейской платформы. <i>А. Л. Жерлыгин</i>	50

Структура, вещество и история удерейского блока ильинского выступа (Татарский антиклинорий, Енисейский кряж). <i>А. А. Журавлева, В. И. Стреляев</i>	56
Петрологическое сравнение вулканитов морозовской свиты северо-восточной части хребта Пай-Хой и бедамельской серии хребта Оченырды. <i>Т. А. Канева</i>	59
Меланократовые породы конгорского интрузивного комплекса. (Полярный Урал). <i>А. И. Карпова, К. В. Куликова, И. Д. Соболев</i>	64
Производные изорениератена в составе ароматической фракции битумоида доমানиковых углеродистых отложений. <i>Т. А. Кирюхина, Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	68
Особенности редкоземельной минерализации в карбонатитах о. Фуэртевентура (Испания). <i>Н. С. Ковальчук</i>	71
Взаимоотношение ниже- и верхнепротерозойских образований на Приполярном Урале: современное состояние проблемы. <i>П. А. Колесник</i>	78
Синтез, электрические и магнитные свойства хромсодержащих твердых растворов титаната висмута со структурой слоистого перовскита. <i>М. С. Королева, Д. А. Королев</i>	84
Оценка фотокаталитической активности твердых растворов титаната висмута со структурой пирохлора. <i>Т. Е. Короткова, М. С. Королева, А. Г. Краснов</i>	86
Оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур, выявленных методами дешифрирования космических снимков (юг Тимано-Печорской провинции). <i>И. С. Котик, Л. А. Анищенко</i>	89
Титанат висмута со структурой пирохлора, допированный катионами скандия, индия (III). <i>А. Г. Краснов, А. Н. Мартюшева, И. В. Пийр</i>	92
Влияние температуры на абсорбцию рентгеновских лучей в растворе KNO_3 . <i>А. А. Кряжев</i>	95
Морфотипы жевательной поверхности коренных зубов позднеплейстоценовых Lemmings из местонахождений Пижма-1 и Седью-1. <i>И. В. Кряжева, Д. В. Пономарев</i>	99
Структура и метаморфизм пород Неркаюского комплекса в среднем течении р. Неркаю (Приполярный Урал). <i>Е. В. Кушманова, И. Л. Потапов</i>	103
Новые данные по возрасту нижнепалеозойского кислого рифтогенного магматизма хр. Оченырды. <i>Е. И. Ланг, М. А. Шишкин</i>	107
Органомодифицированный слоистый силикат магния, полученный методом термообработки с оборотом жидкой фазы. <i>И. В. Лоухина, Б. Н. Дудкин, А. Ю. Бугаева</i>	111

Применение радоновой съемки для картирования разломных зон в пределах Кировско-Кажимского авлакогена и Среднего Тимана. <i>А. Ш. Магомедова, В. В. Удортин, Ю. Е. Езимова, А. И. Селиванов</i>	113
Биогенные ультрамикроструктуры строматолитов поднятия Чернова. <i>В. А. Матвеев</i>	116
Изученность отложений верхнего девона на р. Малая Уса (Полярный Урал). <i>М. А. Матвеева, Д. Б. Соболев, А. Н. Плотицын</i>	119
Особенности аминокислотного анализа желчных камней. <i>Е. В. Машина, С. Н. Шанина, Д. О. Машин</i>	123
Фазовое состояние углеродного вещества косьюских карбонатитов на разных стадиях их формирования (Средний Тиман, Россия). <i>А. Н. Мингалев, С. И. Исаенко, Т. Г. Шумилова</i>	128
Обработка локального и регионального сейсмического события (на примере землетрясения 24 декабря 2012 г.) <i>Н. Н. Носкова</i>	131
Породообразующие минералы ультрамафитов Щекуринского массива (Приполярный Урал). <i>А. А. Пархачев</i>	135
Использование гидроксидных прекурсоров для синтеза каркасных титаносиликатов. <i>И. А. Перовский</i>	139
Биофациальный анализ пограничных отложений девонской и каменно- угольной систем по конодонтам (р. Сывью, Приполярный Урал). <i>А. Н. Плотицын</i>	144
Самородная медь в титаноносных песчаниках Пижемской россыпи. <i>А. В. Понарядов</i>	148
Генезис илового материала в верхнедевонских известняках Тимано-Североуральского региона. <i>Е. С. Пономаренко, Н. А. Канева, В. В. Пошибаев, С. С. Шевчук</i>	151
Битуминологическая характеристика и перспективы нефтегазоносности кунгурских отложений севера Предуральского краевого прогиба. <i>О. С. Процько, Л. А. Анищенко, О. В. Валяева</i>	156
Проявления триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала. <i>И. Д. Соболев, А. А. Соболева, Д. А. Варламов</i>	160
Морфологическая изменчивость конодентов <i>Ozarkodina confluens</i> (Branson et Mehl). <i>Л. В. Соколова</i>	165
Обзор по минералам группы колусита. <i>Д. Е. Тонкачев</i>	168
Характеристика пемзовых отложений на горе Тарбаганья (Мутновско-Гореловская группа вулканов, Камчатка). <i>О. М. Топчиева</i>	172

Сравнение структурных особенностей шунгита и стеклоуглерода с помощью малоуглового рассеяния синхротронного излучения. <i>В. В. Уляшев</i>	177
Амфиболиты харьбейского комплекса: химический состав и геодинамика. <i>Н. С. Уляшева</i>	180
Особенности петрографического и петрохимического состава пород золотоносных зон сульфидизации (хребет Енганепэ, Полярный Урал). <i>К. С. Устюгова</i>	184
Минералогия ископаемых растительных остатков как индикатор условий литогенеза пермских отложений Волго-Уральской области. <i>Р. И. Хамадиев</i>	189
Концепция разработки информационной системы учета результатов геологоразведочных работ. <i>Т. В. Хозяинова, М. В. Калина</i>	194
Типоморфизм и генезис гранатов метаморфических пород кристаллического фундамента татарского свода по результатам изотопного анализа углерода ($\delta^{13}\text{C}$). <i>Р. Р. Хусаинов</i>	198
Строение тульских отложений в разрезе среднего течения р. Унья (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал). <i>А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула</i>	201
Перераспределение ЭПГ с образованием халькогенидных соединений в хромитах севера Полярного Урала (на примере одного зерна). <i>Р. И. Шайбеков</i>	206
Литологическая характеристика венлокских отложений на р. Изьяю. <i>Д. Н. Шеболкин</i>	211
Анализ информационных технологий в современной палинологии. <i>М. А. Шевелев</i>	214
Современное состояние изученности верхнего ордовика на Северном Урале. <i>Л. А. Шмелёва</i>	216
Геохимические особенности гранитоидов марункеуского блока (Полярный Урал). <i>А. С. Шуйский</i>	220
Синтез цеолитов из золы: новые данные. <i>Д. А. Шушков, Ю. С. Симакова, Е. М. Тропников, С. С. Шевчук</i>	226
Динамическая устойчивость грунтов г. Сыктывкара. <i>А. Н. Шушкова</i>	231
Строение сезымской свиты нижней перми в разрезе р. Уса (Косью-Роговская впадина). <i>Н. С. Инкина</i>	236
Список принятых сокращений	241
Авторский указатель	242

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 22-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Оформление обложки
О. П. Велегжанинов

Компьютерный набор. Подписано в печать 4.12.2013.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 160

Усл. печ. л. 15,5

Заказ 919

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