



сентябрь — октябрь 2016 г., № 9–10 (261–262)

Вестник



Института геологии Коми научного центра УрО РАН
Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Содержание

Научные статьи

- | | |
|--|--|
| Off-line пиролиз керогена доманиковых отложений
Тимано-Печорского осадочного бассейна
<i>Н. С. Бурдельная, А. А. Деревесникова, Д. А. Бушнев</i> 3 | Сравнение петрофизических свойств пород
прениит-пумпеллиитовой и амфиболитовой
фаций метаморфизма (Кольский п-ов)
<i>О. М. Тришина, Ф. Ф. Горбачевич, В. Р. Ветрин</i> 32 |
| Среднекаменноугольные фосфориты яйюской свиты
в бассейне р. Няньворгаж (лемвинская структурно-
формационная зона Урала)
<i>В. А. Салдин</i> 8 | Находки фосфоритов в сезымской свите
(нижняя пермь, Косью-Роговская впадина)
<i>Н. С. Инкина</i> 39 |
| Металлогенические особенности верхнепротерозойских
углеродсодержащих сланцев няровейской серии
(Полярный Урал)
<i>О. В. Гракова, Н. С. Уляшева</i> 16 | МПП-минерализация в сульфидных рудах
проявления Савайбейский (Центральный
Пай-Хой, Югорский полуостров)
<i>Р. И. Шайбеков, А. В. Журавлев</i> 45 |
| Новые данные о силурийских строматопороидеях
руч. Безмянного (поднятие Чернова)
<i>Е. В. Антропова</i> 22 | Особенности глобулярных слоистых силикатов
Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев
<i>Ю. С. Симакова</i> 52 |

Хроника, события, факты

- | | |
|---|---|
| Самородок с естественной огранкой
<i>К 60-летию юбилею В. И. Ракина</i> 58 | Отличник разведки недр
<i>К 50-летию юбилею И. Н. Бурцева</i> 58 |
|---|---|

Главный редактор А. М. Асхабов, зам. главного редактора О. Б. Котова,
ответственный секретарь Т. М. Безносова, тех. редактор Г. Н. Каблис, зав. редакцией Т. А. Некучаева

Редакционный совет — 2016:

- | | |
|---|--|
| <i>А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия</i> | <i>С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия</i> |
| <i>М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия</i> | <i>С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия</i> | <i>М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия</i> |
| <i>Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия</i> | <i>Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>Ю. Л. Войтеховский, Апатиты, Россия</i> | <i>Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания</i> |
| <i>А. Д. Гвишиани, Москва, Россия</i> | <i>Ф. Мон, Пекин, Китай</i> |
| <i>Н. Н. Герасимов, Сыктывкар, Россия</i> | <i>П. Мянник, Таллин, Эстония</i> |
| <i>И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия</i> | <i>А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>М. Комак, Любляна, Словения</i> | <i>К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США</i> |
| <i>Р. И. Конеев, Ташкент, Узбекистан</i> | <i>О. В. Удорткина, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия</i> | <i>М. А. Федонкин, Москва, Россия</i> |



September – Oktober, No 9–10 (261–262), 2016

Vestnik

Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

Scientific information edition founded by Academician N. P. Yushkin in 1995

Content

Scientific articles

- | | |
|---|--|
| Off-line pyrolysis of kerogen from domanik deposits of the Timan-Pechora basin
<i>N. S. Burdel'naya, A. A. Derevesnikova, D. A. Bushnev</i> 3 | Comparison of petrophysical characteristics of prenite-pumpellyite and amphibolite metamorphic facies (Kola peninsula)
<i>O. M. Trishina, F. F. Gorbatsevich, V. R. Vetrin</i> 32 |
| Middle carboniferous phosphorites of the yayyu suite in the Nyan'vorgavozh river basin (the lemva paleotectonic zone of the Urals)
<i>V. A. Saldin</i> 8 | Phosphorite finds in the sezym formation (lower permian, Kos'yu-Rogovaya depression)
<i>N. S. Inkina</i> 39 |
| Metallogeny of carboniferous shales of the nyarovey series (Polar Urals)
<i>O. V. Grakova, N. S. Ulyasheva</i> 16 | Pgm mineralization in sulphide ores of Savabeysky area (Central Pay-Khoy, Ugra peninsula)
<i>R. I. Shaybekov, A. V. Zhuravlev</i> 45 |
| New data on silurian stromatoporoids from the Bezmyanny creek (Chernov swell)
<i>E. V. Antropova</i> 22 | Crystal-chemical features of globular layer silicates from the Chim-Loptyuga oil shale deposit
<i>Y. S. Simakova</i> 52 |

Chronicle, events, facts

- | | |
|---|---|
| Original with natural facet
<i>To the 60th jubilee of V. I. Rakin</i> 58 | Utstanding prospector
<i>To the 50th jubilee of I. N. Burtsev</i> 59 |
|---|---|

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Editor T. M. Beznosova, **Technical Editor** G. N. Kablis, **Managing Editor** T. A. Nekuchaeva

2016 Editorial Board:

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhevsky, Apatity, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Nikolay N. Gerasimov, Syktyvkar, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Rustam I. Koneev, Tashkent, Uzbekistan
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia

Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Mannik, Tallinn, Estonia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia



OFF-LINE ПИРОЛИЗ КЕРОГЕНА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Н. С. Бурдельная¹, А. А. Деревесникова², Д. А. Бушнев¹

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар

burdelnaya@geo.komisc.ru

Изучен состав алифатической и ароматической фракций продуктов пиролиза керогена из доманиковых пород Тимано-Печорского бассейна, характеризующихся различным уровнем термической зрелости органического вещества. Выявлены закономерности в изменении состава пиролизата с ростом катагенеза ОБ, которые заключаются в снижении концентраций *n*-алканов и *n*-алкенов-1, *n*-алкилнафталинов и *n*-алкилбензолов. К середине главной фазы нефтеобразования практически полностью исчезают из матрицы керогена сернистые структуры. В наиболее зрелых образцах доманикового керогена содержание алифатических углеводородов сопоставимо с их содержанием в незрелом керогене верхнеюрских сланцев Восточно-Европейской платформы, что свидетельствует о хорошем остаточном углеводородном потенциале органического вещества катагенетически преобразованных доманиковых отложений.

Ключевые слова: кероген, доманиковые отложения, катагенез, пиролиз.

OFF-LINE PYROLYSIS OF KEROGEN FROM DOMANIK DEPOSITS OF THE TIMAN-PECHORA BASIN

N. S. Burdel'naya¹, A. A. Derevesnikova², D. A. Bushnev¹

¹Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS, Syktyvkar

²Syktyvkar Pitirim Sorokin State University, Syktyvkar

We have studied the composition of aliphatic and aromatic fractions of kerogen pyrolysis products from Timan-Pechora basin domanik rocks characterized by different levels of thermal maturity of its organic matter. We determined regularities of changing pyrolysate composition with the growth of OM catagenesis, which were confined in the reduction of concentrations of *n*-alkanes and *n*-alkenes-1, *n*-alkylnaphthalenes and *n*-alkylbenzenes. By the middle of the main phase of oil formation the sulphur structures completely disappear from the kerogen matrix. In the most mature specimens of domanik kerogen the content of aliphatic hydrocarbons is comparable to their content in immature kerogen of Upper Jurassic shales from the East European platform, reflecting a good residual hydrocarbon potential of organic matter of catagenetically altered domanik deposits.

Keywords: kerogen, Domanik deposits, thermal maturation, pyrolysis.

Введение

Органическое вещество (ОВ) доманиковых отложений (D_3dm), широко распространенных по всей территории Тимано-Печорского осадочного бассейна (ТПБ), характеризуется неоднородностью состава и разным уровнем катагенетической зрелости (Баженова и др., 2008; Анищенко, Клименко, 2010). Литологически доманиковый горизонт сложен преимущественно аргиллитами, в основном кремнистыми, кремнистыми мергелями, глинистыми известняками и горючими сланцами (Баженова и др., 2008). Количественное соотношение карбонатного, глинистого и кремнистого вещества значительно меняется по разрезу (Максимова, 1970). На западе узкой полосой протягиваются продукты рифогенных образований – светлые органогенные известняки и вторичные доломиты, обедненные ОВ. Мощность депрессионной части доманиковой толщи в пределах ТПБ изменяется от первых десятков до 100 м. Градации катагенеза варьируют от MK_1 до АК (Баженова и др., 2008). Зоны, соответствующие начальным этапам нефтегенерации (градации MK_1 – MK_2^1), представлены в юго-западной части Тиманской гряды, западной части Печорской синеклизы, а также в центральной части Хорейверской впадины. Отложения высоких градаций катагенеза (MK_5 – AK_{2-3}) располагаются частично на территории Предуральского краевого прогиба и Печоро-Кожвинского мегавала. Более зрелые разности имеют более низкий генерацион-

ный потенциал, но все еще характеризующий породу как нефтематеринскую.

Изучению ОВ доманиковых пород депрессионного цикла посвящены работы Д.А. Бушнева (2002, 2009), Т. К. Баженовой и др. (2008), Г. Н. Гордадзе (2002), Л. А. Анищенко, С. С. Клименко (2010), М. В. Дахновой и др. (2013), Т. А. Кирюхиной и др. (2015). В работах детально рассмотрен генерационный потенциал пород, распространенных на территории ТПБ, а также изучен углеводородный состав битумоидов и продуктов пиролиза керогена относительно незрелых, соответствующих градации MK_1 , пород. Было установлено, что основной вклад в формирование ОБ внесли цианобактерии и морской фитопланктон (Бушнев, 2002). Исследования по составу аминокислот подтверждают морской генезис ОВ доманиковых пород (Шанина и др., 2016). Согласно Т. К. Баженовой, основным генетическим типом ОВ отложений доманикового горизонта являются альгозоогенные сапропелиты (Баженова и др., 2008).

Целью настоящей работы является выявление основных закономерностей изменения состава жидких продуктов пиролиза керогена, выделенных из доманиковых пород ТПБ, с ростом термической зрелости их органического вещества. Жесткое разрушение структуры керогена (неразрушимого органического вещества) под воздействием высоких температур позволяет охарактеризовать качественный состав образующихся продуктов и тем самым детально из-



учить структурные составляющие ОБ доманиковых отложений. В геохимической практике наиболее подходящим для этих целей методом является *off-line*-пиролиз, в результате которого улавливаемые жидкие продукты высокотемпературного разложения подвергаются дальнейшему фракционированию и анализу полученных узких фракций.

Экспериментальная часть

Пиролиз керогена проводился на специально собранной установке, включающей кварцевую трубку диаметром 1.5 см с загнутым на 90° отводным концом, помещенным в ловушку (хлороформ, охлаждаемый льдом) для продуктов пиролиза. Пиролиз проводили в инертной атмосфере в течение часа. Температура составляла 420 °С. Далее продукты пиролиза фракционировали методом колоночной хроматографии: последовательно на колонке с оксидом алюминия получали аполярную фракцию (элюент – 10%-ный раствор дихлорметана в *n*-гексане), которую на колонке с силикагелем делили на алифатическую (элюент – *n*-гексан) и ароматическую (элюент – бензол) фракции, которые затем анализировались методом хромато-масс-спектрометрии. Расчет концентраций основных компонентов производился методом внутреннего стандарта, в качестве которого использовали 3-метил-6,6'-дидейтериотрикозан для расчета *n*-алканов и *n*-алкенов и 2,3-диметил-5-(1',1'-D₂-октадецил)-тиофен для расчета *n*-алкилбензолов, 2-*n*-алкилтиофенов и бензотиофенов.

Хромато-масс-спектральный анализ выполнялся на приборе Shimadzu QP 2010 Ultra. Для хроматографического разделения использовалась колонка НР-5, 30 м Ч 0.25 мм, толщина слоя неподвижной фазы составляла 0.25 мкм. Температура программировалась от 110 до 300 °С со скоростью 5 °С/мин. Температура инжектора 300 °С, ионного источника 250 °С. Ввод пробы осуществлялся в режиме деления потока (1:30). Масс-спектрометр квадрупольный, с энергией ионизации 70 эВ.

Результаты и обсуждение

Для пиролиза был взят кероген, выделенный из доманиковой породы из разреза по р. Шарью (гряда Чернышева), а также из керна скважин Харутамыльская-1 (гряда Чернышева), Ижемская-1 (Ижма-Печорская впадина), Восточно-Возейская-250, Колвинская-7, Помолесьшорская-41 (Хорейверская впадина). Дополнительно нами был использован кероген, выделенный из прогретой в автоклавах при 325 и 350 °С породы из разреза по р. Шарью. Геохимическая и литологическая характеристики образцов представлены в таблице. По литологическому составу изученные породы представляют собой горючие сланцы (Ш-38-39), тонкослоистые битуминозные известняки (кern из скв. Ижемская-1, Восточно-Возейская-250). Для типичных пород доманика Ухтинского района было установлено (Бушнев и др., 2016), что характер слоистости пород,

Геохимическая и литологическая характеристика исследуемых доманиковых пород Тимано-Печорского бассейна
Geochemical and lithological characteristics of the studied Domanik rocks of Timan-Pechora basin

№ п/п No.	Образец Sample	Литология Lithology	Глубина, м Depth, m	C _{орг} , % C _{org}	Данные Rock-Eval пиролиза Rock-Eval data			До <i>off-line</i> пиролиза Before <i>off-line</i> pyrolysis		После <i>off-line</i> пиролиза After <i>off-line</i> pyrolysis	
					T _{max} , °C	HI, мг УВ/г TOC	S ₂ , мг/г	H/C	N/C	H/C	N/C
1	Шарью Sharyu Ш-38-39 до прогрева before warming	Горючий сланец Oil shale	Обнажение Outcrop	32.8	420	547	185.44	1.17	0.027	0.75	0.037
2	Шарью Sharyu Ш-38-39, 325 °С	Горючий сланец Oil shale	Обнажение Outcrop	21.4	432	385	124.78	0.94	0.034	0.65	0.037
3	Шарью Sharyu Ш-38-39, 350 °С	Горючий сланец Oil shale	Обнажение Outcrop	20.5	436	310	100.15	0.79	0.035	0.67	0.037
4	Харутамыльская-1 Kharutamulskaya-1	Кремнистый аргиллит Siliceous argillite	3401	9.20	441	397	41.9	0.97	0.039	0.81	0.039
5	1-Ижма, 1-Izhma, d-59/2	Битуминозный мергель Bitumen marl	2245.3– 2252.3	8.94	445	304	31.99	0.91	0.031	0.73	0.033
6	1-Ижма 1-Izhma, d-61/1	Битуминозный мергель Bitumen marl	2265.9– 2272.6	4.96	444	291	12.86	0.96	0.037	0.76	0.035
7	Восточный Возей Vostochny Vosey ВВ-250/5	Известняк глинистый, черный Argillaceous limestone, black	3453	5.99	444	377	18.88	1.02	0.039	0.82	0.041
8	Помолесь-Шор Pomoles-Shor ППШ-41/7	Известняк глинистый, черно-коричневый Argillaceous limestone, black-brown	3733	9.43	441	365	45.64	0.95	0.036	0.77	0.039
9	Колвинская Kolvinskaya Кл-4/6	Известняк глинистый, черно-коричневый Argillaceous limestone, black-brown	3585	6.93	435	521	40.43	1.11	0.040	0.84	0.047



распределения в них ископаемых остатков свидетельствуют о существовании в среднефранском бассейне преимущественно спокойноводных обстановок с отсутствием выраженных течений. Характерны тонкие прослои и линзы неориентированных скелетов тентакулитов. Для основной части пород характерна тонкая слоистость, не нарушенная биотурбацией осадка, что свидетельствует о неблагоприятных для ихнофауны условиях в изучаемом бассейне (Бушнев и др., 2016).

Согласно данным Rock-Eval-пиролиза, ОВ исследуемых образцов соответствует грациям МК₁ (обр. Ш-38-39 и Кл-4/6) – середина МК₂ (1-Ижма, d-59/2; 1-Ижма, d-61/1; ПШ-41/7, Харутамыльская-1, ВВ-250/5). Основные выявленные закономерности изменения состава продуктов пиролиза керогена связаны с изменением генерационного потенциала пород (НІ) и зрелостью ОВ. Нами были прослежены изменения количественного содержания углеводородных и серосодержащих соединений, являющихся основными компонентами алифатической и ароматической фракций продуктов пиролиза керогена.

В процессе пиролиза происходит разрушение связей между отдельными фрагментами керогена и возникновение новых связей в результате реакций между ними. При жёстком температурном режиме совместно с разрушением связей углерод – гетероатом наступает интенсивная деструкция связей С – С. Так, в составе продуктов пиролиза исследуемых керогенов основными компонентами алифатической фракции явились *n*-алканы и *n*-ал-

кены-1. Суммарное содержание *n*-алканов и *n*-алкенов, образующихся в процессе пиролиза керогена при 420 °С, равномерно снижается по мере уменьшения генерационного потенциала пород (рис. 1). Возможным источником данных соединений, по крайней мере частично, является водорослевый биополимерлипид – алгаенан (от англ. algae – водоросли), селективно сохраняющийся в процессе фоссилизации ОВ (Gelin et al., 1996).

Тот факт, что распределение *n*-алканов и *n*-алкенов является схожим (рис. 2), свидетельствует о едином про-

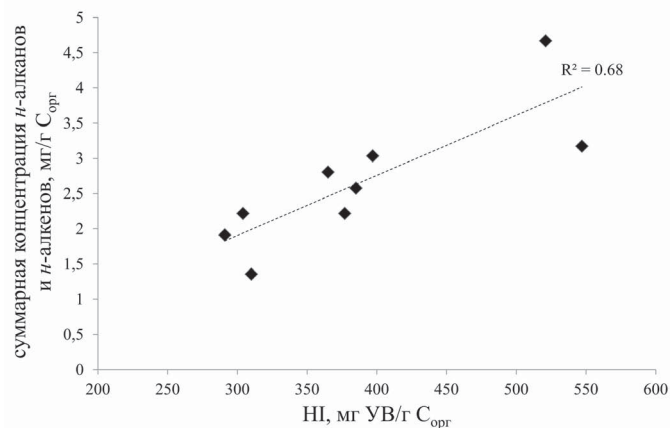


Рис. 1. Зависимость суммарной концентрации *n*-алканов и *n*-алкенов от показателя НІ

Fig. 1. Dependence of the total concentration of *n*-alkane and *n*-alkenes on index HI

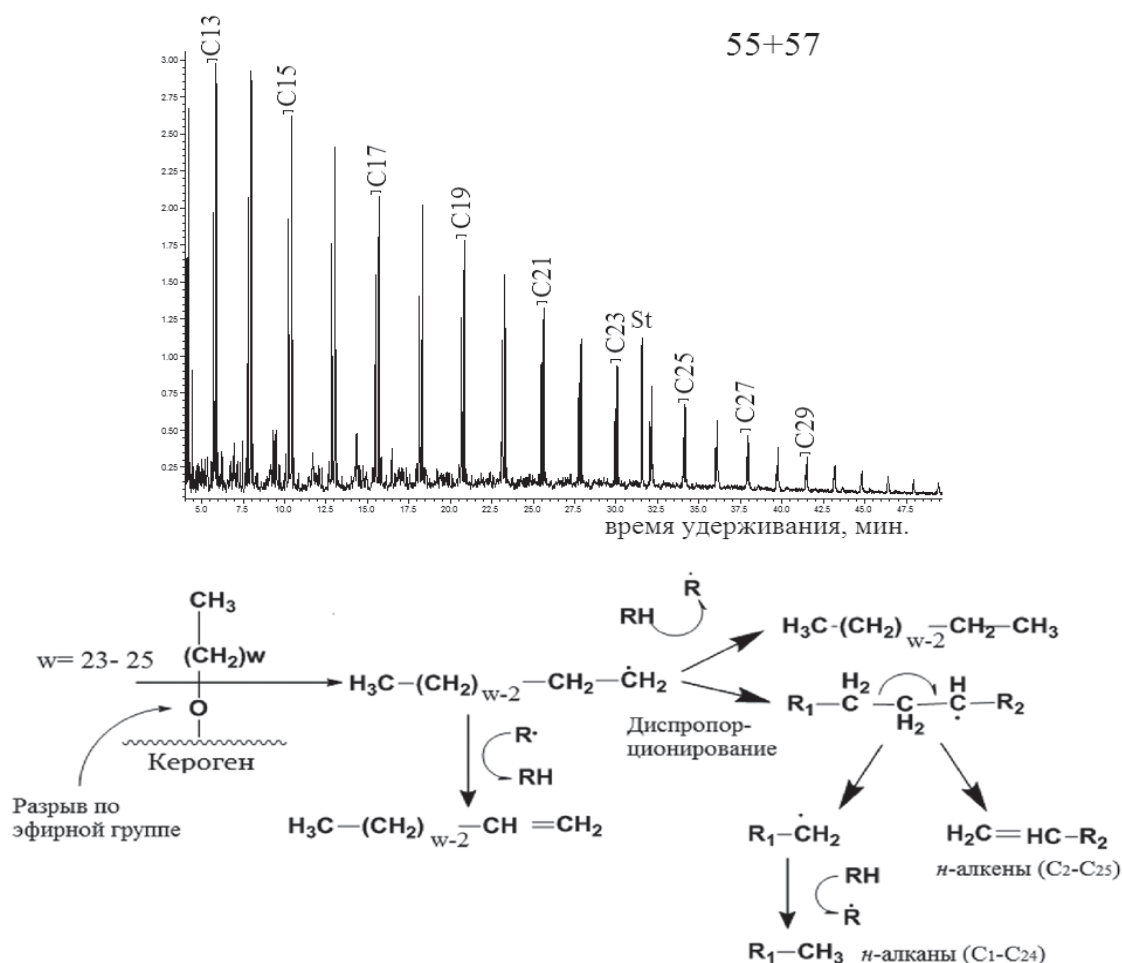


Рис. 2. Масс-хроматограмма алифатической фракции продуктов пиролиза керогена ПШ-41/7, построенная по сумме ионов 55 и 57 (вверх) и схема образования *n*-алкенов-1 и *n*-алканов при пиролизе керогена (Gelin et al., 1993) (низ).

Fig. 2. Mass chromatogram (m/z 55+57) of aliphatic fraction of kerogen PSh-41/7 pyrolysate and scheme of the *n*-1-alkenes and *n*-alkanes formation by pyrolysis of kerogen

цессе образования при пиролизе. Предположительно *n*-алкильные структуры алгаенанов доманика оказываются связанными через эфирные связи, подробный механизм образования *n*-алкенов-1/*n*-алканов в продуктах пиролиза предложил в своей работе Ф. Гелин с соавторами (1993).

При анализе зависимости концентрации *n*-алканов и *n*-алкенов от параметра $T_{\max}$ мы наблюдаем более резкое снижение концентраций данных соединений для искусственно-зрелых (обр. Ш-38-39 исходный, Ш-38-39, прогретый при 325 °С и Ш-38-39, прогретый при 350 °С) (область А) относительно природных образцов (область Б) (рис. 3). Расхождение углеводородных структур происходит быстрее при искусственном созревании ОВ. Ранее методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии были зафиксированы изменения в структуре керогена, выделенного из доманиковых пород до и после гидротермального эксперимента (Чуть, Шарью), и керн скважин и пород из естественных разрезов Тимано-Печорского бассейна, связанные с переходом замещенной ароматики в конденсированную полиароматическую структуру (Бурдельная, Бушнев, 2015). Было выяснено, что перестройка ароматической структуры керогена в условиях модельного эксперимента происходит быстрее по сравнению с природным катагенезом в шкале значений $T_{\max}$ по пиролизу Rock-Eval.

Суммарные концентрации *n*-алканов и *n*-алкенов-1 в продуктах пиролиза доманика изменяются от 1.36 (образец Ш-38-39, 350 °С) до 4.6 мг/г $C_{\text{орг}}$ (образец Кл-4/6), при этом средняя концентрация данных соединений в продуктах пиролиза наиболее зрелого керогена составляет около 3 мг/г $C_{\text{орг}}$. При сравнении полученных данных с результатами пиролиза волжских сланцев Восточно-Европейской платформы, значения которых варьируют от 1.5 до 4 мг/г $C_{\text{орг}}$, можно сделать вывод о сохранности значительной части углеводородных структур в матрице керогена к середине главной фазы нефтеобразования (ГФН). К середине МК₂ из керогена практически полностью «уходят» сероорганические структуры, представленные 2-*n*-алкилтиофенами и бензотиофенами, что подтверждается резким снижением их содержания в продуктах пиролиза наиболее зрелых доманиковых пород (рис. 4). Содержание алкилнафталинов, представленных

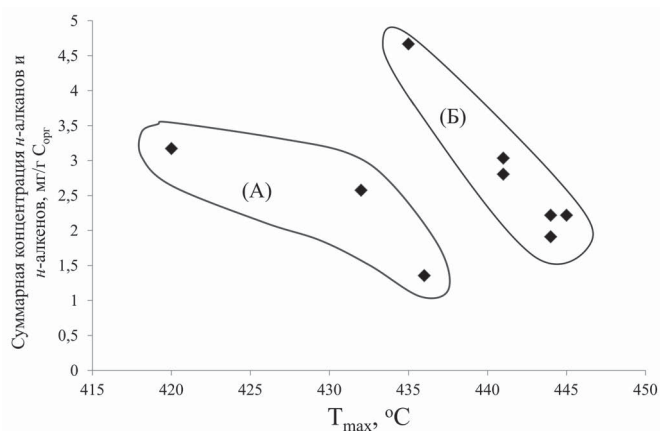


Рис. 3. Зависимость суммарной концентрации *n*-алканов и *n*-алкенов от $T_{\max}$: А) – до и после водного пиролиза, Б) – серия образцов, катагенетически преобразованных в естественных условиях

Fig. 3. Dependence of the total concentration of *n*-alkane and *n*-alkenes from $T_{\max}$: А) – before and after hydrous pyrolysis; Б) – a series of samples matured in natural conditions

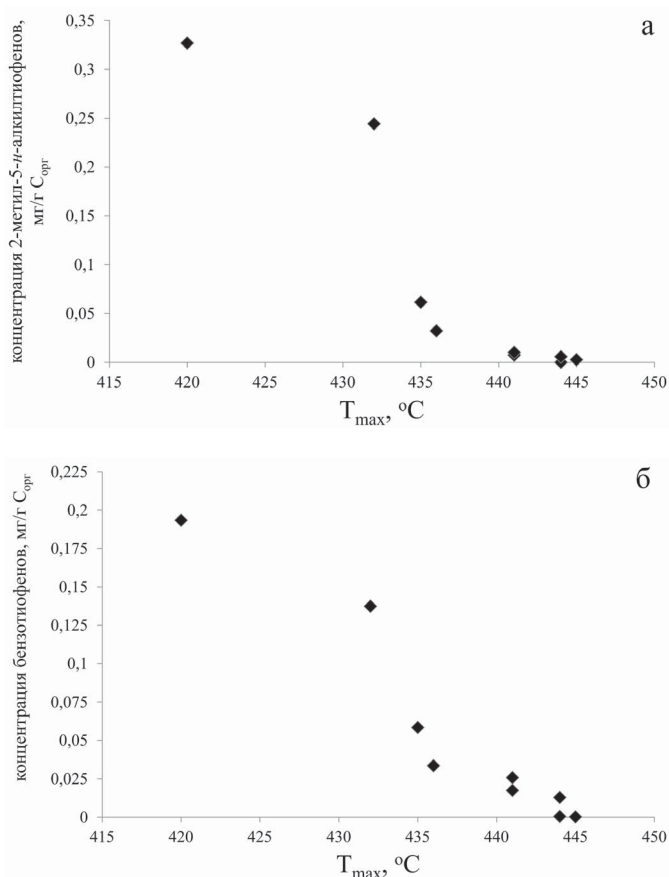


Рис. 4. Зависимость суммарной концентрации 2-*n*-алкил-5-метилтиофенов (а) и бензотиофенов (б) в продуктах пиролиза керогена от $T_{\max}$

Fig. 4. Dependence of the total concentration of 2-*n*-alkyl-5-methylthiophene (а) and benzothiophenes (б) in kerogen pyrolysis products of from $T_{\max}$

метил- и диметилзамещенными изомерами, снижается с ростом катагенеза. Для *n*-алкилбензолов, представляющих собой продукт термического преобразования липидов, связанных с матрицей керогена, также наблюдается некоторая зависимость концентрации данных соединений от генерационного потенциала пород и от зрелости ОВ.

Атомное отношение Н/С в керогене до пиролиза изменяется в пределах 1.17–0.91 для природных образцов и 0.94–0.79 для прогретых в автоклаве образцов, после пиролиза значения Н/С соответствуют 0.65–0.84. Содержание азота, свойственного доманиковым породам в повышенных концентрациях, несколько возрастает в керогене, полученном после пиролиза, что указывает на остаточное накопление азота в химической структуре керогена.

Заключение

Полученные зависимости *n*-алканов и *n*-алкенов подтверждают влияние алгаенанов на состав исходного ОВ доманиковых пород. Основные изменения, наблюдаемые в составе продуктов пиролиза исследуемых керогенов, в значительной мере определяются катагенетическими факторами: с ростом катагенеза снижается содержание *n*-алканов и *n*-алкенов с терминальной двойной связью, алкилнафталинов, *n*-алкилбензолов. Сероорганические структуры практически полностью удаляются из структуры керогена к середине МК₂. Наши результаты свидетельствуют о том, что состав нефтей, генерируемых органиче-



ским веществом доманика, на ранних этапах катагенеза (до середины ГФН) и поздних этапах будет существенно отличаться. Нефти, образованные ОВ доманика, прошедшим середину ГФН, будут существенно менее сернистыми и, вероятно, весьма парафинистыми.

Аналитические исследования выполнялись в ЦКП «Геонаука».

Работа выполнена при поддержке программ УрО РАН: 15-18-5-42 и 15-11-5-29.

Авторы благодарны д. г.-м. н. И. В. Гончарову за возможность выполнения пиролиза Rock-Eval в ТомскНИПИнефть, к. х. н. Б. М. Кондратёнку за возможность выполнения элементного анализа в ИБ Коми НЦ УрО РАН. Отдельную благодарность авторы выражают Т. К. Баженовой за предоставленную коллекцию образцов.

Литература

1. Анищенко, Л. А., Клименко С. С. Нефтегазовый потенциал толщ верхнедевонских рифогенных комплексов и термическая зрелость органического вещества // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всерос. литол. совещ. (5–7 июля 2010 г., Сыктывкар). Сыктывкар, 2010. С. 8–9.
2. Баженова Т. К., Шиманский В. К., Васильева В. Ф., Шапиро А. И., Яковлева (Гембицкая) Л. А., Климова Л. И. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.
3. Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А., Мокеев М. В. Изучение преобразования керогена методом ^{13}C ЯМР в твердом теле при естественном и искусственном созревании органического вещества // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 246. С. 33–39.
4. Бушнев Д. А. Органическое вещество Ухтинского доманика // Доклады Академии наук, 2009. Т. 426. № 4. С. 516–519.
5. Бушнев Д. А. Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печорского бассейна // Нефтехимия. 2002. Т. 42. № 5. С. 325–339.
6. Гордадзе Г. Н. Термолитиз органического вещества в нефтегазопроисводческой геохимии. М.: ИГиРГИ, 2002. 336 с.
7. Дахнова М. В., Можегова С. В., Назарова Е. С. Методы органической геохимии в связи с изучением проблемы нефтегазоносности доманикитно-доманикоидных толщ // Геология нефти и газа. 2013. Спец. вып. С. 108–113.
8. Кирюхина Т. А., Большакова М. А., Ступакова А. В., Коробова Н. И., Пронина Н. В. и др. Литолого-геохимическая характеристика доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2 (61). С. 87–99.
9. Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 86 с.
10. Шанина С. Н., Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Аминокислотный состав сланцев доманика // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 8. С. 9–13.
11. Gelin F., Boogers I., Noordeloos A. A. M., Sinninghe Damste J. S., Hatcher P. G., de Leeuw J. W. Novel, resistant microalgal polyethers: An important sink of organic carbon in the marine environment // Geochem. Cosmochim. Acta, 1996. V. 60. No. 7. P. 1275–1280.
12. Gelin F., Gattellier J.-P.L. A., Sinninghe Damste J. S., Metzger P., Derenne S., Largeau C., de Leeuw J. W. Mechanisms of flash pyrolysis of ether lipids isolated from the green microalga Botryococcus braunii race A. Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, 1993. V. 21. P. 155–168.
13. Anisichenko, L. A., Klimenko S. S. *Neftegazovyy potentsial tolsch verhnedevoevskikh rifogennykh kompleksov i termicheskaya zrelost organicheskogo veschestva* (Oil and gas potential of Upper Devonian reefogenic rocks and thermal maturity of organic matter). *Rify i karbonatnye psefitolity* (Reefs and carbonate psephitoliths) Proceedings, Syktyvkar, 2010, pp. 8–9.
14. Bazhenova T. K., Shimansky V. K., Vasileva V. F., Shapiro A. I., Yakovleva (Gembitskaya) L. A., Klimova L. I. *Organicheskaya geohimiya Timano-Pechorskogo basseina* (Organic geochemistry of Timan-Pechora basin). St. Petersburg, VNIGRI, 2008, 164 pp.
15. Burdelnaya N. S., Bushnev D. A., Mokeev M. V. *Izuchenie preobrazovaniya kerogena metodom ^{13}S YaMR v tverdom tele pri estestvennom i iskusstvennom sozrevanii organicheskogo veschestva* (NMR study of kerogen transformations in solids at natural and artificial maturation of organic matter). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, 2015, No. 246, pp. 33–39.
16. Bushnev D. A. *Organicheskoe veschestvo Uhtinskogo domanika* (Organic matter of Ukhta Domanik rocks). Doklady Akademii Nauk, 2009, V. 426, No. 4, pp. 516–519.
17. Bushnev D. A. *Osobennosti sostava biomarkerov bitumoida i produktov piroliza kerogena otlozhenii verhnego devona Pechorskogo basseina* (Characteristics of composition of biomarkers of bitumoids and kerogen pyrolysis products of Upper Devonian rocks from Pechora basin). Neftehimiya, 2002, V. 42, No. 5, pp. 325–339.
18. Gordadze G. N. *Termoliz organicheskogo veschestva v neftegazoposkovoi geohimii* (Thermolysis of organic matter in oil-gas exploratory geochemistry). Moscow, IGI RGI, 2002, 336 pp.
19. Dahnova M. V., Mozhegova S. V., Nazarova E. S. *Metody organicheskoi geohimii v svyazi s izucheniem problemy neftegazonosnosti domanikito-domanikoidnykh tolsch* (Methods of organic geochemistry and problem of oil content of domanik rocks). Geologiya nefiti i gaza, 2013, pp. 108–113.
20. Kiryuhina T. A., Bolshakova M. A., Stupakova A. V., Korobova N. I., Pronina N.V. et al. *Litologo-geohimicheskaya harakteristika domanikovyyh otlozhenii Timano-Pechorskogo basseina* (Lithological-geochemical characteristics of domanik deposits of Timan-Pechora basin). Georesursy, 2015, No. 2 (61), pp. 87–99.
21. Maksimova S. V. *Ekologo-fatsialnye osobennosti i usloviya obrazovaniya domanika* (Ecological facies features and formation conditions of Domanil). Moscow, Nauka, 1970, 86 pp.
22. Shanina S. N., Bushnev D. A., Burdelnaya N. S. *Aminokislotnyi sostav slantsev domanika* (Amino acid composition of domanik shales). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, 2016.
23. Gelin F., Boogers I., Noordeloos A. A. M., Sinninghe Damste J. S., Hatcher P. G., de Leeuw J.W. Novel, resistant microalgal polyethers: An important sink of organic carbon in the marine environment. Geochem. Cosmochim. Acta, 1996, V. 60, No. 7, pp. 1275–1280.
24. Gelin F., Gattellier J.-P.L. A., Sinninghe Damste J. S., Metzger P., Derenne S., Largeau C., de Leeuw J. W. Mechanisms of flash pyrolysis of ether lipids isolated from the green microalga Botryococcus braunii race A. Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, 1993, V. 21, pp. 155–168.



СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ФОСФОРИТЫ ЯЙЮСКОЙ СВИТЫ В БАСЕЙНЕ Р. НЯНЬВОРГАВОЖ (ЛЕМВИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА УРАЛА)

В. А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

litgeo@geo.komisc.ru

Приведены результаты изучения строения и состава фосфоритовых конкреций среднего карбона Лемвинской структурно-формационной зоны. Показано сложное строение геологического разреза и представлены списки органических остатков, датируемых средне-, позднекаменноугольный возраст отложений. Выявлено разнообразие микроструктур фосфата кальция (скрытокристаллический, сгустково-комковатый, микробиоморфный, радиально-лучистый), который классифицирован как карбонатсодержащий фторгидроксилapatит, и предложена версия его образования.

Ключевые слова: Лемвинская структурно-формационная зона Урала, каменноугольные отложения, яйюская свита, фосфориты, фторапатит.

MIDDLE CARBONIFEROUS PHOSPHORITES OF THE YAYYU SUITE IN THE NYAN'VORGAVOZH RIVER BASIN (THE LEMVA PALEOTECTONIC ZONE OF THE URALS)

V. A. Saldin

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Results of study of structures and composition of Middle Carboniferous phosphorite concretions in the Lemva paleotectonic zone are presented. The complex construction of the geological section is shown and Middle-Late Carboniferous fossils are presented. A variety of calcium phosphate microstructures (cryptocrystalline, coagulation-clotted, microbiomorphic, radiated) which is classified as a carbonate fluorapatite, and a version of its formation is suggested.

Keywords: Lemva paleotectonic zone of the Urals, Middle Carboniferous deposits, Yayyusuite, phosphates, fluorapatite.

Введение

Лемвинская структурно-формационная зона (СФЗ) в современном структурно-тектоническом плане представляет собой аллохтон, надвинутый на западе на образования карбонатной Елецкой СФЗ, а на востоке ограниченный Главным Уральским надвигом, имеющий сложное покровно-чешуйчатое строение [6, 16, 22, 23]. Среди каменноугольных отложений Лемвинской СФЗ А. И. Елисеев выделил три типа разрезов, отвечающих трем фаціальным подзонам: верхнелемвинско-воргашорский (западная), харутско-хойлинский (центральная) и пальникско-яйюский (восточная) [11]. Разрезам западной подзоны глинисто-кремнисто-карбонатного состава отвечает западно-воргашорская свита. Разрезы центральной подзоны объединены в карбонатно-глинисто-кремнистую воргашорскую свиту, а разрезы пальникско-яйюского типа — в карбонатно-терригенную яйюскую свиту. Типизация разрезов и выделение подзон были проведены на основе лишь охарактеризованных фауной ниже- и среднекаменноугольных отложений. Находки фаунистически охарактеризованных верхнекаменноугольных отложений в разных районах указывают на существовании этих фаціальных подзон и в позднем карбоне [17]. Схема палеофаціального профиля каменноугольных отложений показана нами ранее [19]. Осадконакопление в западной подзоне было тесно связано с краем карбонатного шельфа, откуда периодически поступал обломочный карбонатный материал. Каменноугольные отложения восточной подзоны мощностью около 1500 м формировались преимущественно в результате поступления терригенного материала с востока, где находился Уральский ороген. Осадконакопление

отложений центральной подзоны, по нашим данным, происходило на поднятии в глубоководной впадине (мощность каменноугольных отложений около 70–80 м) и испытывало дефицит в источниках питания.

Фосфориты в каменноугольных отложениях Лемвинской СФЗ встречаются на нескольких стратиграфических уровнях и в разных фаціальных подзонах. Распространенность фосфатных проявлений в ниже-, среднекаменноугольных отложениях показана в работе О. В. Япаскурта [25]. К этим данным следует добавить еще два ранее пропущенных стратиграфических уровня фосфатопоявления — верхнетурнейско-нижневизейский и верхнебашкирско-нижнемосковский. Верхнетурнейско-нижневизейский был выявлен А. А. Беляевым и Г. Ф. Семеновым в верхах няньворгинской свиты в бассейне р. Харуты (Лемвинская зона) [15] и автором в бассейне р. Хароты (Елецкая зона). В обоих случаях отложения с фосфоритами охарактеризованы конодонтами зоны *Scalioagnatus anchoralis* (опр. А. В. Журавлева). Верхнебашкирско-нижнемосковскому уровню посвящена настоящая статья. Всего в каменноугольных отложениях Лемвинской СФЗ известно пять стратиграфических уровней: верхнетурнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский, верхнебашкирско-нижнемосковский, позднемосковский (с переотложенными фосфоритами в обломочных известняках) и верхнекаменноугольно-нижнепермский(?) [20].

Фосфоритоносная яйюская свита включает разнообразные по вещественному составу — терригенные, карбонатные, кремнистые — каменноугольные отложения восточной подзоны. Преобладают породы смешанного, обычно терригенно-карбонатного (или карбонатно-терригенного) состава. Большинство разрезов имеют



циклитовое строение (мощность циклитов от нескольких сантиметров до первых метров). Нижнюю часть циклитов обычно слагают обломочные известняки с терригенной примесью песчаной размерности или известковые граувакковые песчаники, которые постепенно сменяются к кровле циклита глинистыми микрозернистыми известняками или известковыми глинистыми сланцами. Соотношение карбонатного и терригенного компонентов изменяется внутри циклитов и от одного циклита к другому. В породах часто наблюдаются тектурные последовательности цикла Боума, что дает основание интерпретировать большинство отложений как турбидиты. В ассоциации с турбидитами развиты пелагические (гемипелагические) отложения, представленные прослоями силицитов и микротонкозернистых карбонатных пород. Выявлена тенденция убывания карбонатных пород от нижней части свиты (нижекаменноугольной) к верхней (средне-, верхнекаменноугольной). Строение каждого разреза яйюской свиты неповторимо. Последовательность слоев часто трудно восстановить из-за сильной дислоцированности толщ, резкой изменчивости вещественного состава как по латерали, так и по разрезу, отсутствия региональных литологических маркеров и относительно редкой встречаемости органических остатков. Мощность свиты оценивается в 1500 м.

Методы исследований

Фосфориты изучались в шлифах под поляризационным микроскопом (Полам Л-213М). Для выяснения ве-

щественного состава фосфоритов использовались данные химического анализа и количественные определения P_2O_5 в фосфоритах и вмещающих породах. Фазовая диагностика минералов фосфоритов осуществлялась рентгендифрактометрическим (Shimadzu XRD-6000, излучение CuK_{α}) и ИК-спектроскопическим (фурье-спектрометр ИнфраЛИУМ ФТ-02) методами. Состав минералов определялся на аналитическом СЭМ (JSM-6400 с ЭДС-приставкой LinkISIS-300).

Фактический материал

Фосфориты в рассматриваемом районе были впервые обнаружены В. Н. Пучковым на левом берегу р. Няньворгавож, приблизительно в 12 км от его устья (обн. 29а, наша нумерация). Они наблюдаются у уреза воды и на склоне невысокого (1.5–2.5 м) берега, прослеживаясь по реке на расстоянии 320 м (рис. 1). Фосфоритоносные слои яйюской свиты (C_{1-3jj}) с углами падения 30–55° простираются в субширотном направлении, дважды сменяясь по тектоническим причинам силицитами няньворгинской ($D_3 - C_{1nv}$) свиты. В верхнем (по течению) реки конце обнажения тектоническая граница между свитами выражена ясно видимой зоной дробления шириной около 1 м, сложенной угловатыми обломками (1–2 см) няньворгинских фтанитов и зеленовато-серым песчаным заполнителем полимиктового состава. Контактующие песчаники яйюской свиты мощностью более метра пронизаны многочисленными кальцитовыми жилками и сильно пиритизированы. Ниже зоны дробления по течению реки вскрыты:

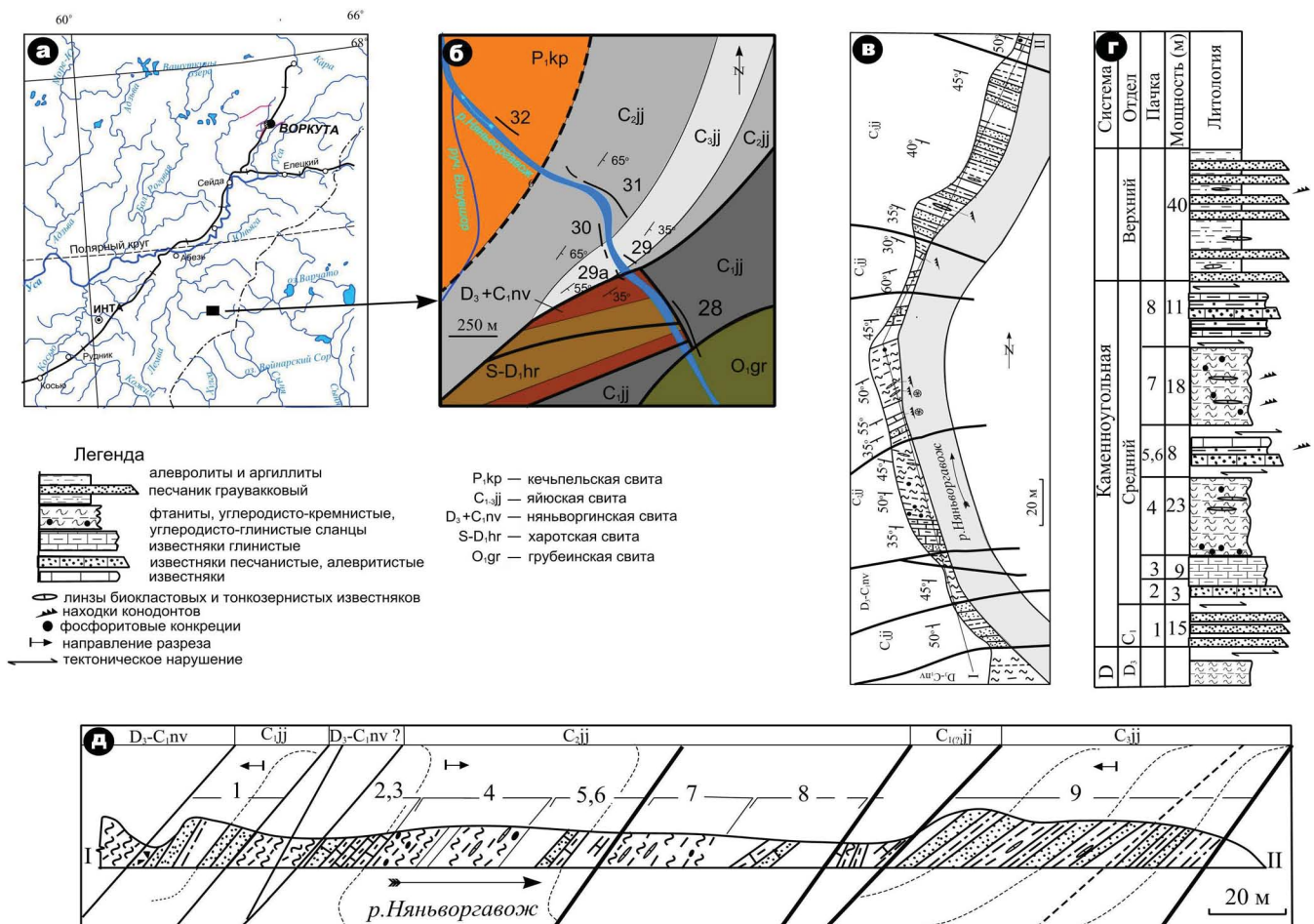


Рис. 1. Местоположение района исследований (а), фрагмент геологической карты (б), геологический план (в), стратиграфическая колонка (г) и геологический разрез (д) каменноугольных отложений яйюской свиты в обн. 29а на р. Няньворгавож

Fig.1. Location of the study area (a), fragment of geological map (б), geological plan (v), stratigraphic column (г) and geological section (д) of carboniferous formation in outcrop 29a of yayyu suite on the river Nyanvorgavozh



Пачка 1. Известковые граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты с текстурами, характерными для отложений турбидных потоков. Основания слоев песчаников зеленовато-серого цвета сложены средне- или мелкозернистыми разновидностями, которые вверх по разрезу к кровле постепенно переходят в тонкозернистые. Выше располагаются темно-серые алевролиты и аргиллиты. В алевролитах наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. Такие ассоциации пород образуют элементарные циклиты. Мощность циклитов в нижней части пачки обычно 0.3–0.5 м, в верхней — 0.10–0.15 м. Иногда в песчаниках проявляется шаровидная отдельность. Судя по структурно-текстурным признакам, слои залегают нормально, а разрез направлен снизу вверх по течению. Мощность 15 м.

Ниже по реке наблюдается задернованный интервал длиной в 4 м и далее выходы тонкопереслаивающихся (2–10 см) фтанитов, кремнистых и глинистых сланцев общей мощностью около 14 м. Участками сланцы сильно изменены, вплоть до желто-коричневых глин. Эти отложения нами условно отнесены к няньворгинской свите. Ниже по реке слои находятся в опрокинутом залегании.

Пачка 2. Известковые алевролиты голубовато-серого цвета с конволютной и тонкогоризонтальной слоистостью с прослоями тонкозернистых песчаников. Мощность 3 м.

Пачка 3. Углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатные сланцы черного цвета с листоватой отдельностью. Породы мажут руки черным цветом. Мощность 9 м.

Пачка 4. Углеродисто-кремнистые и глинистые сланцы, радиоляриевые фтаниты с включениями конкреций фосфоритов. Фосфориты в нижней части пачки образуют конкреционный горизонт мощностью 0.6 м. Встречаются линзы темно-серых известняков мощностью 0.25 м и длиной от 0.4 до 3.0 м. Наблюдается множество включений выветрившего пирита. Мощность 22 м.

Перерыв обнаженности 2.5 м по мощности.

Пачка 5. Тонкое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих маломощные циклиты. Мощность 3.5 м.

Перерыв обнаженности 2 м по мощности.

Пачка 6. Переслаивание песчанистых и алевролитовых известняков, глинисто-известковых сланцев. В кровле пачки залегает слой темно-серого биокластового известняка мощностью 0.6 м, в котором обнаружен башкирско-раннемосковский комплекс конодонтов *Idiognathoides marginosus* Grayson, *I. aff. pacificus* Savage, *I. onachitensis* Harlton, *I. sulcatus* Higgins et Bouckaert, *Streptognathodus expansus* Ido et Koike, *S. parvus* Dunn, *S. suberectus* Dunn, *Idiognathodus incurvus* Dunn (опр. А. С. Алексеев) и фораминифер *Parastaffella moelleri* (Ozawa), *Par. cf. timanica* (Raus.), *Par. exgr. pseudosphaeroides* Dutk., *Par. sp. Pseudostaffella ex gr. Antiqua* (Dutk.), *Asteroarchaediscus rugosus* Raus, *Ast. sp.*, *Schubertella sp.* (опр. З. П. Михайлова). Мощность 2.1 м.

Пачка 7. Углеродисто-кремнистые и глинистые сланцы, радиоляриевые фтаниты с включениями фосфоритовых конкреций. Встречаются линзы темно-серых биокластовых известняков. В одном из них (0.25 м по мощности) содержится смешанный ранне-, среднекаменноугольный комплекс конодонтов *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Paragnathodus nodosus* (Higgins), *Idiognathoides sinuatus* Higgins et Hollingsworth, *Idiognathodus delicatus* Gunnell, *Declinognathodus noduliferus* Ellison et Graves, *Streptognathodus* sp. (опр. А. В. Журавлев) и среднекамен-

ноугольные фораминиферы *Eostaffella cf. postmosquensis acutiformis* Hir, *Parastaffella ex gr. timanica* Raus., *Pseudostaffella ex gr. antiquagrandis* Schluk., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest., *Globivolvulina minima* Reith (опр. З. П. Михайлова). Во второй линзе в 5 м выше по разрезу от первой определены только среднекаменноугольные конодонты *Declinognathodus noduliferus* Ell. et Grav. (опр. А. В. Журавлев). Мощность 18 м.

Перерыв обнаженности 2.5 м.

Пачка 8. В нижней части пачки (1.5 м) глинисто-известковые сланцы темно-серого цвета до черного сменяются после задернованного интервала (5 м по мощности) переслаивающимися известковыми песчаниками, алевролитами и глинисто-известковыми сланцами. Мощность 11.5 м.

Перерыв обнаженности мощностью 6 м, обусловленный, вероятно, тектоническим нарушением. Ниже по течению вскрыты прослои белых мраморовидных известняков мощностью 0.5–1 м, чередующиеся с прослоями фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев мощностью 0.5–1.2 м). Ниже по течению (выше по разрезу?) залегают глинисто-известково-кремнистые и глинисто-кремнисто-доломитовые сланцы, известково-доломитово-глинистые силициты, алевроитовые и кремнистые известняки общей мощностью около 8 м. Эти литотипы характерны для нижнекаменноугольной части яйюской свиты. Из известняков этого интервала выделены конодонты плохой сохранности раннекаменноугольного облика. Общая мощность интервала переслаивания составляет 3.7 м.

Перерыв обнаженности 0.5 м (задернованное тектоническое нарушение).

Пачка 9. Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с ясно наблюдаемыми текстурами цикла Боума. Слои залегают нормально, разрез наращивается снизу вверх по течению. В линзовидных прослоях биокластового известняка найден смешанный среднекаменноугольно-раннепермский(?) комплекс конодонтов *Neognathodus dilatus* Merrill, *N. symmetricus* (Lane), *Idiognathoides sulcatus* Higgins et Bouckaert, *I. sinuatus* Harris et Hollingsworth, *Idiognathodus delicatus* Gunnell среднекаменноугольного возраста и *Streptognathodus aff. ruzhncevi* Kozur, *S. cf. barskovi* Kozur, *S. aff. Alekseevi* Barskov et al. (определяли А. С. Алексеев и А. В. Журавлев). Мощность 40 м.

Общая мощность средне- и верхнекаменноугольных отложений в рассматриваемом обнажении составляет 100–120 м.

Нижнюю часть разреза этого обнажения, включая пачку с фосфоритовыми конкрециями (пачка 4), В. Н. Пучков принимал за нижнекаменноугольные отложения. Отложения верхней части разреза на основании находок конодонтов и фораминифер были отнесены им к среднему карбону. Учитывая, что в нескольких сотнях метров выше по реке находятся типичные нижнекаменноугольные отложения яйюской свиты (обн. 28 на рис. 1, б; нумерация по А. И. Елисееву [11]), он отмечал: «Получается любопытная картина: верхи толщи нижнего карбона на рассматриваемом участке представлены отложениями, близкими по облику к харутско-хойлинскому типу, тогда как средний карбон в том же разрезе обладает всеми чертами, характерными для отложений пальникско-яйюского типа. По-видимому, подобные разрезы отвечают области перехода между зонами стабильного развития отложений того и другого типов» [16]. Важно заметить, что в то время в среднекаменноугольных отло-



жениях яйюской свиты на юге Лемвинской СФЗ были сделаны лишь первые находки органических остатков.

По нашим представлениям, в обн. 29а наблюдается более сложное строение геологического разреза, чем представлялось ранее. Нижние по течению выходы переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев имеют позднекаменноугольный возраст и залегают нормально (пачка 9), в отличие от слоев среднекаменноугольных отложений основной части обнажения (пачки 2–8), имеющих опрокинутое залегание. По-видимому, между охарактеризованными органическими остатками средне- и верхнекаменноугольных отложений присутствует блок (или «чешуя») нижнекаменноугольных пород, представленных характерными белыми мраморовидными карбонатолитами, известково-кремнистыми и глинисто-кремнисто- доломитовыми сланцами, известково-доломитово-глинистыми силицитами, алевроитовыми и кремнистыми известняками. Фосфоритовые конкреции связаны с двумя мощными пачками 4 и 7, сложенными углеродисто-кремнистыми и глинистыми сланцами и фтанидами, датированными среднекаменноугольными конодонтами и фораминиферами. Сложная тектоника района не исключает повтора разреза в среднекаменноугольной части обнажения.

Сходные породы яйюской свиты находятся на правобережье р. Няньворгаж в разрезе руч. Кытшильшор в 2.5 км от его устья и около 3 км на север от обн. 29а. Выходы свиты на этом участке наблюдаются вдоль русла, имеющего субширотное направление, в невысоких береговых обнажениях, и прослеживаются с перерывами на расстоянии 280 м вниз по течению. Разрез сложен пачками терригенного, глинисто-кремнистого и глинисто-карбонатного состава. Терригенные пачки сложены тонкозернистыми граувакковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Переслаивающиеся породы этой пачки образуют мелкие (2–5 см) турбидитовые циклиты. Глинисто-кремнистые пачки сложены фтанидами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с линзами темно-серых пелитоморфных и мелкодетритовых известняков. В глинисто-кремнистых сланцах наблюдаются редкие округло-сплюснутые фосфоритовые конкреции темно-серого цвета, диаметром 1–5 см. Глинисто-карбонатные пачки сложены алевроитистыми известняками и углеродисто-глинисто-известковыми сланцами.

Ассоциация фосфоритовых конкреций с углеродисто-кремнистыми-глинистыми сланцами и фтанидами очень характерна для каменноугольных отложений лемвинской СФЗ Урала и Пай-Хоя. По разрезу она распространена в верхах няньворгинской свиты (первый фосфатоносный уровень), а наиболее ярко выражена в отложениях серпуховского яруса центральной подзоны (воргашорская свита). На Пай-Хое такая ассоциация развита в каменноугольных отложениях нижней части карасиловской свиты карской сланцевой зоны. Связь фосфоритов с фтанидами, углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами в других регионах отмечена в работе [8].

Судя по строению разреза обн. 29а на р. Няньворгаж, в среднекаменноугольное время в этой относительно глубоководной части бассейна было некоторое затишье в «лавинной седиментации». В спокойных гидродинамических условиях формировались углеродисто-глинисто-кремнистые осадки, богатые ОВ и фос-

фатным веществом. В диагенезе при активном участии сульфатредуцирующих бактерий (на это указывают образования фрамбоидов пирита) происходило перераспределение вещества, растворение опаловых скелетов радиолярий, а иногда замещение их стенок фторкарбонатпатитом. Вначале, по-видимому, возникли отдельные фосфатные сгустки и комки, которые, соединяясь, образовывали участки неправильной формы со скрытокристаллической структурой (первая генерация фосфатов). Позднее промежутки между этими фосфатными участками заполнялись фосфатно-известково-кремнистым веществом. В это время образовались фосфатные корки с радиально-лучистым строением, отдельные короткостолбчатые кристаллы и их агрегаты (вторая генерация фосфатов), новообразованные микрозернистые кварц и кальцит. Завершился процесс диагенетического минералообразования появлением крупных выделений пирита. На это указывают его хаотичное распространение в поровом пространстве и включения в нем сростков кристаллов фосфата кальция. Рост конкреций, судя по минеральным ассоциациям аутигенных минералов, происходил в умеренно-восстановительной и слабощелочной обстановке, что вообще характерно для образования фосфоритов [10]. Развитие межзернового кливажа, серицит-хлоритовая минеральная ассоциация глинистых пород яйюской свиты, индекс окраски конодентов (ИОК) 5–6 и их сплюснутая форма, сутурные швы во фтанидах свидетельствуют об их постседиментационных изменениях, отвечающих стадии глубинного катагенеза [14, 25].

Ранее считались перспективными на фосфориты среднекаменноугольные отложения воргашорской свиты Лемвинской СФЗ Полярного Урала [12], в которых выявлена фосфатоносная пачка мощностью от 36 до 144 м с двумя фосфоритовыми горизонтами. Запасы P_2O_5 в нижнем горизонте оценены в 13 млн т. Необходимо отметить путаницу в определении возраста, мощности и положения в разрезе отложений фосфатоносной пачки воргашорской свиты (центральная подзона). Фосфориты в этой свите прослеживаются на расстоянии более 150 км от р. Колокольни (бассейн р. Харуты) на юге до руч. Манитшор (правый приток р. Елец) на севере. В типовых разрезах в бассейнах рек Харуты (лемвинской) и Б. Хойлы фосфориты приурочены к пачке углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев мощностью 6–10 м с единичными прослойками и линзами известняков. Конкреционный горизонт залегает на пачке глинистых, алевроитовых и песчаных известняков мощностью до 10 м и перекрывается пачкой стально-серых кремнисто-глинистых сланцев («массивные» сланцы по Г. К. Войновскому-Кригеру). Соответствующий фосфатоносный уровень использовался в качестве литологического маркера [7]. Фосфатный состав конкреций был впервые определен А. И. Елисеевым, который относил их в то время к нижнему карбону [11]. Залегание конкреционного горизонта в разрезе воргашорской свиты на алевролитово-известняковой пачке было установлено воркутинским геологом А. И. Водолазским [5]. Однако, указывая раннекаменноугольный комплекс конодентов в своей диссертационной работе, он по неясным причинам отнес их к башкирскому ярусу. Вслед за ним возраст отложений, вмещающих фосфориты, стали датировать средним карбоном [15]. К. Г. Войновский-Кригер ошибочно располагал конкреционный горизонт под алевроито-известковой пачкой, и это вслед за ним повторяли другие

исследователи. По нашим данным, в углеродисто-кремнистых сланцах воргашорской свиты, вмещающих фосфориты на р. Б. Хойла, содержатся раннекаменноугольные конодонты *Gnathodus ex gr. bilineatus*, *Gnathodus sp.*, *Paragnathodus commutatus* (Branset.Mehl), *Par. homopunctatus* (Zied), *Cavusgnathus sp. indet* — обр. 100/109 и *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Paragnathodus mononodosus* (Rhodes, Austin et Druce), *Par. symmutatus* Rhodes, Aust. et Druce, *Par. commutatus* (Branset.Mehl) — обр. 100/124 (опр. Л. С. Колесник). В обн. 109 на руч. Харота-Шор (бассейн р. Елец) установлены *Gnathodus bilineatus ballandensis* Higg. et Bouckaert, *Gnathodus bilineatus bilineatus* Roundy, *Paragnathodus nodosus* (Bischoff), *Gnathodus symmutatus* hodes, Austin et Druce (опр. А. В. Журавлева), указывающие на серпуховский возраст отложений, вмещающих фосфориты. А. В. Журавлевым на р. Харуте, в районе устья р. Колокольни, в данной пачке также были найдены и определены раннекаменноугольные конодонты. Максимальная мощность фосфатоносной пачки в воргашорской свите всего 10 м, в то время как в среднекаменноугольных отложениях яйюской свиты она достигает 20 м и более, и, возможно, таких пачек в разрезе две. Нам представляется, что будущие находки фосфоритов следует связывать с яйюской свитой восточной подзоны Лемвинской СФЗ.

В яйюской свите фосфориты встречены в двух пачках. В нижней пачке 4 они образуют желваковый горизонт мощностью 0.6 м, сложенный рассеянными (10 штук на 0.5 м²) черными конкрециями размером 1–5 см, подразделяющимся по форме [1] на округлые, округло-удлиненные и уплощенно-округлые (рис. 2). Отмечаются срастания конкреций с образованием желваков гантелевидной формы. Внутреннее строение конкреций однородное или концентрически-зональное, выраженное распределением включений пирита. Фосфатное вещество в конкрециях имеет несколько структур: скрытокристаллическую (пелитоморфную), сгустково-комковатую,

биоморфную, радиально-лучистую и кристаллическую короткостолбчатую.

Скрытокристаллическая (пелитоморфная) структура, преобладающая по распространению (рис. 3, а, б, г), наблюдается на участках неправильной формы размером до миллиметра, иногда более темного цвета, вероятно, из-за включений рассеянного органического вещества. В некоторых из них распространены тонкие трещины, vyplненные чаще микрозернистым кварцем, придающим фосфатным зернам обломочную «микробрекчивую» структуру. Встречены конкреции с преобладанием сгустково-комковатой структуры (рис. 3, в). Комки разные по размеру, цветовой насыщенности и формам — от правильно-округлых и непрозрачных до светло-коричневых неправильной формы. Комки сложены пелитоморфным апатитом, а в сгустковых участках отмечаются и отдельные столбчатые кристаллы. Микробиоморфная структура в конкрециях обусловлена фосфатизированными скелетами радиолярий (рис. 3, а). Крустификационная микроструктура характерна для участков, на которых фосфаты образуют микрокорки, обрастающие обломочные зерна терригенных минералов, например кварца, хлорита (рис. 3, а, б). Такие корки выделяются светло-коричневым цветом, имеют толщину 5–10 мкм, сложены параллельно-шестоватыми агрегатами индивидов апатита призматического габитуса. Когда такие микрокорки обрастают пылеватыми частицами, последние приобретают сходство со сферолитами. Значительную часть конкреций занимают гроздьевидные агрегаты прихотливой формы, состоящие из очень мелких фосфатных сферолитов, граница между которыми слабо различима. В промежутках между фосфатными гроздьевидными агрегатами наблюдаются отдельные призматические индивиды апатита длиной 2–5 мкм, иногда образующие звездчатые сростки, а также зерна аутигенного кварца и кальцита. Судя по микроструктурным соотношениям индивидов,

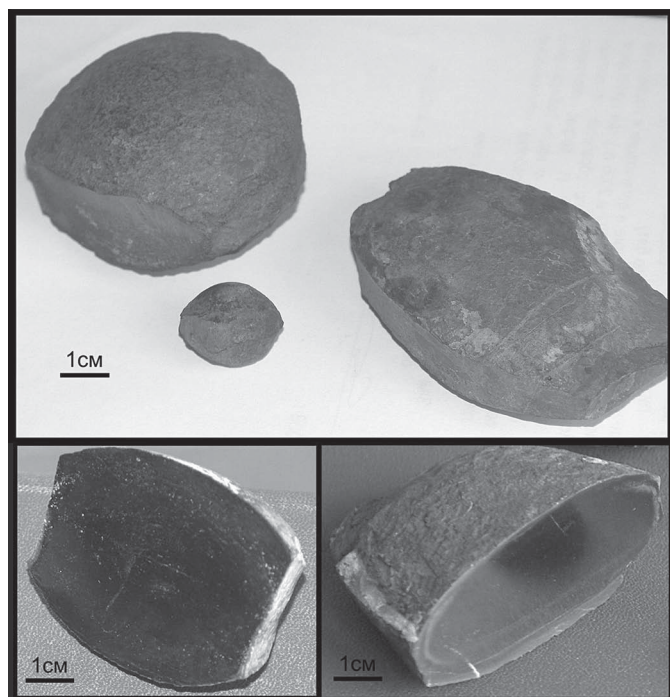


Рис. 2. Форма и размеры среднекаменноугольных фосфоритовых конкреций в яйюской свите

Fig. 2. Shape and dimensions of middle carboniferous phosphorite concretions in yauyu suite

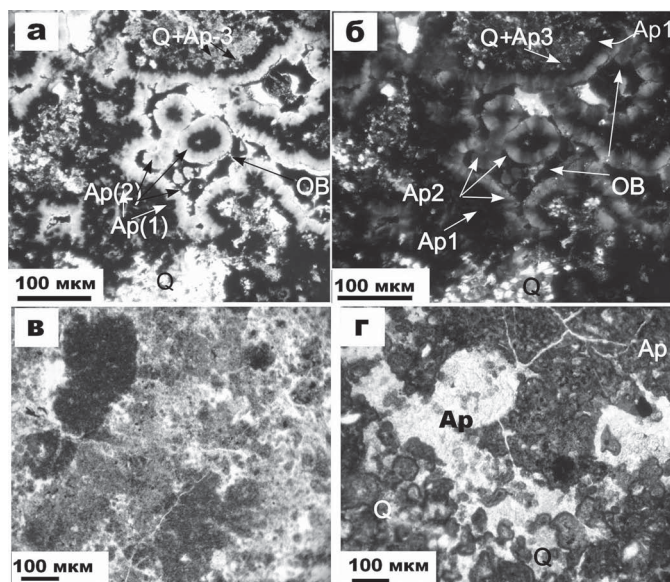


Рис. 3. Микроструктура фосфатных конкреций под поляризационным микроскопом в режимах без анализатора (а, в, г) и с анализатором (б): а, б, г — участки с пелитоморфной и радиально-лучистой микроструктурами; в — участок со сгустково-комковатой микроструктурой

Fig. 3. Microstructure of phosphate concretions under polarizing microscope in modes without analyzer (a, v, g) and with analyzer (b): a, b, u — areas with pelitomorphic and radiating microstructures; v — area with clot-lumpy microstructure



апатит в фосфатных конкрециях представлен несколькими генерациями. В частности, можно утверждать, что идиоморфный и микрокорковый апатиты образовались позднее фосфатов с пелитоморфной структурой.

Характерным минералом исследуемых конкреций является диагенетический пирит — продукт микробальной сульфатредукции с последующим сульфидообразованием. Этот минерал встречается как в рассеянном по всему объему конкреции виде, так и в форме сегрегаций в виде зонков шириной 5–7 мм, расположенных на краях конкреций. Пирит представлен преимущественно отдельными индивидами кубического габитуса, но встречаются и микроагрегации фрамбоидов мезонанометрового размера (рис. 4, а, г), которые обычно относят к раннему диагенезу. Самые крупные кристаллы пирита содержат фосфатные включения (рис. 4, в), иногда в виде звездчатых микросростков, что указывает на более позднее образование таких кристаллов.

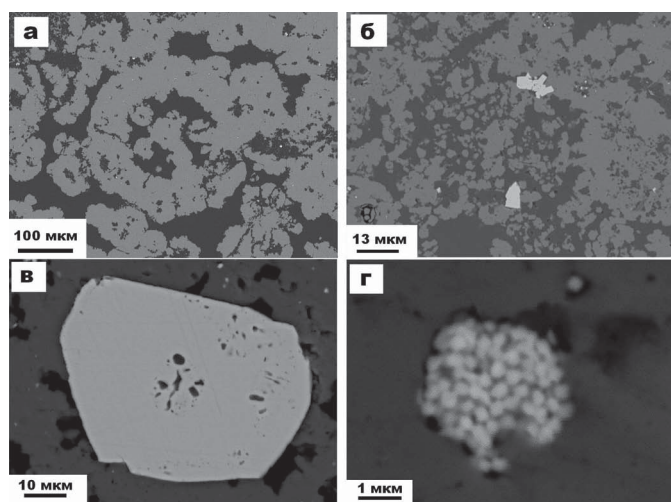


Рис. 4. СЭМ-изображения микростроения фосфоритов в режиме упругоотраженных электронов: а — радиолярия, замещенная апатитом (в центре); б — кремнисто-фосфатная псевдоморфоза по скелету радиолярии; в — метакристалл пирита с включениями апатита; г — агрегация раннедиагенетического фрамбоидального пирита

Fig. 4. SEM images of microstructure of phosphorites in the elastically backscattered electrons mode: а — radiolarian substituted by apatite (in center); б — siliceous phosphate pseudomorphosis on radiolaria skeleton; в — metacrystal of pyrite with inclusions of apatite; г — early diagenetic framboidal pyrite aggregation

Кальцит микритовой размерности совместно с кварцем и апатитом заполняет в конкрециях поры и пустоты внутри скелетов радиолярий. Кроме того, в трещинах отмечается более крупнозернистый кальцит с размером зерен 100–700 мкм. Судя по микроструктурным отношениям, кальцит образовался в конкрециях самым последним. На участках своего сгущения кальцит напоминает микроцемент прорастания, типичный для известковых песчаников. Возможно, кальцит, также как апатит, представлен в исследуемых конкрециях несколькими генерациями. Распространение обломочных минералов алевритовой размерности ограничено в конкрециях участками развития пелитоморфного фосфата.

Валовый химический состав фосфоритовых конкреций (мас. %): SiO_2 45.28–45.86; TiO_2 0.09–0.12; Al_2O_3 1.08–3.53; Fe_2O_3 0.51–1.41; FeO 0.36–1.08; MgO 0.46–0.62; CaO 25.41–28.88; Na_2O 0.50–1.44; K_2O 0.22–0.46; P_2O_5 18.25–19.25; SO_3 0.34–0.50; CO_2 0.57–0.78; F 3.0–3.9. Апатитовые модули: $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 = 1.39$ –1.50; $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5 = 0.04$ –0.09; $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5 = 0.16$ –0.18. Судя по этим данным, фосфатное вещество в исследуемых конкрециях сложено фторкарбонатапатитом.

Фазовый состав конкреций определялся рентгеноструктурным и ИК-спектроскопическим методами. На рентгеновской дифрактограмме (рис. 5) присутствуют практически все апатитовые отражения и, кроме того, регистрируются важнейшие терригенные минералы. Расчётные параметры элементарной ячейки фосфата кальция составили (нм) $a_0 = 0.936$, $c_0 = 6.89$. Эти данные отвечают фторкарбонатапатиту В-типа (изоморфное замещение $\text{CO}_3 \rightarrow \text{PO}_4$), преобладающему в фосфатоносных породах и рудах как экзогенного [4, 9], так и гипергенного [21] происхождения.

Рентгеноструктурная диагностика апатита убедительно подтверждается спектроскопическим методом. В соответствующих спектрах наблюдается хорошо выраженная система линий ИК-поглощения, обусловленных валентными и деформационными колебаниями групп PO_4 и CO_3 (рис. 6), причем положение линий последних (873, 1419, 1453 cm^{-1} и др.) свидетельствует о замещениях в структуре апатита именно по схеме $\text{CO}_3 \rightarrow \text{PO}_4$.

Химический состав фторкарбонатапатита был осуществлен рентгеноспектральным микрозондовым методом. На основании полученных результатов были рассчитаны эмпирические формулы минерала:

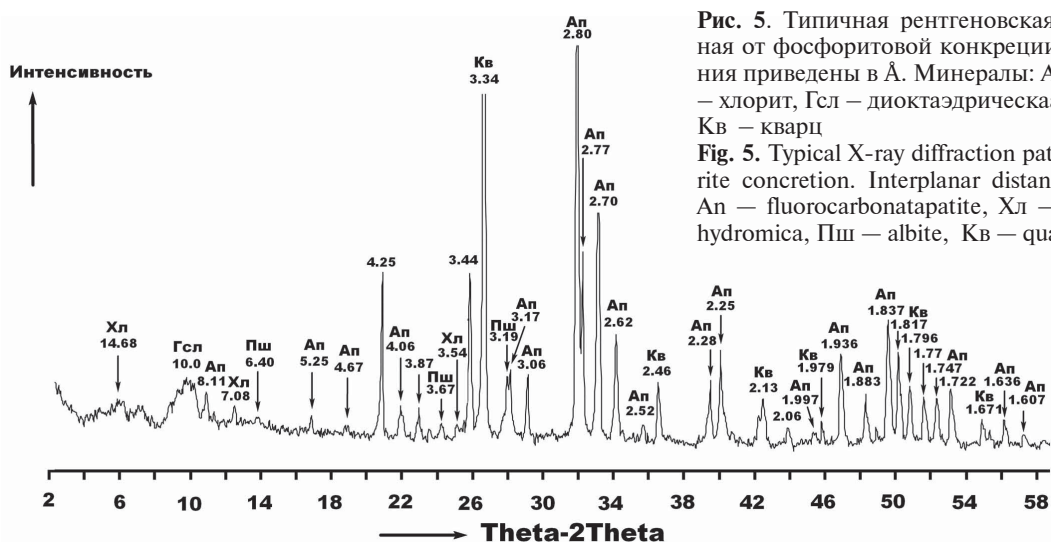


Рис. 5. Типичная рентгеновская дифрактограмма, полученная от фосфоритовой конкреции. Межплоскостные расстояния приведены в Å. Минералы: Ап — фторкарбонатапатит, Хл — хлорит, Гсл — диоктаэдрическая гидрослюда, Пш — альбит, Кв — кварц

Fig. 5. Typical X-ray diffraction pattern obtained from a phosphorite concretion. Interplanar distances are given in Å. Minerals: Ап — fluorocarbonatapatite, Хл — chlorite, Гсл — dioctahedral hydromica, Пш — albite, Кв — quartz

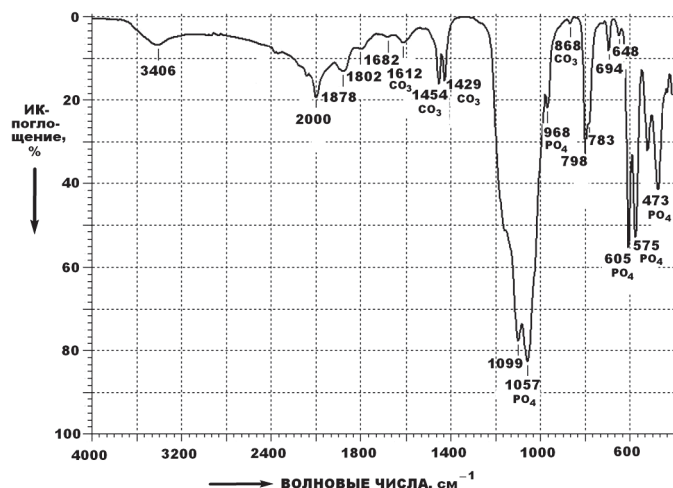


Рис. 6. Типичный спектр ИК-поглощения в исследуемых фосфоритовых конкрециях

Fig. 6. Typical spectrum of IR absorption in studied phosphorite concretions

1 — $(\text{Ca}_{9.91}\text{Fe}_{0.09})_{10}[(\text{PO}_4)_{4.07}(\text{SiO}_4)_{0.10}(\text{SO}_4)_{0.23}(\text{CO}_3)_{1.60}]_6\text{F}_{3.73}$; 2 — $(\text{Ca}_{9.82}\text{Fe}_{0.08}\text{Sr}_{0.10})_{10}[(\text{PO}_4)_{5.29}(\text{SO}_4)_{0.03}(\text{CO}_3)_{0.68}]_6(\text{Cl}_{0.10}\text{F}_{2.61})_{2.71}$; 3 — $\text{Ca}_{10}[(\text{PO}_4)_{5.30}(\text{SiO}_4)_{0.16}(\text{SO}_4)_{0.19}(\text{CO}_3)_{0.35}]_6\text{F}_{2.38}$; 4 — $(\text{Ca}_{9.80}\text{Fe}_{0.05}\text{Sr}_{0.15})_{10}[(\text{PO}_4)_{5.51}(\text{SO}_4)_{0.15}(\text{CO}_3)_{0.34}]_6(\text{Cl}_{0.07}\text{F}_{2.42})_{2.49}$; 5 — $(\text{Ca}_{9.90}\text{Fe}_{0.10})_{10}[(\text{PO}_4)_{5.24}(\text{SiO}_4)_{0.28}(\text{SO}_4)_{0.22}(\text{CO}_3)_{0.26}]_6(\text{Cl}_{0.04}\text{F}_{2.16})_{2.20}$. Из приведенных данных следует, что в фосфоритовых конкрециях из яйюской свиты фосфатное вещество сложено фторкарбонат-апатитом с небольшой примесью хлора и значительными изоморфными замещениями как в катионной, так и анионной подрешетках. Основной изоморфной примесью в последней является углерод, замещающий фосфор на 4–27 ат. %. Характеризующий степень замещения фосфора коэффициент Ca/P варьируется в пределах 1.78–1.90.

Нормативно-минеральный состав исследуемых конкреций может быть определен следующим образом (мол. %): карбонатфтор-апатит 42.45–47.08; кварц 37.14–44.83; слюда 2.01–4.17; хлорит 1.06–1.42; альбит 1.47–11.76; кальцит 1.58–2.17; пирит 1.72–1.84; оксид титана 0.07–0.09; оксид и гидроксид железа 0.87–1.05.

Закключение

В результате проведенных исследований выявлено более сложное, чем это считалось ранее, строение геологического разреза каменноугольных отложений на р. Няньворгаж с участием пород верхнего карбона, охарактеризованных фауной. Находками фораминифер и конодонтов обоснован позднебашкирско-раннемосковский возраст фосфоритовых конкреций. Состав последних варьируется от известково-фосфатно-кремнистого до известково-кремнисто-фосфатного, что в целом отвечает богатым фосфоритовым рудам. Впервые проведенные рентгеноструктурно-спектроскопические анализы привели к выводу о том, что фосфатное вещество в фосфоритовых конкрециях нацело сложено фторкарбонат-апатитом со значительными изоморфными замещениями в катионной (Sr , Fe^{2+}) и анионной (C^{4+} , Si^{4+} , S^{6+}) подрешетках. Перспективной для поисков фосфоритов в углеродисто-кремнистых пачках следует считать яйюскую, а не воргашорскую свиту.

Автор благодарит В. И. Силаева за полезные рекомендации и помощь при выяснении состава апатита, А. В. Журавлева, З. П. Михайлову, А. С. Алексеева и

Л. С. Колесник за определения органических остатков; В. Н. Филиппова, Б. А. Макеева и М. Ф. Самотолкову, Ю. В. Глухова за сотрудничество в электронно-микроскопических, рентгеноструктурных и спектроскопических исследованиях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 15-18-5-47.

Литература

1. Атлас конкреций / Под ред. А. В. Македонова, Н. Н. Предтеченского. Л.: Недра, 1988. 323 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 340).
2. Блисковский В. З. Геохимия и особенности концентрации элементов-примесей в фосфоритах // Геохимия. 1967. № 12. С. 1508–1512.
3. Блисковский В. З. О курските и франколите // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 3. С. 75–84.
4. Блисковский В. З. Вещественный состав и обогащенность фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
5. Водлазский А. И. Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской зоны Полярного Урала: Дис.... канд. г.-м. н. / Комигеолфонд, Сыктывкар. Воркута, 1983.
6. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология. 1945. № 6. С. 27–44.
7. Войновский-Кригер К. Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 37. № 2. С. 56–77.
8. Горбачева О. В. Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 111–119.
9. Занин Ю. Н. Вещественный состав фосфатных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975. 210 с. (Тр. Института геологии и геофизики. Вып. 195).
10. Занин Ю. Н. Петрография фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1992. 192 с. (Тр. Института геологии и геофизики. Вып. 813).
11. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
12. Илларионов В. А., Василевский Н. Д., Павлов А. М. Фосфориты // Агроминеральное и горно-химическое сырье Европейского Северо-Востока СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Сыктывкар: Изд-во Коми филиала АН СССР, 1987. С. 5–25.
13. Карпова М. И., Крутиков В. Ф., Логинова Э. И., Варфоломеева Е. К., Гуськов В. Г. Изоморфизм замещения ракушечных фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна // Проблемы геологии фосфоритов: Тезисы докладов и путеводитель VI Всесоюзного совещания. Таллин, 1988. С. 73.
14. Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континентах и в океанах. Л.: Недра, 1987. 233 с.
15. Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перспективы их рудоносности / А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, Г. Ф. Семенов. Сыктывкар, 1986. 28 с. (Сер. препринтов сообщений «Научные доклады» Коми ФАН СССР, вып. 151).
16. Пучков В. Н. Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 259 с.
17. Салдин В. А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Доклады АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 476–478.



18. Салдин В. А. Флишoidalная каменноугольная формация Лемвинской зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Тез. докл. науч. конф. Сыктывкар, 1994. Т. 2. С. 126–128.

19. Салдин В. А. Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики // Вестник Института геологии. 2005. № 10. С. 2–5.

20. Салдин В. А. Фосфатоносность верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2008. Т. 1. С. 238–241.

21. Силаев В. И. Минералогия фосфатоносных кор выветривания (Полярный Урал). СПб.: Наука, 1996. 136 с.

22. Шишкин М. А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86–95.

23. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 285 с.

24. Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В., Кетрис М. П., Беляев А. А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.

25. Япакскурт О. В. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1994. 142 с.

References

1. *Atlas konkretsi* (Atlas of concretions). Editors: Makedonov A. V., Predtechensky N. N. Leningrad, Nedra, 1988, 323 pp.

2. Bliskovskii V. Z. *Geohimiya i osobennosti kontsentratsii elementov-primesei v fosforitah* (Geochemistry and concentration of impurities in phosphorites). Geohimiya, 1967, No. 12, pp. 1508–1512.

3. Bliskovskii V. Z. *O kurskite i frankolite* (About kurskite and francolite). Litologiya i poleznye iskopaemye, 1976, pp. 75–84.

4. Bliskovskii V. Z. *Veschestvennyi sostav i obogatimost fosforitovykh rud* (Material composition and washability of phosphorite ores). Moscow, Nedra, 1983, 200 pp.

5. Vodolazskii A. I. *Paleozoiskie otlozheniya i osobennosti geologicheskogo razvitiya Lemvinskoi zony Polyarnogo Urala* (Paleozoic deposits and features of geological development of Lemva zone of Polar Urals). PhD Dissertation, Vorkuta, 1983.

6. Voinovskii-Kruger K. G. *Dva kompleksa paleozoya na zapadnom sklone Polyarnogo Urala* (Two Paleozoic complexes on western slope of Polar Urals). Sovetskaya geologiya, 1945, No. 6, pp. 27–44.

7. Voinovskii-Kruger K. G. *Kamennougolnye otlozheniya Lemvinskoi fatsialno-strukturnoi zony (zapadnyi sklon Polyarnogo Urala)* (Carboniferous deposits of Lemva facies structural zone (western slope of Polar Urals). Byull. MOIP. Geological department, 1963, V.37, No. 2, pp. 56–77.

8. Gorbacheva O. V. *Kremnistye porody uglerodistykh formatsii i ih geohimicheskie osobennosti* (Siliceous rocks of carbonaceous formation and their geochemical features). Litologiya i poleznye iskopaemye, 1985, No. 3, pp. 111–119.

9. Zanin Yu. N. *Veschestvennyi sostav fosfatnykh kor vyvetrivaniya i svyazannykh s nimi mestorozhdenii fosfatov* (material composition of phosphate weathering crusts and related phosphates). Novosibirsk, Nauka, 1975, 210 pp.

10. Zanin Yu. N. *Petrografiya fosforitov* (Petrography of phosphorites). Novosibirsk, Nauka, 1992, 192 pp.

11. Eliseev A. I. *Karbon Lemvinskoi zony Severa Urala* (Carboniferous Lemva zone of Northern Urals). Leningrad, Nauka, 1973, 95 pp.

12. Illarionov V. A., Vasilevskii N. D., Pavlov A. M. Fosfority (Phosphorites). *Agromineralnoe i gorno-himicheskoe syre Evropeiskogo Severo-Vostoka SSSR* (Agromineral and mining chemical raw of European North-East of the USSR). Editor V.A. Dedeev, Syktyvkar, Komi filial AN SSSR, 1987, pp. 5–25.

13. Karpova M. I., Krutikov V. F., Loginova E. I., Varfolomeeva E. K., Guskov V. G. *Izomorfizm zamescheniya rakushechnykh fosforitov Pribaltiiskogo-Ladozhskogo basseina* (Isomorphism of substitution of shell phosphorites of Baltic-Ladoga basin). *Problemy geologii fosforitov* (Problems of phosphorite geology). Proceedings of conference. Tallin, 1988, pp. 73

14. Logvinenko N. V., Orlova L. V. *Obrazovanie i izmenenie osadochnykh porod na kontinentah i v okeanah* (Formation and change of sedimentary rocks on continents and in oceans). Leningrad, Nedra, 1987, 233 pp.

15. *Osadochnye formatsii Lemvinskoi zony Urala i perspektivy ih rudonosnosti* (Sedimentary formations of Lemva zone of the Urals and prospects of their ore content). A.I.Eliseev, Ya. E. Yudovich, A. A. Belyaev, G. F. Semenov. Syktyvkar, 1986, 28 pp.

16. Puchkov V. N. *Batialnye komplekсы passivnykh okrain geosinklinalnykh oblastei* (Batial complexes of passive margins of geosynclines regions). Moscow, Nauka, 1979, 259 pp.

17. Saldin V. A. *Novye dannye po stratigrafii verhnepaleozoiskikh otlozhenii Lemvinskoi zony Urala* (New data on stratigraphy of Upper Paleozoic deposits of Lemva zone of the Urals). Doklady AN, 1993, V. 332, No. 4, pp. 476–478.

18. Saldin V. A. *Flishoidnaya kamennougolnaya formatsiya Lemvinskoi zony* (Flish carboniferous formation of Lemva zone). *Geologiya i mineralno-syrevye resursy evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* (Geology and mineral resources of European North-East of Russia) Proceedings of conference. V. 2, Syktyvkar, 1994, pp. 126–128.

19. Saldin V. A. *Verhnepaleozoiskie flishevye formatsii severa Urala kak indikator paleodinamiki* (Upper Paleozoic flish formation of Northern Urals as indicators of paleodynamics). Vestnik of Institute of geology, 2005, No. 10, pp. 2–5.

20. Saldin V. A. *Fosfatonosnost verhnepaleozoiskikh otlozhenii Lemvinskoi zony Urala* (Phosphate content of deposits of Lemva zone). *Tipy sedimentogeneza i litogeneza i ih evolyutsiya v istorii Zemli* (Types of sedimentogenesis and lithogenesis and their evolution) Proceedings of conference, V. 1, Ekaterinburg, IGG UB RAS, 2008, pp. 238–241.

21. Silaev V. I. *Mineralogiya fosfatonosnykh kor vyvetrivaniya (Polyarnyi Ural)* (Mineralogy of phosphate-bearing weathering crusts (Polar Urals)). St. Petersburg, Nauka, 1996, 136 pp.

22. Shishkin M. A. *Tektonika yuga Lemvinskoi zony (Polyarnyi Ural)* (Tectonics of southern Lemva zone). Geotektonika, 1989, No.3, pp. 86–95.

23. Yudin V. V. *Orogeenez severa Urala i Pai-Hoya* (Orogenesis of Northern Urals and Pay-Khoy). Ekaterinburg, UIF Nauka, 1994, 285 pp.

24. Yudovich Ya. E., Shishkin M. A., Lyutikov N. V., Ketris M. P., Belyaev A. A. *Geohimiya i rudogenez chernykh slantsev Lemvinskoi zony severa Urala* (Geochemistry and ore genesis of black shales of Lemva zone of Northern Urals). Syktyvkar, Prolog, 1998, 340 pp.

25. Yapaskurt O. V. *Stadialnyi analiz litogeneza* (Stage analysis of lithogenesis). Text book. Moscow, MSU, 1994, 142 pp.



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ СЛАНЦЕВ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О. В. Гракова, Н. С. Уляшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ovgrakova@geo.komisc.ru, nsulasheva@geo.komisc.ru

Проведено исследование верхнепротерозойских углеродсодержащих пород няровейской серии (Полярный Урал) с целью уточнения их металлогенической специализации и установления генезиса рудных образований. Установлено, что углеродистое вещество представлено графитом, возможная температура его образования — $(500 \pm 50)^\circ\text{C}$. Выявлены редкоземельная уран-ториевая, сульфидная, сульфатная и медная минерализации. Формирование рудных минералов связано с метаморфическими, постметаморфическими и поздними окислительными процессами.

Ключевые слова: минерализация, углеродсодержащие сланцы, няровейская серия.

METALLOGENY OF CARBONIFEROUS SHALES OF THE NYAROVEY SERIES (POLAR URALS)

O. V. Grakova, N. S. Ulyasheva

Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS, Syktivkar

We have studied carbonaceous rocks of Nyarovey series (Polar Urals) to clarify their metallogenic specialization and establishment of the genesis of ore formations. Carbon material in shales presents graphite, the average values of the temperature of its formation, amounted to about 500°C . REE Uranium-Thorium, sulfide, sulfate and copper mineralization has been identified. Formation of ore minerals is associated with metamorphic, and late postmetamorphic oxidation processes.

Keywords: metallogeny, carboniferous shales, nyarovey series.

Породы, содержащие углерод, благодаря своей уникальной металлоносности на протяжении нескольких десятилетий привлекают к себе пристальное внимание. Углеродсодержащие сланцы характеризуются повышенными концентрациями многих металлов, редких и редкоземельных элементов, в связи с этим их изучение представляет большой практический интерес.

На территории Центрально-Уральской зоны Полярного Урала среди пород няровейской серии (RF₂) широко распространены углеродсодержащие сланцы. Нами они изучены вдоль руч. Няршор и Графитового, а также по безымянным притокам р. Ингилоръеган (рис. 1).

Углеродсодержащие сланцы залегают в виде пластов мощностью до 2 м среди метатерригенных пород, испытавших метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, и имеют хлорит-мусковит-кварцевый, мусковит-кварцевый и эпидот-альбит-хлорит-кварц-серицитовый состав [4, 5]. Установлено содержание $C_{\text{орг}}$, которое составляет 0.2–4.11 %. По данным В. А. Душина и его соавторов [3], углеродсодержащие сланцы характеризуются надкларковыми значениями серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов и др. Целью данной работы является уточнение металлогенической специализации углеродсодержащих сланцев и установление генезиса рудных образований.

Методы исследования

Во время экспедиционных работ было проведено штучное (точечное) опробование углеродсодержащих сланцев по разрезам коренных выходов. Если мощность толщи углеродсодержащих сланцев была до 5 м, отбиралась одна проба массой 2 кг. Если мощность толщи была больше, то интервал отбора составлял 5 м, масса про-

бы 2 кг. Проба отбиралась для петрографического описания и геохимических анализов. Обнаруженная в шлифах рудная минерализация в дальнейшем изучалась в аншлифах. Углеродное вещество исследовалось с помощью рамановской спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (аналитик С. И. Исаенко). Подготовка проб проведена путем кислотного разложения. Определение концентраций редких и рассеянных элементов выполнено на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700 ICP-MS-методом. Аксессуары и рудные минералы изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик С. С. Шевчук). Все аналитические работы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Результаты и обсуждение

Углеродистое вещество. По данным рамановской спектроскопии, графитовые частицы в исследуемых образцах характеризуются присутствием основной полосы G графита $1569\text{--}1586\text{ см}^{-1}$ (рис. 2). На половине высоты полосы G (FWHM) колеблется в пределах $21\text{--}43\text{ см}^{-1}$. Полоса D1 имеет значение $1324\text{--}1337\text{ см}^{-1}$. Размер кристаллитов La составляет $4\text{--}9\text{ нм}$, следовательно, углеродное вещество представлено нанокристаллическим графитом по классификации Ферран и Робертсона [9]. На основе величины $R2 = D1/(G + D1 + D2)$, используя геотермометр максимальных температурных условий графитизации, достигнутых при региональном метаморфизме, можно оценить температуру с точностью до $\pm 50^\circ\text{C}$ в диапазоне $330\text{--}650^\circ\text{C}$ [7]. С помощью величины $R2 = D1/(G + D1 + D2)$, которая характеризует отношение интегральных интенсивностей соответствующих рамановских

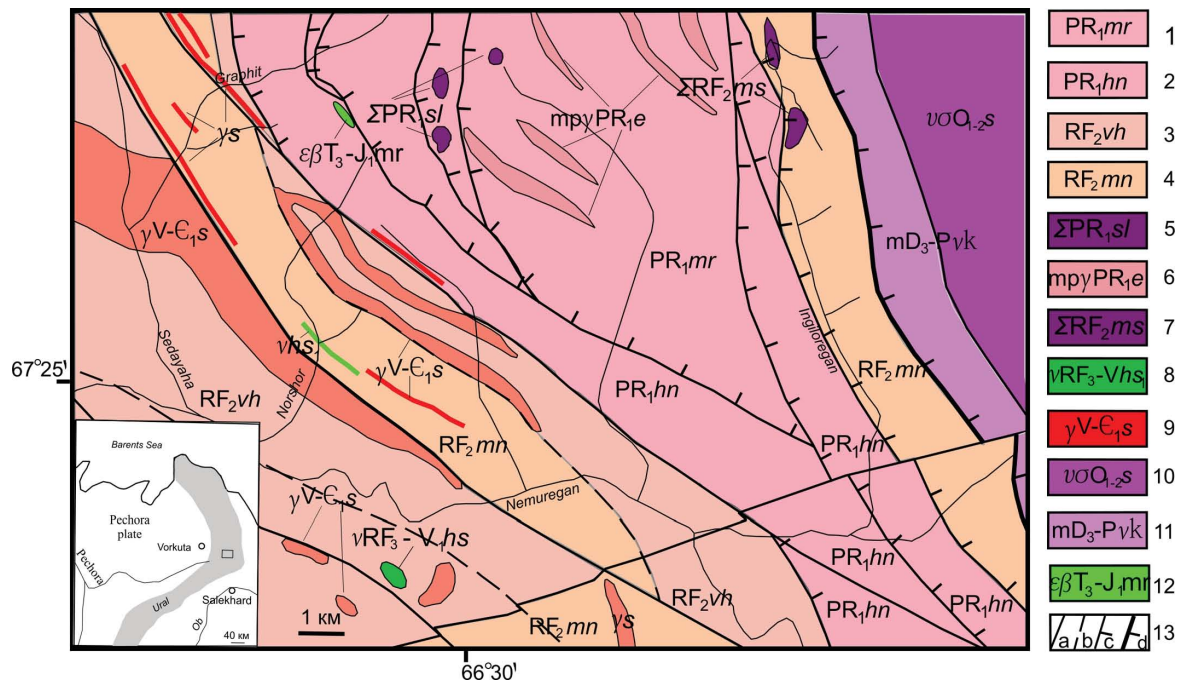


Рис. 1. Схематическая геологическая карта нижнего течения р. Немурьеган (Полярный Урал) (по [3]). Условные обозначения: 1–2 — марункеуский комплекс: 1 — марункеуская свита, 2 — ханмейхойская свита; 3–4 — няровейская свита: 3 — верхнехарбейская свита, 4 — минисейшорская свита; 5 — слюдяногорский комплекс габбро-гипербазитовый эклогитизированный плутонический; 6 — евюганский комплекс мигматит-плагиогранитовый плутонический; 7 — минисейский комплекс измененных гипербазитов плутонический; 8 — харбей-собский комплекс габбро-гранодиоритовый; 9 — сядатаяхинский комплекс гранитовый плутонический; 10 — сымкеуский комплекс дунит-гарцбургитовый плутонический; 11 — войкаро-кемпирсайский комплекс тектонитов; 12 — марунский комплекс щелочно-базитовый; 13 — разрывные нарушения: а — сдвиги, б — неустановленной кинематики, в — взбросонадвиги второстепенные, г — взбросонадвиги главные; 14 — места отбора проб с номерами проб

Fig. 1. Schematic geological map of the lower reaches of Nemuryegan River (Polar Urals) (according to [3]). Legend: 1-2 marunkeusky complex: 1 — marunkeuskaya suite, 2 — hanmeyhoyskaya suite; 3-4 — nyaroveyskaya suite: 3 — verhneharbeyskaya suite, 4 — miniseyshorskaya suite; 5 — sludydanogorsky complex, gabbro-ultramafic, plutonic, eclogitized; 6 — evyugansky complex migmatite plagiogranite plutonic; 7 — miniseysky altered ultramafic plutonic complex; 8 — kharbey-sobsky complex gabbro-granodiorite; 9 — syadatoyahinsky granite plutonic complex; 10 — symkeusky complex harzburgite-dunite plutonic; 11 — voikaro-kempirsaysky complex of tectonites; 12 — marunsky complex alkaline basite; 13 — faults: а — shifts, б — unknown kinematics, в — reversed strike-thrusts minor, г — reversed strike-thrusts main; 14 — sampling locations with numbers of samples

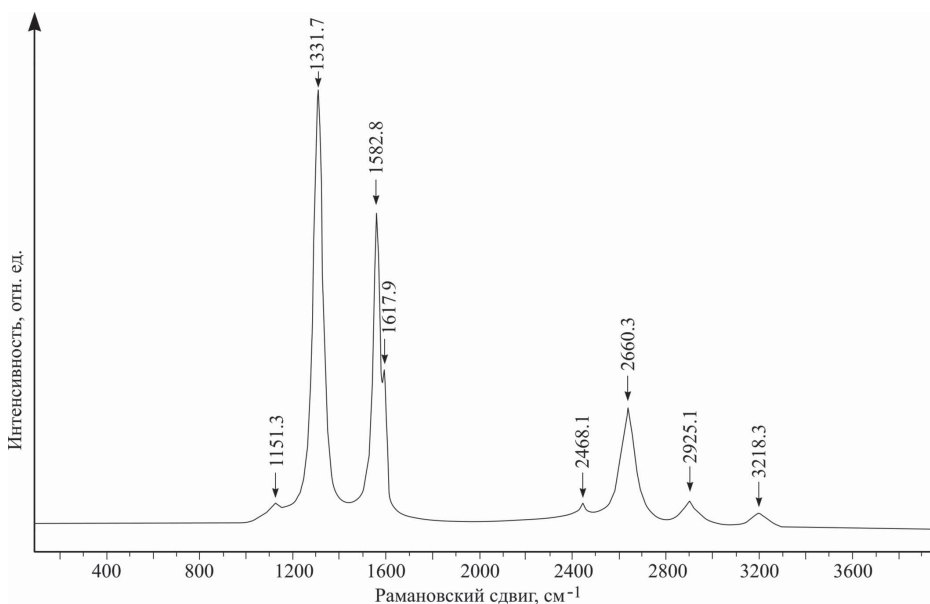


Рис. 2. Типичный рамановский спектр графита в сланцах няровейской серии
Fig. 2. Typical Raman spectrum of graphite in shales of nyaroveyskaya series

полос (площадей пиков) в спектрах в области первого порядка (1100–1800 см⁻¹), также можно оценить и степень организации углеродного вещества [2]. В углеродистых сланцах няровейской серии рассчитанная величина R2 составляет 0.29–0.30, что показывает низкую степень упорядоченности углеродного вещества [7]. По рамановскому термометру рассчитана возможная температура образова-

ния углеродного вещества в углеродистых сланцах няровейской серии ($T^{\circ}\text{C} = -445 \times R2 + 641$ [7]), она составляет $(500 \pm 50)^{\circ}\text{C}$, что соответствует условиям метаморфизма верхней ступени зеленосланцевой фации.

Благородные металлы. Установлено, что в углеродсодержащих породах няровейской серии присутствуют Os (3–14 мг/т), Ir (8–157 мг/т), Pd (95–655 мг/т). В хлорит-

мусковит-кварцевых сланцах содержание Rh достигает 371 мг/т (н-4-53), а золота — 2601 мг/т (н-7-22) (табл. 1). Полученные значения были нормированы относительно их кларков в верхней мантии (рис. 3). Количество Os близко к кларковым, количество Ir, Pd и Rh превышают кларковые содержания в 3–400 раз, но не достигают промышленного значения. Содержание золота в углеродсодержащих сланцах няровейской серии может достигать промышленно значимой концентрации, что выводит их в ранг перспективных на золото пород. Причем золото-содержащие породы контактируют с гранитами, что подтверждает концепцию влияния магматитов кислого состава на накопления золота в черносланцевых формациях.

Микрозондовые исследования углеродсодержащих пород позволили выделить редкоземельную уран-ториевую, сульфидную, сульфатную и медную минерализации.

Хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы характеризуются редкоземельной уран-ториевой, сульфидной и сульфатной минерализацией; эпидот-альбит-хлорит-кварц-серицитовые сланцы — сульфидной и медной минерализацией.

Редкоземельные уран-ториевые минералы представлены монацитом, ксенотимом и коффинитом.

Монацит наблюдается в виде образований неправильной изометричной формы и удлинённых зерен размером 5–100 мкм, расположенных согласно сланцеватости породы (рис. 4, а, б, е). Содержание в породе — до 1 %. Он часто ассоциирует с ксенотимом (рис. 4, г). Этот минерал представлен двумя разновидностями: U-Th-монацитами с низким содержанием редкоземельных эле-

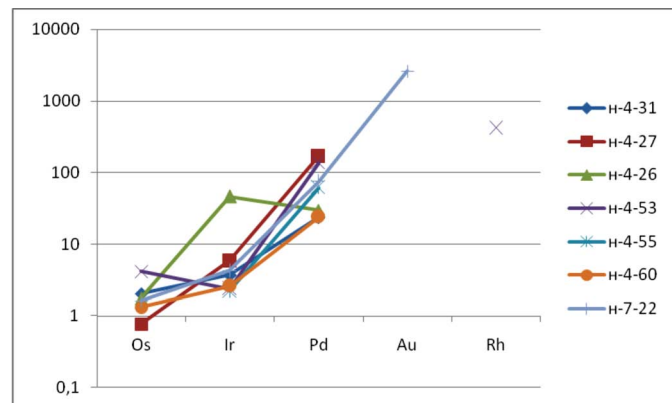


Рис. 3. Содержания благородных металлов в углеродсодержащих сланцах няровейской серии, нормированных относительно их кларков в верхней мантии [6]

Fig. 3. Content of precious metals in carbonaceous shales of nyaroveyskaya series, normalized to their clarks in upper mantle [6]

ментов (табл. 2, № 1–3, 5, 6) и REE-монацитами с низким содержанием урана и тория (табл. 2, № 4, 7–9). U-Th-монацит тесно ассоциирует с углеродистым веществом (рис. 4, д, ж, з) и содержит высокие количества циркония (до 11.83 %). В породе нередко присутствуют ксенотим-ториево-монацитовые фазы (рис. 4, д). Химический состав и формулы монацита приведены в табл. 2. Когда монациты ассоциируют с кварцем, SiO_2 имеет повышенное содержание. В этих случаях содержание SiO_2 не учитывали и суммы компонентов были приведены к 100 %.

В качестве примесей этот минерал содержит Fe, Al, K, Si, Pb и S.

Ксенотим представлен изометричными зернами и образованиями неправильной формы размером 10–30 мкм, содержание до 1 %. В породе встречаются также две разновидности этого минерала. Одна из них имеет изометричную форму зерен с четко очерченными краями и без примесей (рис. 4, в). Другая разновидность ксенотима представлена выделениями неправильной формы с неясно очерченными краями, часто ассоциирующими с монацитами и содержащими в качестве примесей уран и торий (рис. 4, г, д). Химический состав и формулы ксенотима приведены в табл. 3.

Коффинит встречается реже по сравнению с монацитом и ксенотимом и представлен призматическими кристаллами с неровными гранями (рис. 4, и). Содержание коффинита в породе — ед. зн. Химический состав коффинита (мас. %): UO_3 — 75.87, SiO_2 — 20.11, PbO — 3.2, OsO_2 — 0.82.

Формирование U-Th-редкоземельных минералов няровейской серии представляется следующим образом. Известно, что уран и редкоземельные элементы накапливаются в углеродистых осадках в процессе их образования [6]. В дальнейшем при метаморфических и постметаморфических процессах происходит перераспределение вещества, привнос флюидами Th и формирование в породах монацита, ксенотима и коффинита. Тесная пространственная связь тория и урана с углеродистым веществом указывает на то, что, возможно, торий также накапливался в осадках вместе с ураном, либо же углеродистое вещество является важным агентом при транспортировке этих элементов.

Сульфидные минералы в углеродсодержащих сланцах няровейской серии представлены пиритом, пентландитом и ковеллином.

Пирит представлен угловатыми зернами треугольной и кубической формы размером до 100 мкм (рис. 5, а). Содержание в породе — до 1 %. Он встречается среди основной массы и в полостях породы, а также в породообразующих минералах. Нередко наблюдаются выделения

Таблица 1. Содержание благородных металлов в углеродсодержащих сланцах няровейской серии, г/т
Table 1. Content of noble metals in carbonaceous shales of nyaroveyskaya series, g/t

№ пробы Sample No.	н-4-31	н-4-27	н-4-26	н-4-53	н-4-55	н-4-60	н-7-22
Os	0.007	0.003	0.006	0.014	—	0.005	0.005
Ir	0.013	0.020	0.157	0.008	0.008	0.009	0.014
Pd	0.092	0.655	0.116	0.535	0.240	0.094	0.291
Au	—	—	—	—	—	—	2.601
Rh	—	—	—	0.371	—	—	—

Примечание. Места отбора проб: н-4-26, н-4-27, н-4-31 — руч. Няршор; н-4-53, н-4-55 — руч. Графитовый; н-7-22, н-4-60 — руч. Ингилореган.

Note. Sampling locations: н-4-26, н-4-27, н-4-31 — Nyarshor brook, н-4-53, н-4-55 — Graphitovy brook, н-7-22, н-4-60 — Ingiloregan brook.

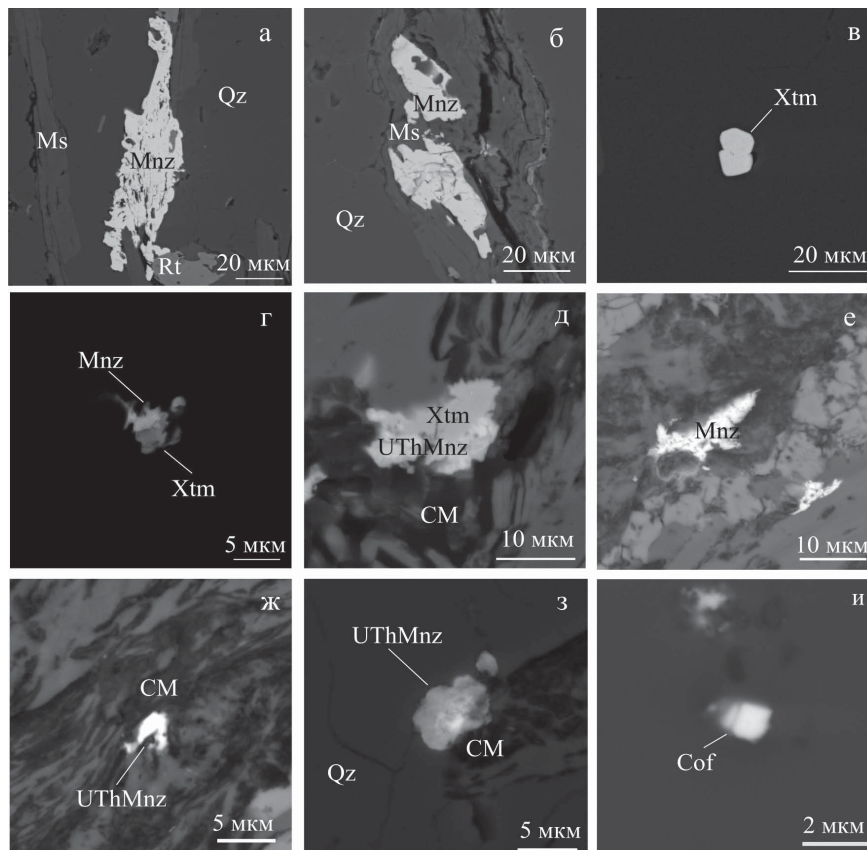


Рис. 4. Взаимоотношения монацита (Mnz), уран-ториевого монацита (UThMnz), ксенотима (Xtm) и коффинита (Cof) в углеродсодержащих сланцах няровейской серии: а — монацит в виде удлиненного образования, б — монацит в виде образований неправильной формы в мусковите (Ms), в — слабоокатанное зерно ксенотима, г — срастание монацита и ксенотима в виде неправильной формы, д — взаимоотношения ксенотима, уран-ториевого монацита и углеродистого вещества (CM), е — горизонтально-вытянутое образование монацита неправильной формы, ж — включение уран-ториевого монацита в углеродистом веществе, з — изометричное образование уран-ториевого монацита в ассоциации с углеродистым веществом, и — призматический кристалл коффинита

Fig. 4. The relationship of monazite (Mnz), uranium-thorium monazite (UThMnz), xenotime (Xtm) and coffinite (Cof) in carbonaceous shales of nyaroveyskaya series: а — monazite in the form of an elongated formation, б — monazite in the form of irregular shape in muscovite (Ms), в — poorly rounded grains of xenotime, г — accretion of monazite and xenotime in the form of irregular shape, д — relationship of xenotime, uranium-thorium monazite and carbonaceous matter (CM), е — horizontally elongated irregular monazite, ж — inclusion of uranium -torium monazite with carbonaceous material, з — isometric formation of uranium-thorium monazite with carbonaceous matter, и — prismatic crystal of coffinite

Таблица 2. Химический состав и кристаллохимические коэффициенты монацитов и уран-ториевых монацитов из углеродсодержащих сланцев няровейской серии
Table 2. Chemical composition and crystal-chemical coefficients of monazites and uranium-thorium monazites from carbonaceous shales of nyaroveyskaya series

№ анализа Analysis No.		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Химические соединения Chemical compounds	SiO ₂	1.86	0.82	—	—	—	7	—	—	—
	P ₂ O ₅	28.36	29.99	31.23	14.32	30.27	26.62	19.19	27.24	24.61
	Y ₂ O ₃	—	—	4.18	—	—	—	—	4.15	7.25
	ThO ₂	4.29	1.11	2.6	52.45	1.37	1.3	38.58	25.62	9.04
	UO ₂	—	—	0.62	11.4	—	—	7.98	23.43	25.25
	La ₂ O ₃	15.13	15.15	18.32	—	20.85	17.73	0.36	—	—
	Ce ₂ O ₃	29.9	31.54	26.08	—	27.8	23.32	2	1.07	—
	Pr ₂ O ₃	2.96	3.13	1.8	—	3.31	2.27	0.6	—	—
	Nd ₂ O ₃	11.52	13.07	9.73	—	13.12	8.95	1.74	1.76	—
	Sm ₂ O ₃	2.07	2.93	—	—	0.97	—	—	0.97	—
	Gd ₂ O ₃	0.92	1.79	—	—	—	—	—	—	—
	CaO	0.49	0.29	1.6	—	0.96	0.81	0.96	0.98	1.11
	FeO	—	—	3.47	6.35	0.61	1.43	9.6	12.33	15.87
	ZrO ₂	—	—	—	14.07	—	—	15.97	—	15.92
	PbO	—	—	—	—	—	0.62	—	—	—
	Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0.74	2.7	2.18	2.45	0.95
	SO ₃	—	—	—	1.41	—	1	—	—	—
	K ₂ O	—	—	0.37	—	—	0.36	—	—	—
	Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.84	—	—
	Сумма	97.4	99.82	100	100	100	94.11	100	100	100

Примечание (Note): номера анализов (numbers of analyses): 1–3, 5, 6 — монацит (monazite); 4, 7–9 — уран-ториевый монацит (uranium-thorium monazite). Эмпирические формулы монацита (Empirical formulae of monazite):

1. $(\text{Th}_{0.03}\text{La}_{0.18}\text{Ce}_{0.36}\text{Pr}_{0.04}\text{Nd}_{0.14}\text{Sm}_{0.02}\text{Gd}_{0.01}\text{Ca}_{0.02}\text{O}_{0.81}(\text{Si}_{0.39}\text{P}_{0.79})_{1.18}\text{O}_4$; 2. $(\text{Th}_{0.01}\text{La}_{0.18}\text{Ce}_{0.36}\text{Pr}_{0.04}\text{Nd}_{0.15}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{0.8}(\text{Si}_{0.4}\text{P}_{0.8})_{1.2}\text{O}_4$; 3. $(\text{Y}_{0.07}\text{Th}_{0.02}\text{U}_{0.01}\text{La}_{0.2}\text{Ce}_{0.29}\text{Pr}_{0.02}\text{Nd}_{0.1}\text{Ca}_{0.05}\text{Fe}_{0.09}\text{K}_{0.01})_{0.86}\text{P}_{1.2}\text{O}_4$; 4. $(\text{Th}_{0.5}\text{U}_{0.1}\text{Fe}_{0.22}\text{Zr}_{0.29}\text{S}_{0.04})_{1.15}\text{P}_{0.76}\text{O}_4$; 5. $(\text{Th}_{0.01}\text{La}_{0.24}\text{Ce}_{0.32}\text{Pr}_{0.04}\text{Nd}_{0.15}\text{Sm}_{0.01}\text{Ca}_{0.03}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.03})_{0.85}\text{P}_{1.16}\text{O}_4$; 6. $(\text{Th}_{0.01}\text{La}_{0.22}\text{Ce}_{0.29}\text{Pr}_{0.03}\text{Nd}_{0.11}\text{Ca}_{0.03}\text{Fe}_{0.04}\text{Pb}_{0.01}\text{Al}_{0.11}\text{S}_{0.03}\text{K}_{0.02})_{0.9}(\text{Si}_{0.38}\text{P}_{0.76})_{1.14}\text{O}_4$; 7. $(\text{Th}_{0.3}\text{U}_{0.06}\text{La}_{0.01}\text{Ce}_{0.03}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.02}\text{Ca}_{0.04}\text{Fe}_{0.28}\text{Zr}_{0.27}\text{Al}_{0.09}\text{Na}_{0.03})_{1.17}\text{P}_{0.87}\text{O}_4$; 8. $(\text{Y}_{0.07}\text{Th}_{0.18}\text{U}_{0.15}\text{Ce}_{0.01}\text{Nd}_{0.02}\text{Sm}_{0.01}\text{Ca}_{0.03}\text{Fe}_{0.32}\text{O}_{0.09})_{0.88}\text{P}_{1.08}\text{O}_4$; 9. $(\text{Y}_{0.12}\text{Th}_{0.06}\text{U}_{0.16}\text{Ca}_{0.04}\text{Fe}_{0.41}\text{Zr}_{0.24}\text{Al}_{0.03})_{1.06}\text{P}_{0.96}\text{O}_4$

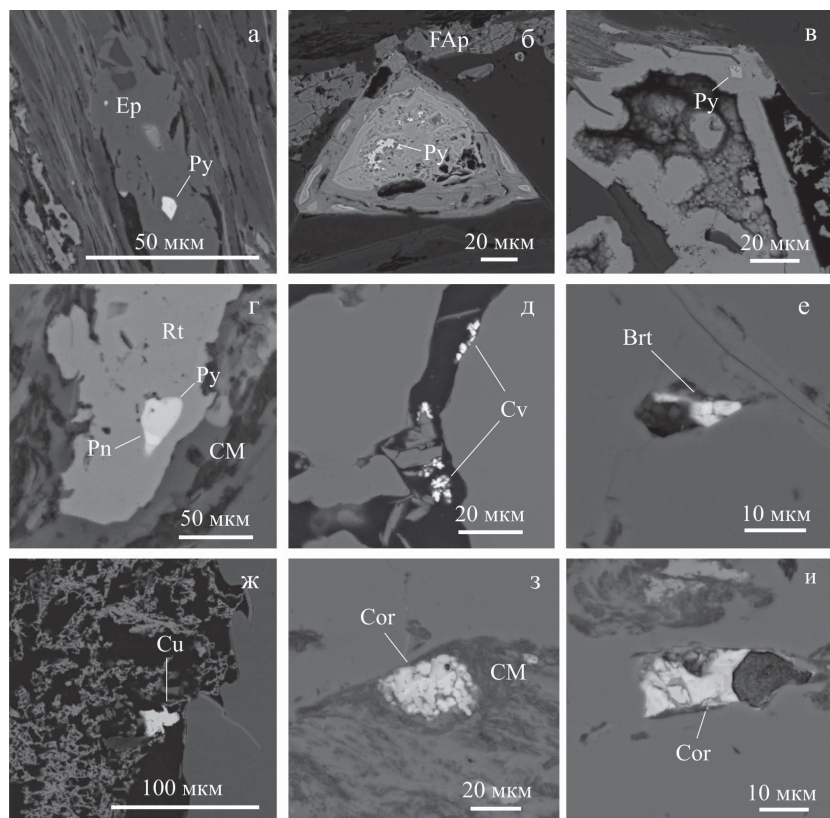


Рис. 5. Сульфидная, сульфатная и медная минерализация в углеродсодержащих сланцах няровейской серии: а–в — зерна пирита (Py); г — взаимоотношения пирита, пендаландита (Pn) в рутиле (Rt) и углеродистого вещества (CM); д — зерна ковеллина (Cv); е — барит (Ba); ж — пластинки самородной меди (Cu); з, и — комковатые зерна коркита (Cor)

Fig. 5. Sulphide, sulfate and copper mineralization in carbonaceous shales of nyaroveyskaya series: а–в — grains of pyrite (Py); г — relationship of pyrite, pendulandite (Pn) in rutile (Rt) and carbonaceous matter (CM); д — grains of covellite (Cv); е — barite (Ba); ж — plates of native copper (Cu); з, и — lumpy grains of corcrite (Cor)

Таблица 3. Химический состав и кристаллохимические коэффициенты ксенотимов из углеродсодержащих сланцев няровейской серии

Table 3. Chemical composition and crystal-chemical coefficients of xenotimes from carbonaceous shales of nyaroveyskaya series

№ анализа Analysis No.	1	2	3	4
SiO ₂	—	5.29	—	1.34
P ₂ O ₅	35.69	31.87	32.36	35.18
Y ₂ O ₃	45.31	45.2	43.61	48.02
ThO ₂	—	0.39	—	1.87
UO ₂	—	1.27	—	0.74
Ce ₂ O ₃	—	0.74	—	—
Gd ₂ O ₃	3.26	1.32	—	—
Tb ₂ O ₃	0.9	—	—	—
Dy ₂ O ₃	5.93	4.75	2.65	2.51
Ho ₂ O ₃	1.2	1.26	—	1.41
Er ₂ O ₃	4.07	3.32	3.82	4.68
Tm ₂ O ₃	0.95	—	—	1.12
Yb ₂ O ₃	3.85	2.39	5.03	4.82
CaO	—	—	0.89	—
FeO	—	0.78	—	—
Al ₂ O ₃	—	0.91	—	—
K ₂ O	—	0.44	—	—
TiO ₂	—	—	12.18	—
Сумма	101.16	99.93	100.54	101.69

Примечание (Note): Эмпирические формулы ксенотима (Empirical formulae of xenotime):

- $(Y_{0.78}Gd_{0.04}Tb_{0.01}Dy_{0.06}Ho_{0.01}Er_{0.04}Tm_{0.01}Yb_{0.04})_{0.99}P_{0.99}O_4$
- $(Y_{0.79}Th_{0.01}U_{0.01}Ce_{0.01}Gd_{0.01}Dy_{0.05}Ho_{0.01}Er_{0.03}Yb_{0.02}Fe_{0.02}Al_{0.04}K_{0.02})_{1.02}(Si_{0.17}P_{0.89})_{1.06}O_4$
- $(Y_{0.72}Dy_{0.03}Er_{0.04}Yb_{0.05}Ca_{0.03})_{0.87}(Ti_{0.29}P_{0.86})_{1.15}O_4$
- $(Y_{0.83}Th_{0.01}U_{0.01}Dy_{0.03}Ho_{0.02}Er_{0.05}Tm_{0.01}Yb_{0.05})_{1.01}(Si_{0.04}P_{0.97})_{1.01}O_4$

неправильной формы в окружении гидроксида железа (рис. 5, б и в). При этом образованный в процессе выщелачивания гидроксид железа заполняет сохранившуюся структуру пирита. Химический состав пирита характеризуется следующими вариациями (атом. %): S — 52.93–64.85, Fe — 30.2–35.15, Ti — 2.14. Встречаются пириты, ассоциирующие парагенетически с пендландитом (рис. 5, г). Пендландит образует в нем вроски. Химический состав пендландита (атом. %): Ni — 26.16, Fe — 24.79, S — 49.05. Ковеллин образует комковатые зерна до 3 мкм и развивается по трещинам в породе (рис. 5, д). Содержание в породе — ед. зн. Химический состав ковеллина: Cu (47.54–55.41 атом. %), S (34.59–44.59 атом. %).

В углеродсодержащих сланцах изредка можно встретить барит, который образует небольшие зерна размером до 10 мкм (рис. 5, е). Содержание барита в сланцах — ед. зн. Химический состав барита (мас. %): BaO — 56.58–64.13, SO₃ — 31.64–43.41, PbO — 4.23. В пустотах породы развиваются пластинки самородной меди (рис. 5, ж), а также комковатые зерна редкого минерала коркита (рис. 5, з, и). Эмпирическая формула коркита: PbO — 22.27–22.35, FeO — 28.11–28.54, P₂O₅ — 7.89–8.38, SO₃ — 14.21–15.39, Pb_{0.85–0.9}Fe_{3.32–3.53}PO₄S_{1.5–1.73}O₄(OH)₆.

Образование сульфатной минерализации в сланцах няровейской серии может быть связана с окислительными процессами в приповерхностных условиях. Известно, что окислению подвержены в первую очередь минералы, содержащие железо, серу, ванадий, марганец, никель, кобальт и другие легко соединяющиеся с кислородом элементы, факторами окисления являются кислород воздуха и воды. В присутствии влаги закиси металлов, входящие в состав горных пород и минералов, легко переходят в окиси, сульфиды — в сульфаты (в сланцах няровейской серии присутствует ассоциация пирит — барит) и т. д. С окислительными процессами также связано и образование комковатых зерен ковеллина, коркита, самородной меди. Ассоциация пендландит — пирит устойчива ниже



300° [1], следовательно, формирование сульфидных минералов в сланцах няровейской серии происходило, по всей видимости, при окислительных процессах.

Выводы

В результате проведенных исследований было изучено углеродистое вещество, определено содержание благородных металлов и уточнена рудная специализация углеродсодержащих сланцев няровейской серии.

Углеродистое вещество представлено графитом. Возможная температура его образования составляет (500 ± 50) °С. Установлено, что во всех породах присутствуют Os, Ir, Pd, содержание золота в углеродсодержащих сланцах няровейской серии достигает промышленно значимых концентраций. Выявлена редкоземельная уран-ториевая, сульфидная, сульфатная и медная минерализации. В сланцах обнаружен редкий минерал коркит. Формирование рудных минералов связано с метаморфическими и поздними окислительными процессами в приповерхностных условиях.

Авторы выражают благодарность профессору д. г.-м. н. А. М. Пыстину за ценные рекомендации. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а.

Литература

1. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
2. Данилова Ю. В., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Оценка условий флюидогенной углеродизации // Доклады РАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 446–450.
3. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малугин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е изд. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
4. Уляшева Н. С. Геохимические особенности метабазитов няровейской серии Харбейского выступа (Полярный Урал) // Вопросы естествознания (Иркутский государственный университет путей сообщения). 2015. № 4. С. 132–134.
5. Уляшева Н. С., Гракова О. В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24–35.
6. Юдович Я. Э., Кемпус М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
7. Beyssac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. D. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph. Geol., 2002. V. 20. № 9. P. 859–871.
8. McDonough, Sun, 1995.
9. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A., 2004. V. 362. P. 2477–2512.

References

1. Godovikov A. A. *Mineralogiya* (Mineralogy). Moscow, Nedra, 1983, 647 pp.
2. Danilova Yu. V., Isaenko S. I., Shumilova T. G. *Otsenka uslovii flyuidogennoi uglerodizatsii* (Evaluation of conditions of fluidogenous carbonatization). Doklady RAN, 2015, V. 463, No. 4, pp. 446–450.
3. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Polyarno-Uralskaya* (State geological map of Russian Federation, scale 1:200000, second edition. Polar Urals). Sheet Q-42-I, II. Explanatory note. St. Petersburg, VSEGEI, 2007, 340 pp.
4. Ulyasheva N. S. *Geohimicheskie osobennosti metabazitov nyaroveiskoi serii Harbeiskogo vystupa (Polyarnyi Ural)* (geochemical features of metabasites of nyaroveyskaya series of Kharbey off-set (Polar Urals). *Voprosy estestvoznaniya* (Questions of natural sciences), 2015, No.4, pp. 132–134.
5. Ulyasheva N. S., Grakova O. V. *Pervichnyi sostav porod nyaroveiskoi serii (Polyarnyi Ural)* (Primary composition of rocks of nyaroveyskaya series (Polar Urals). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2016, No. 2, pp. 24–35.
6. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Mineralnye indikatory litogeneza* (Mineral indicators of lithogenesis). Syktyvkar, Geoprint, 2008, 564 pp.
7. Beyssac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. D. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol., 2002, V. 20, No. 9, pp. 859–871.
8. McDonough, Sun, 1995
9. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond. Phil. Trans. Roy. Soc. London. A., 2004, V. 362, pp. 2477–2512.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОПОРОИДЕЯХ РУЧ. БЕЗЫМЯННОГО (ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА)

Е. В. Антропова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

antropova@geo.komisc.ru

В разрезе отложений силура на руч. Безымянном существуют трудности определения возраста отложений, так как отсутствуют четкие литологические маркеры, а комплекс фауны является смешанным. По остаткам кораллов и брахиопод породы датируются венлокским возрастом, комплекс конодонтов лландоверийско-венлокский. Впервые приведены результаты изучения комплекса строматопороидей, который насчитывает 11 видов, из которых один вид характерен исключительно для венлока, пять для лудлова и пять имеют широкое распространение — встречаются и в венлоке, и в лудлове. Таким образом, достаточно представительный комплекс строматопороидей дополняет фаунистическую характеристику разреза, а также подтверждает сложную специфику осадконакопления и необходимость дополнительных исследований для уточнения возраста.

Ключевые слова: строматопороидеи, силур, поднятие Чернова.

NEW DATA ON SILURIAN STROMATOPOROIDS FROM THE BEZMYANNY CREEK (CHERNOV SWELL)

E. V. Antropova

Institute of Geology, Komi Science Centre, Urals Branch of RAS

In the Bezmyanny Creek Silurian section there are some problems of deposits dating, as far as clear lithological markers are not available and fauna complex is combined. Deposits are Wenlockian dated based on brachiopod and coral fauna, conodont complex is Wenlockian and Llandoveryan mixed. The paper presents results of Stromatoporoid complex researches that contain 11 species. One species is indicative for Wenlockian, five for Ludlowian and five are widely spread in Wenlockian and Ludlowian both. A rich stromatoporoid complex completes the faunistic characteristic of section and proves uneasy environment and importance continue dating research.

Keywords: Stromatoporoids, Silurian, Chernov Swell.

Введение

Выходы силурийских отложений на ручье Безымянном (бассейн р. Падымейтивис, приток р. Коротаихи, НАО, N 67°53'36"; E 62°23'48") впервые были описаны и установлены Г. А. Черновым в 1941 г. [14] (рис. 1). В последующем изучались А. И. Антошкиной, Т. В. Майдль, П. Э. Мянником, В. Ю. Лукиным, В. А. Матвеевым и автором. Литология исследовалась Н. И. Тимониной и Т. В. Майдль. Органические остатки изучались в разное время И. А. Ляшенко и Т. М. Безносовой (брахиоподы), П. Э. Мянником и Л. В. Соколовой (конодонты), В. Ф. Барской, Н. А. Боринцевой, В. Ю. Лукиным (табуляты), В. С. Цыганко (ругозы), Г. А. Черновым, С. А. Князевым и В. А. Матвеевым (строматолиты), А. Ф. Абушиком (остракоды), О. В. Богоявленской и автором (строматопороидеи).

Довольно долгое время не существовало единого заключения о возрасте толщи, слагающей разрез по руч. Безымянному, что свидетельствовало о сложности биостратиграфической проблемы и недостаточно обширных палеонтологических данных [1, 5, 10]. Г. А. Чернов относил к венлоку толщу мощностью 10 м, которая обнажается в нижнем течении руч. Безымянного и плохо фаунистически охарактеризована [15, с. 26]. Остальную часть разреза он относил к «нижнелудловскому подъярису» [15, с. 28]. И. А. Ляшенко сделал заключение об эйфельском возрасте пород разреза Безымянный [5], что было подтверждено С. А. Князевым [10]. А. И. Антошкина выделила верхнесилурийские и нижнедевонские породы, образующие изоклинальную складку, в ядре которой находились лудловские породы [1]. Т. М. Безнослова в результате изучения коллекций брахиопод палеонтологически доказала присутствие в этом разрезе отложений нижнего силура по зоне *Spirinella nordensis* венлока [1].

Позднее коллективом авторов было обосновано отнесение толщи к венлокскому возрасту на основании изучения брахиопод, конодонтов, кораллов и анализа данных предыдущих исследователей по различным группам фауны [5].

Однако для всесторонней палеонтологической характеристики разреза важно охарактеризовать все группы фауны, особенно такую распространенную, как строматопороидеи. Это даст наиболее полное представление об

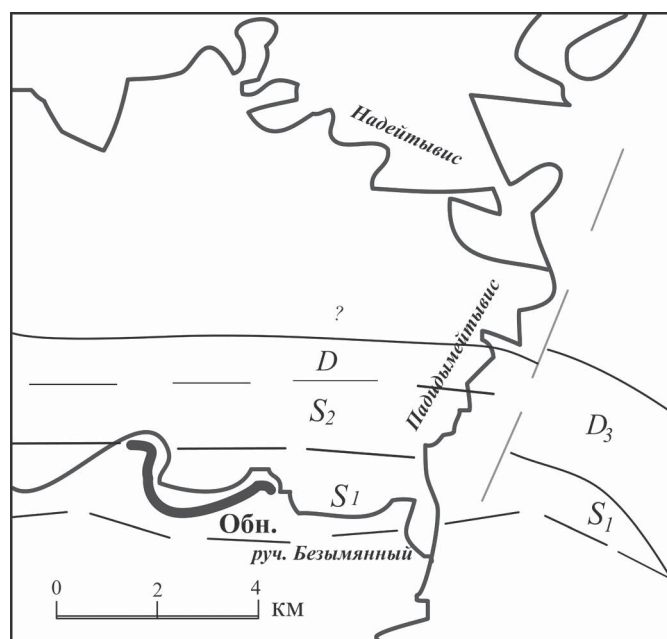


Рис. 1. Схема местонахождения разреза (с использованием данных Г. А. Чернова, 1964 [14])

Fig. 1. Location of the section (using data by G. A. Chernov, 1964 [14])

условиях формирования морских осадков в исследуемом районе и позволит дополнить сведения о возрасте пород.

Целью работы является определение таксономического состава строматопороидей из разреза руч. Безымянного, анализ их биостратиграфического распространения.

Материал и методы

Фактический материал представлен результатами изучения автором разреза в 2015 г., а также сборами строматопороидей А. И. Антошкиной в 1973 г., В. Ю. Лукина в 2009–2010 гг.

Толща представляет собой переслаивание различных известняков, большей частью иловых, пятнисто-иловых, биокластово-иловых, строматолитовых, ракушников, иногда с примесью глинистого материала. Отложения разделены на четыре пачки [5]. Строматопороидеи в разрезе встречаются в биоморфных прослоях совместно с табулятами, ругозами и раковинной фауной, образуя отчетливые органогенные постройки. Всего в толще два таких прослоя, и они приурочены к первой и четвертой пачкам (рис. 2), из этих интервалов массово отобраны строматопороидеи. Они многочисленны, крупных размеров и отличной сохранности. Определение таксономической принадлежности и особенностей внутреннего строения проводилось в ориентированных шлифах и пришлифовках.

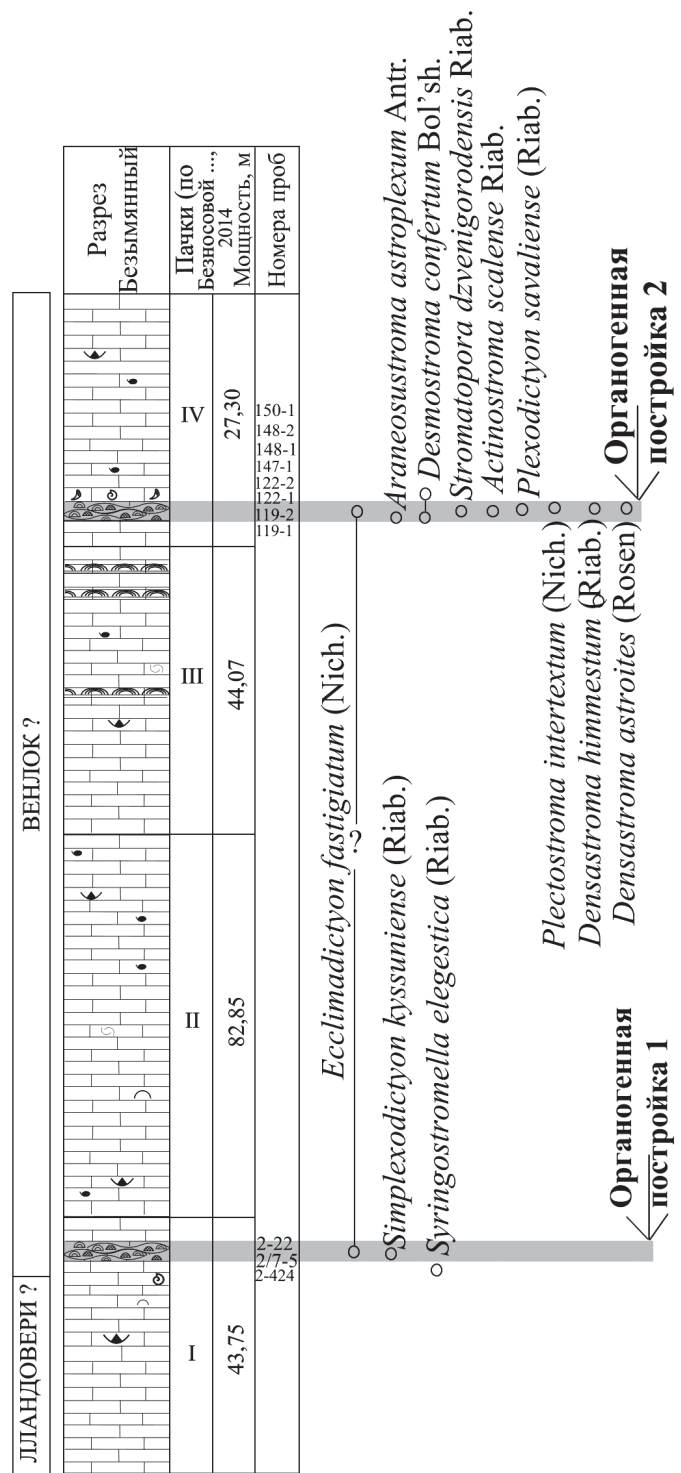
Результаты и обсуждение

Органогенная постройка 1 (находится в верхнем течении). Слой разрушен, приблизительная мощность органогенного образования ≥ 0.2 м. Ценостеумы строматопороидей имеют размеры до 15 см, чаще всего полусферической, уплощенной формы. Определены строматопороидеи *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson), *Simplexodictyon kyssuniense* (Riabinin), *Syringostromella elegestica* (Riabinin), (сборы А. И. Антошкиной — 1973 г., В. Ю. Лукина — 2009 г.; определения О. В. Богоявленской и автора).

Комплекс строматопороидей представлен видами, которые имеют достаточно широкое стратиграфическое распространение. Вид *Simplexodictyon kyssuniense* (Riabinin) характерен для венлокских (воронинские слои) и лудловских (кубинские слои) отложений западного склона Урала, венлокских (павдинский горизонт) и лудловских (пачка обломочных известняков) отложений восточного склона Урала [8, 9]. На западном склоне Приполярного Урала он также широко распространен в венлоке (войвывский горизонт) и лудлове (падымевысский горизонт) [3, 16]. Вид *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson) развит в венлоке и лудлове повсеместно и является космополитом [8, 12, 20, 21, 22, 23]. Лишь вид *Syringostromella elegestica* (Riabinin) имеет более узкое распространение и характерен для венлока Тувы и восточного склона Урала (павдинский горизонт) [19].

Кроме того, в органогенной постройке обнаружены мелкие брахиоподы и гастроподы, редкие ругозы. Определения фауны брахиопод и кораллов [5] соответствуют венлокскому возрасту. Комплекс конодонтов является смешанным лландоверийско-венлокским (комплекс приведен по: Безносова и др., 2014, с. 16) [5].

Органогенная постройка 2 (в пачке IV) находится в нижнем течении ручья и отчетливо выделяется во вмещающих породах (рис. 3). Известняки темно-серые, комковатые со значительной примесью желтого глинистого материала. Отчетливо видна слоистость нарастания ко-



Условные обозначения:

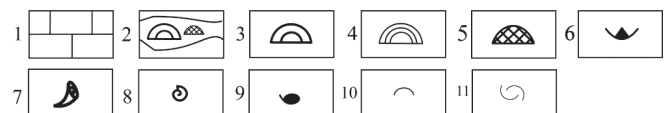


Рис. 2. Схематический разрез отложений разреза руч. Безымянного (с использованием данных по: Безносова Т. М., Мянник П., 2014 [5]). Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — биоморфные образования; 3 — строматопороидеи; 4 — строматолиты; 5 — табуляты; 6 — брахиоподы; 7 — ругозы; 8 — гастроподы; 9 — остракоды; 10 — ракушники; 11 — двустворки

Fig. 2. Schematic map of deposits in Bezimannyi creek (using data by Beznoсова T. M., Männik P., .. 2014 [5]). Legend: 1 — limestones; 2 — biogenic structures; 3 — stromatopores; 4 — stromatolites; 5 — tabulates; 6 — brachiopods; 7 — rugose; 8 — gastropods; 9 — ostracods; 10 — shells; 11 — bivalves

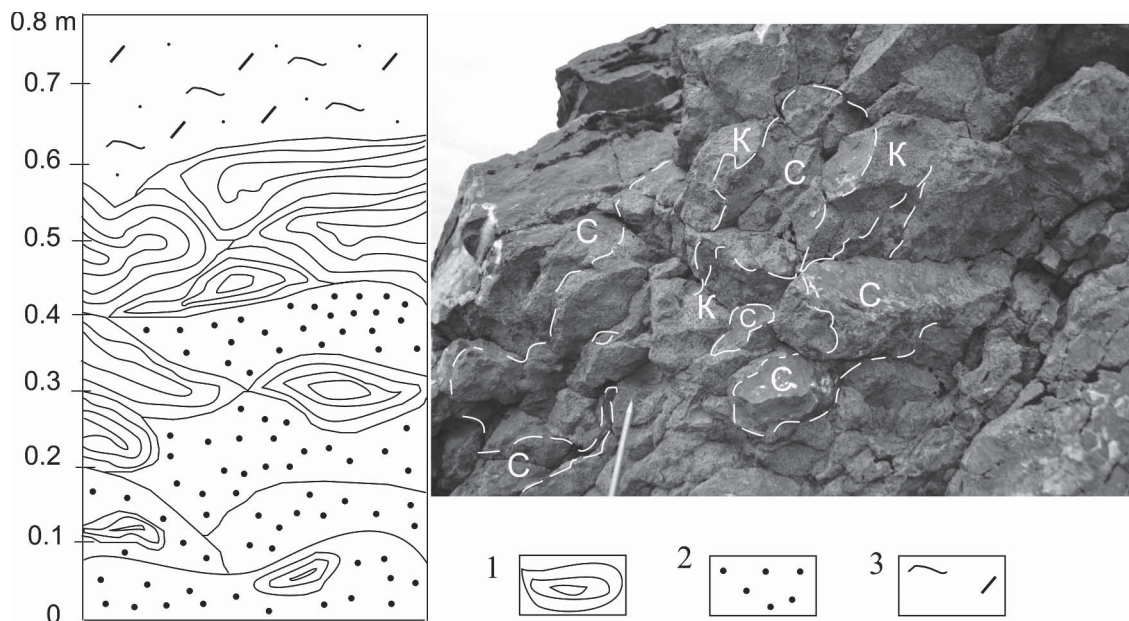


Рис. 3. Кораллово-строматопоратовый биостром (IV пачка) силурийских отложений руч. Безымянного: 1 — строматопоридеи, 2 — кораллы, 3 — органогенно-обломочный известняк; С — строматопоридеи, К — кораллы

Fig. 3. Coral-stromatoporate biostrom (IV member) of Silurian deposits in Bezmyanny creek. 1 — stromatoporoids, 2 — corals, 3 — organogenic-clastic limestone; C — stromatoporoids, K — corals

раллово-строматопоратовой фауны и пятнистое распределение глинистого материала. Прослой имеет мощность 0.8 м. Строматопоридеи крупные, массивные, шаровидные, колюмнарно-массивные, диаметром до 0.4 м. Кораллы представлены сиригопоридами и приурочены в большинстве к нижней части постройки. Также встречаются немногочисленные мелкие ругозы (до 1 см), раковинная фауна.

Определены строматопоридеи: *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson), *Araneosustroma astroplexum* Antropova, *Plexodictyon savaliense* (Riabinin), *Plectostroma intertextum* (Nicholson), *Densastroma himmestum* (Riabinin), а также *Densastroma astroites* (Rosen), *Desmostroma confertum* Bol'shakova, *Actinostroma scalense* Riabinin, *Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin (сборы автора, 2015 г., В. Ю. Лукина, 2010 г.). Комплекс строматопоридеи достаточно представительный и разнообразный по составу, что свидетельствует о благоприятных условиях среды для роста и развития строматопоридеи. Встречаются достаточно примитивные виды, как *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson) [8], и сложные, с узким стратиграфическим распространением. К таким относятся, например, *Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin, известный из верхов скальского горизонта Подолии [17], тукальского горизонта Восточной Сибири [13], *Araneosustroma astroplexum* Антропова из падымейтывисского горизонта западного склона Приполярного Урала [3, 4].

Вид *Plexodictyon savaliense* (Riabinin) широко распространен в лудловских отложениях Подолии (малиновецкий и скальский горизонты) [18], западного склона Среднего Урала (кубинские слои), восточного склона Среднего Урала (банковский горизонт) [9], западного склона Приполярного Урала (падымейтывисский горизонт) [2], также встречается в пржидольских отложениях Монголии (сухэбаторский горизонт) [7]. Вид *Plectostroma intertextum* (Nicholson) известен из венлока западного склона Среднего Урала (воронинские слои) [9], лудлова Подолии (малиновецкий и скальский горизонты) [6], верхнего лландовери Эстонии (зона *Pentamerus estonus*) [11], венлока Англии (Sheinwoodian) [21]. Вид *Densastroma*

himmestum (Riabinin) широко известен из венлока (китайгородский горизонт) и лудлова (малиновецкий и скальский горизонты) Подолии [6, 17], лудлова западного склона Среднего Урала (кубинские слои) [9], лудлова Эстонии (паадлаский горизонт) [11]; *Densastroma astroites* (Rosen) — из лудлова Подолии (скальский горизонт) [6, 17], Эстонии (паадлаский и каугатуманский горизонты) [11], Японии (серия Каваути) [18]. *Desmostroma confertum* Bol'shakova характерен для венлока (мукшинский горизонт) и лудлова (малиновецкий горизонт) Подолии [6], а также венлока (войвывисский горизонт) и лудлова (падымейтывисский горизонт) западного склона Приполярного Урала [3]. *Actinostroma scalense* Riabinin известен из лудлова Подолии (средняя часть скальского горизонта) [17].

Таким образом, комплекс включает пять видов, характерных исключительно для лудловских отложений, и четыре вида широкого стратиграфического распространения, характерных как для венлока, так и для лудлова.

Необходимо отметить, что в органогенной постройке 1, в верхах течения ручья, комплекс строматопоридеи состоит из видов с крупными элементами строения, часто нарушенными зональными ступенями. Это характерно для строматопоридеи, толерантных к условиям среды. Например, виды *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson), *Simplexodictyon kyssuniense* (Riabinin) способны переносить повышение солёности или периодическое заиливание среды [2], что отражается в их каркасе. Нижний прослой (органогенная постройка 2), напротив, сложен видами с тонкой внутренней структурой и регулярным строением, характерными для нормально-морских условий со спокойным гидродинамическим режимом, нормальной солёностью и освещённостью [2].

Заключение

Таксономический состав строматопоридеи в обоих прослоях является смешанным, содержит формы, характерные как для венлока, так и для лудлова, что подтверждает уникальную и сложную специфику осадконакопления и расселения фауны строматопоридеи в период формирования органогенных образований, а также тре-



бует продолжения исследований. Для уточнения возраста требуются дополнительные исследования каждой из групп фауны и подробное изучение условий седиментации, со всеми особенностями, такими, как, например, переотложение осадков или тектонические процессы. Представительность комплекса строматопороидей разреза представляет большой интерес благодаря видам с широким географическим распространением и узкой стратиграфической приуроченностью, которые можно использовать при построении межрегиональной корреляции и для определения путей миграции фауны в силуру.

Работа выполнена при поддержке комплексной программы УрО РАН «Тимано-Североуральский палеобассейн в палеозое. Закономерности динамики биотических комплексов, палеобиогеография и палеоклиматология» (0416-2015-0040).

Описание строматопороидей

Тип Porifera Grant, 1836

Класс Stromatoporoidea Nicholson & Murie, 1878

Отряд Clathrodictyida Bogoyavlenskaya, 1969

Семейство Actinodictyidae Khalfina & Yavorsky, 1973

Род Ecclimadictyon Nestor, 1964

Ecclimadictyon fastigiatum (Nicholson), 1886

Табл. I, фиг. 1a, 1b

1951. *Clathrodictyon fastigiatum* Nich. — Рябинин, с. 20, табл. XIV, фиг. 1.

1964. *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson, 1886) — Nestor, с. 70, табл. XXVI, фиг. 3–5, XXVIII, фиг. 7–8.

1967. *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson): Petryk, с. 16, табл. II, фиг. 1–2.

1968. *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson): Mori, с. 62, табл. VIII, фиг. 1–2.

1976. *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson, 1886): Nestor, с. 54, табл. XI, фиг. 3.

Голотип. Nicholson H. A., 1886, Британский музей (Лондон), с. 43, фиг. 3.

Описание. Ценостеум пластинчатый, толщиной 2–3 мм. Строение ламинарное, ламины толщиной 0.05–0.07 мм, шевронообразно изогнутые. На 1 мм приходится 4 ламины, иногда наблюдаются диссепименты (до 0.01 мм толщиной) различного направления. Галереи изометрические. Астроризы отсутствуют, но иногда наблюдаются пустоты, которые могут иметь отношение к обрывкам астроризальных каналов.

Сравнение. От *E. kirgisikum* (Riabinin) отличается более тонким строением, от *E. quasifastigiatum* Bogoyavlenskaya — отсутствием астроризальных систем.

Распространение. Эстония — нижний силур, адавереский горизонт. О. Готланд — венлокский ярус, Slite Group. Англия — венлокский ярус, Wenlock Limestone. Канада — венлокский ярус, Baillarge Formation. Сибирская платформа, р. Мойеро — венлокский ярус.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Три ценостеума хорошей сохранности, обр. № 2/7-5, 119-1, 147-1.

Род Plexodictyon Nestor, 1964

Plexodictyon savaliense (Riabinin), 1951

Табл. I, фиг. 2a, 2b

1953. *Clathrodictyon savaliense* sp. nov. — Рябинин, с. 32, табл. X, фиг. 1–3.

1973. *Plexodictyon savaliense* (Riab.) — Богоявленская, с. 33, табл. IX, фиг. 1a, 1б; табл. X, фиг. 1a–1в.

1973. *Plexodictyon savaliense* (Riab.) — Большакова, с. 62, табл. V, фиг. 3.

1985. *Plexodictyon savaliense* (Riab.) — Большакова, с. 56, табл. VIII, фиг. 2a, 2б.

Голотип. Рябинин В. Н., 1953, ВНИГРИ, № 390/88. Подолия, лудловский ярус, средняя часть скальского горизонта.

Описание. Ценостеум массивный, полусферический, диаметром до 10 см, высотой до 5 см. Верхняя поверхность гладкая, на нижней — морщинистая эпитека.

Ламинарный каркас пересекается дихотомирующими параламинами, расстояние между которыми от 0.5 до 3.0 мм. В зависимости от расстояния, между параламинами располагается от 2 до 7 этажей каркаса. Толщина ламин 0.05 мм. Инфлескионов — 3–4 на 1 мм. Непосредственно около параламин каркасные пластинки мелкоизогнутые, вследствие чего отмечается наличие маленьких галерей, расположенных вдоль параламин.

Четких астроризальных систем нет, однако иногда наблюдаются пустоты, которые могут быть обрывками астроризальных каналов.

Сравнение. От *P. laminatum* (Riab.) отличается наличием сильнодихотомирующих параламин, от *P. katriense* Nestor отличается неправильными очертаниями галерей. Наличием рядов мелких структур непосредственно вдоль параламин отличается от всех других видов рода.

Распространение. Подолия — лудловский ярус, малиновецкий и скальский горизонты. Западный склон Урала — лудловский ярус, кубинские слои, верхняя пачка. Восточный склон Урала — лудловский ярус, банковский горизонт. Приполярный Урал — лудловский ярус, падымейтывисский горизонт.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Два фрагмента хорошей сохранности, обр. 119/2.

Отряд Actinostromatida Bogoyavlenskaya, 1969.

Семейство Actinostromatidae, Khalfina et Yavorsky, 1973.

Род Actinostroma Nicholson, 1886

Actinostroma scalense Riabinin, 1953

Табл. I, фиг. 3a, 3b

1953. *Actinostroma scalense* sp. nov. — Рябинин, с. 26, табл. VII, фиг. 5–6.

Голотип. Рябинин В. Н., 1953, ВНИГРИ, № 172/88. Подолия, силур, средняя часть скальского горизонта.

Описание. Ценостеум массивный, полусферический, диаметром до 15 см. Нижняя поверхность покрыта концентрическими морщинами.

Ламины параллельные друг другу, 11–13 ламин на 1 мм. Столбики различной толщины: от 0.8 до 1.5 мм на некоторых участках. Они, как правило, длинные и пересекают несколько каркасных этажей. На 1 мм приходится 10 столбиков. Толщина ламин 0.05 мм, столбиков — 0.1 мм. Астроризы отсутствуют.

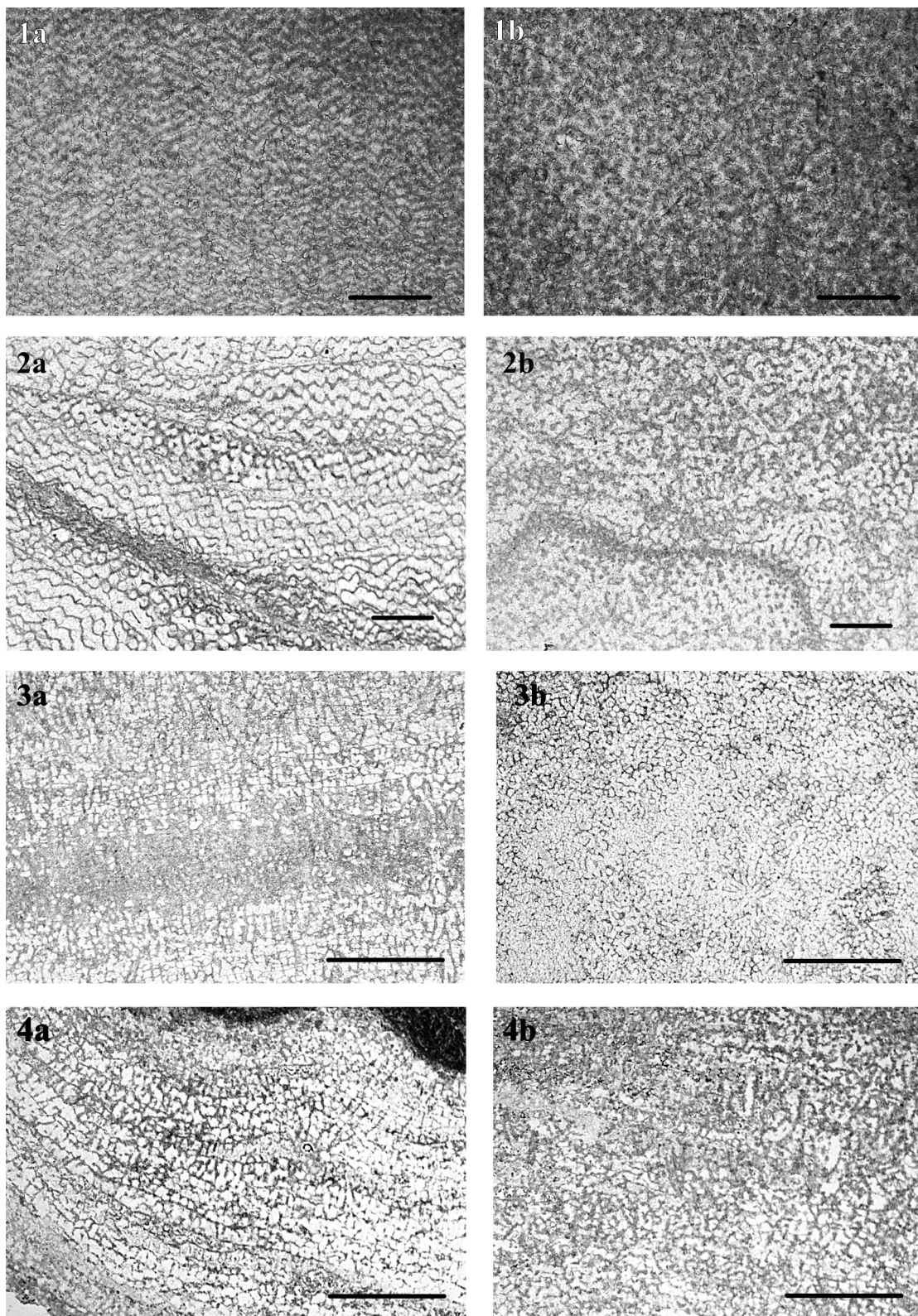
Сравнение. От всех видов рода отличается толстыми столбиками и сильной прерывистостью ламин.

Распространение. Подолия — лудловский ярус, низы скальского горизонта.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Два ценостеума хорошей сохранности, обр. № 148-1, 150-1.

Таблица 1
Table 1



Род *Plectostroma*, Nestor, 1964

***Plectostroma intertextum* (Nicholson), 1892**

Табл. I, фиг. 4a, 4b

1973. *Plectostroma intertextum* (Nicholson) — Большакова, с. 71, табл. VIII, фиг. 3.

Паратип. Большакова Л. Н., 1973, ПИН РАН, с. 71, табл. VIII, фиг. 3.

Описание. Ценостеум пластинчатый, инкрустирующий, толщиной до 2 см. Столбики в основном длинные, прямые и параллельные друг другу, однако ме-

стами встречаются зоны укороченных и искривленных столбиков. На 1 мм 9–10 столбиков. Диаметр столбиков 0.05 мм. Связки расположены беспорядочно, на 1 мм 10–12. Астроризы слабо выраженные, раздутые. Диаметр центрально-астроризального канала 0.04 мм.

Сравнение. От *P. intermedium* (Yavorsky) отличается наличием астрориз и более тонкими столбиками.

Распространение. Подолия — лудлов, скальский горизонт.



Местонахождение. Левый приток р. Падымейтивис, ручей Безымянный.

Материал. Один образец хорошей сохранности, обр. № 147/1.

Семейство Pseudolabechiidae Bogoyavlenskaya, 1969

Подсемейство Labechiinae Bogoyavlenskaya, 1969

Род Desmostroma Bol'chakova, 1969

Desmostroma confertum Bol'chakova, 1973

Табл. II, фиг. 1a, 1b

1973. *Desmostroma confertum* sp. nov. — Большакова, с. 84, табл. XII, фиг. 1.

Голотип. Большакова Л. Н., 1973, ПИН РАН, № 2336/27. Подолия, левый берег реки Мукши, силур, венлок, мукшинский горизонт.

Описание. Ценостеумы массивные, от полусферических до лепешковидных, диаметром 10–12 см, высотой до 4 см.

Колликулы расположены беспорядочно, имеют толщину 0.01 мм. Столбики располагаются пучками на расстоянии 0.4–1.0 мм. На 1 мм — 4–5 пучков. Короткие столбики и столбики второго порядка имеют толщину 0.02–0.03 мм. Иногда наблюдаются сплошные утолщенные столбики толщиной 0.03–0.04 мм.

Астроризальная система хорошо выражена, диаметр центрального астроризального канала 0.5 мм, наблюдаются обрывки ветвящихся горизонтальных каналов диаметром до 0.1 мм.

Сравнение. От всех видов рода отличается центральной частью столбиков, собранных в пучки.

Распространение. Подолия — венлокский ярус, мукшинский горизонт, лудловский ярус, основание малиновецкого горизонта. Приполярный Урал — венлокский ярус, верхняя часть устьдурнаюского горизонта; лудловский ярус, падымейтивисский горизонт.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтивис, ручей Безымянный.

Материал. Один ценостеум отличной сохранности и два фрагмента хорошей сохранности, обр. № 122/1, 148/1.

Семейство Densastromatidae Bogoyavlenskaya, 1974

Род Densastroma Flugel, 1959

Densastroma himmestum (Riabinin), 1951

Табл. II, фиг. 2a, 2b

1951. *Actinostroma himmestum* — Рябинин, с. 8, табл. I, фиг. 1, 2, 5, 6, 7; табл. II, фиг. 1, 2.

1966. *Densastroma himmestum* — Нестор, с. 40, табл. XIII, фиг. 5, 6; табл. XV, фиг. 3, 4.

1973. *Densastroma himmestum* — Большакова, с. 74, табл. IX, фиг. 1, 2.

1973. *Densastroma himmestum* — Богоявленская, с. 40, табл. XV, фиг. 1a, 1b.

Лектотип. Рябинин В. Н., 1951, ВНИГРИ, № 9/185, стр. 8, табл. I, фиг. 1, табл. 2, фиг. 1. Эстония — лудловский ярус. Выбран Х. Э. Нестором (1966, с. 40).

Описание. Ценостеум уплощенно-массивный, до 6 см в диаметре. Поверхность ценостеума сглаженная.

Межламнарные пространства имеют ширину 0.1–0.2 мм. Ширина латилламин 0.2–0.8 мм. В скелете наблюдается преимущественное развитие столбиков. На 1 мм приходится 15–18 ламин и 10–12 столбиков. Астроризальная система хорошо развита, диаметр астроризального канала 0.3–0.4 мм, боковых 0.2–0.1 мм. Боковые каналы дихотомически ветвятся.

Сравнение. От близкого рода *Densastroma astroides* (Rosen) отличается разреженной внутренней структурой ценостеума, широкими межламнарными промежутками, другим типом астрориз.

Распространение. Подолия — нижний силур, венлокский ярус, китайгородский горизонт, черченские слои; верхний силур, лудловский ярус, малиновецкий и скальский горизонты. Эстония — верхний силур, лудловский ярус, паадлацкий горизонт. Средний Урал — верхний силур, лудловский ярус. Приполярный Урал — верхний силур, лудловский ярус, сизимский горизонт.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтивис, ручей Безымянный.

Материал. Два ценостеума удовлетворительной сохранности, обр. № 147/1, № 148/2.

Densastroma astroites (Rosen), 1886

Табл. II, фиг. 3a, 3b

1929. *Actinostroma astroites* (Rosen) — Яворский, с. 79, табл. V, фиг. 1–2.

1953. *Actinostroma astroites* (Rosen) — Рябинин, с. 24, табл. VII, фиг. 1–2.

Паратип. Яворский В. И., 1929, ЦНИГРмузей, с. 79, табл. V, фиг. 1–2.

Описание. Ценостеум полусферический, 10–15 см в диаметре. Нижняя поверхность покрыта концентрическими морщинами.

Строение ламнарное, на 1 мм приходится до 20 ламин и до 15 столбиков, толщина их 0.1 мм. Латилламин толщиной 2 мм. Астроризы многочисленные, расстояние между их центрами 8–10 мм, число боковых каналов 5–6. Диаметр центрального канала 0.10–0.15 мм, боковых 0.05.

Сравнение. От всех видов рода отличается многочисленными астроризами, каналы которых многократно дихотомизируют, а концы каналов заходят в промежутки между другими астроризами.

Распространение. Подолия — лудловский ярус, скальский горизонт, Эстония—лудловский ярус, паадлацкий и каугатуманский горизонты, Япония — лудловский ярус, серия Каваути.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтивис, ручей Безымянный.

Материал. Один ценостеум хорошей сохранности, обр. № 148/2.

Род Araneosustostroma Lessovaja, 1970

Araneosustostroma astroplexum Antropova, 2007

Табл. II, фиг. 4a, 4b

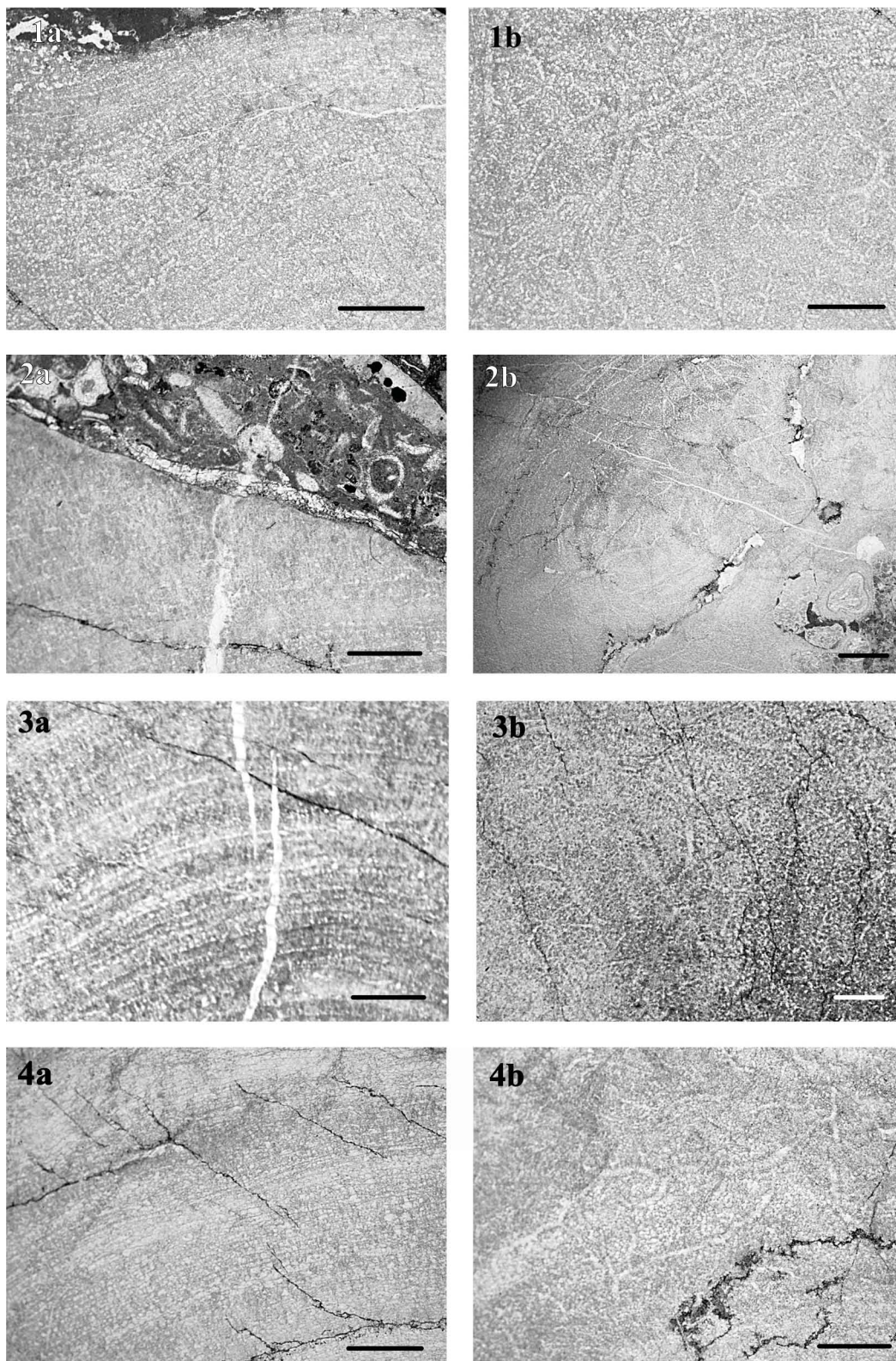
Голотип. Антропова Е. В., 2007, ГМ им. Чернова, № 112/150. Приполярный Урал, р. Кожым; лудловский ярус, падымейтивисский горизонт.

Описание. Ценостеум массивный, до 20 см в длину, до 6 м в высоту.

Ламин тонкие, параллельные друг другу, 15 на 1 мм. Столбики очень тонкие, их толщина 0.005. Столбики могут быть длинные и короткие, прямые и искривленные, часто пересекают 2–4 этажа каркаса. На 1 мм 20–22 столбика.

Астроризальная система развита отчетливо, диаметр отдельных астрориз достигает 8 мм. Расстояние между центрами астрориз 1.0–2.0 мм. Длина горизонтальных каналов до 3.0 мм. Каналы отчетливо дихотомически ветвятся. Их количество у одной астроризы 12–14. Их диаметр 0.07 мм, так же, как и диаметр центрального канала.

Таблица 2
Table 2



Сравнение. От типового вида рода *Araneosustroma fistulosum* Lessovaja отличается меньшими размерами астрориз, немного укрупненными элементами строения и отсутствием пористости столбиков.

Распространение. Приполярный Урал — лудловский ярус, верхняя часть падымейтывисского горизонта.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Один ценостеум хорошей сохранности, обр. №119/1.

Отряд Stromatoporellida Stearn, 1980
Семейство Stromatoporellidae Lecompte, 1951
Род Simplexodictyon Bogoyavlenskaya, 1965
Simplexodictyon kyssuniense (Riabinin), 1939

Табл. III, фиг. 1a, 1b

1939. Simplexodictyon kyssuniense — Рябинин, с. 11, табл. III, фиг. 3, 4.

1973. Simplexodictyon kyssuniense — Богоявленская, с. 49, табл. XXI, фиг. 2.



Non 1985. *Simplexodictyon kyssuniense* — Большакова, с. 64, табл. XV, фиг. 1.

Голотип. Рябинин В. Н., 1939, ЦНИГРМузей, № 4487/25. Печорское Приуралье, р. Кысунья, силур.

Описание. Ценостеум желваковидный. Диаметр основания не превышает 12 см, высота 7 см. Верхняя поверхность гладкая, с небольшими бугорками.

Ламины параллельные. Расстояние между ламинами в осевых зонах бугорков увеличивается до 1 мм, по мере удаления от оси уменьшается до 0.7–0.5 мм. Толщина ламин 0.07 мм, столбики соединяют ламины попарно. Диаметр столбиков 0.1 мм, на 1 мм приходится по два столбика.

Астроризы слабо выражены. В некоторых случаях намечается вертикальный астроризальный канал, особенно выраженный в осевой части бугорков. Диаметр вертикального канала не превышает 0.3–0.5 мм.

Сравнение. Отличается от *Symplexodictyon podolicum* (Yavor.) менее сближенными элементами скелета и менее тонкими столбиками и ламинами.

Распространение. Печорское Приуралье — нижний силур, лландоверийский ярус, маршрутинский горизонт, венлокский ярус, войвывский горизонт; верхний силур, лудловский ярус, низы падымейтывисского горизонта. Западный склон Урала — венлокский ярус, воронинские слои; лудловский ярус, кубинские слои. Восточный склон Урала — лудловский ярус.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Один ценостеум хорошей сохранности, обр. № 2–22.

Отряд Stromatoporida Stearn, 1980

Семейство Stromatoporidae Winchell, 1867

Род Stromatopora Goldfuss, 1826

***Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin, 1953**

1953. *Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin — Рябинин, с. 51, табл. XXIII, фиг. 2, табл. XXIV, фиг. 1

1982. *Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin — Хромых, с. 99, табл. VIII, фиг. 1

Голотип. Рябинин В. Н., 1953, ВНИГРИ, № 145/390. Подолия, лудлов, скальский горизонт.

Описание. Ценостеум полусферический, диаметром 3–4 см, поверхности его сглаженные. Ценостелы имеют диаметр 0.1 мм, изгибаются, на 1 мм их насчитывается 4–5. Каркасные этажи искривлены.

Астроризы многочисленные, сильно разветвленные. Расстояние между центрами астроризальных каналов 3–4 мм, диаметр центрального канала 0.2 мм, боковых до 0.1 мм. Диаметр астроризальных звездочек до 1 см.

Сравнение. От *Stromatopora scalensis* Riabinin отличается наличием развитой астроризальной системы, и более крупным строением каркаса.

Распространение. Подолия — лудловский ярус, верхняя половина скальского горизонта, Восточная Сибирь — нижний лудлов, тукальский горизонт.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, ручей Безымянный.

Материал. Один ценостеум хорошей сохранности, обр. № 122/2.

Семейство Syringostromellidae Stearn, 1980

Род Syringostromella Nestor, 1966

***Syringostromella elegestica* (Riabinin), 1937**

1937. Рябинин В. Н. *Stromatopora elegestica* Riab., с. 16, табл. III, фиг. 3, 4

1963. Яворский В. И. *Stromatopora elegestica* Riab., с. 57, табл. XVII, фиг. 7, 8

Голотип. Яворский В. И., 1963, ЦНИГРМузей, № 2013/7351. Тува — верхний силур.

Описание. Ценостеум пластинчатый, инкрустирующий, размером до 5 см, толщиной 0.5 см. Ценостелы насчитывают 3–5 на 1 мм, диаметр их 0.15–0.16 мм, местами они дихотомируют. Иногда встречаются днища, 6–8 на 1 мм. Радиальных столбиков 4–5 на 1 мм, их диаметр 0.1–0.2 мм.

Астроризы ветвящиеся, диаметр центрального канала 0.3 мм, боковых каналов — 0.1 мм.

Сравнение. От *S. borealis* (Nicholson) отличается тонким строением, утонченными ценостелами и более отчетливыми астроризальными системами.

Распространение. Тува — верхний силур.

Местонахождение. Левый приток р. Падымейтывис, руч. Безымянный.

Материал. Один ценостеум хорошей сохранности, обр. № 2-4/24.

Объяснения палеонтологических таблиц

Каждый экземпляр имеет два изображения: а — продольное сечение, b — поперечное. Шкала на всех изображениях 2 мм.

Таблица I

1a, 1b — *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson), обр. № 2/7-5. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 1. Венлокский ярус (?).

2a, 2b — *Plexodictyon savaliense* (Riabinin), обр. № 119/2. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

3a, 3b — *Actinostroma scalense* Riabinin, обр. № 148-1. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

4a, b — *Plectostroma intertextum* (Nicholson), обр. № 147/1. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

Таблица II

1a, 1b — *Desmostroma confertum* Bol'shakova, обр. № 122/1; Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

2a, 2b — *Densastroma himmestum* (Riabinin), обр. № 147/1. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

3a, 3b — *Densastroma astroites* (Rosen), обр. № 148/2. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

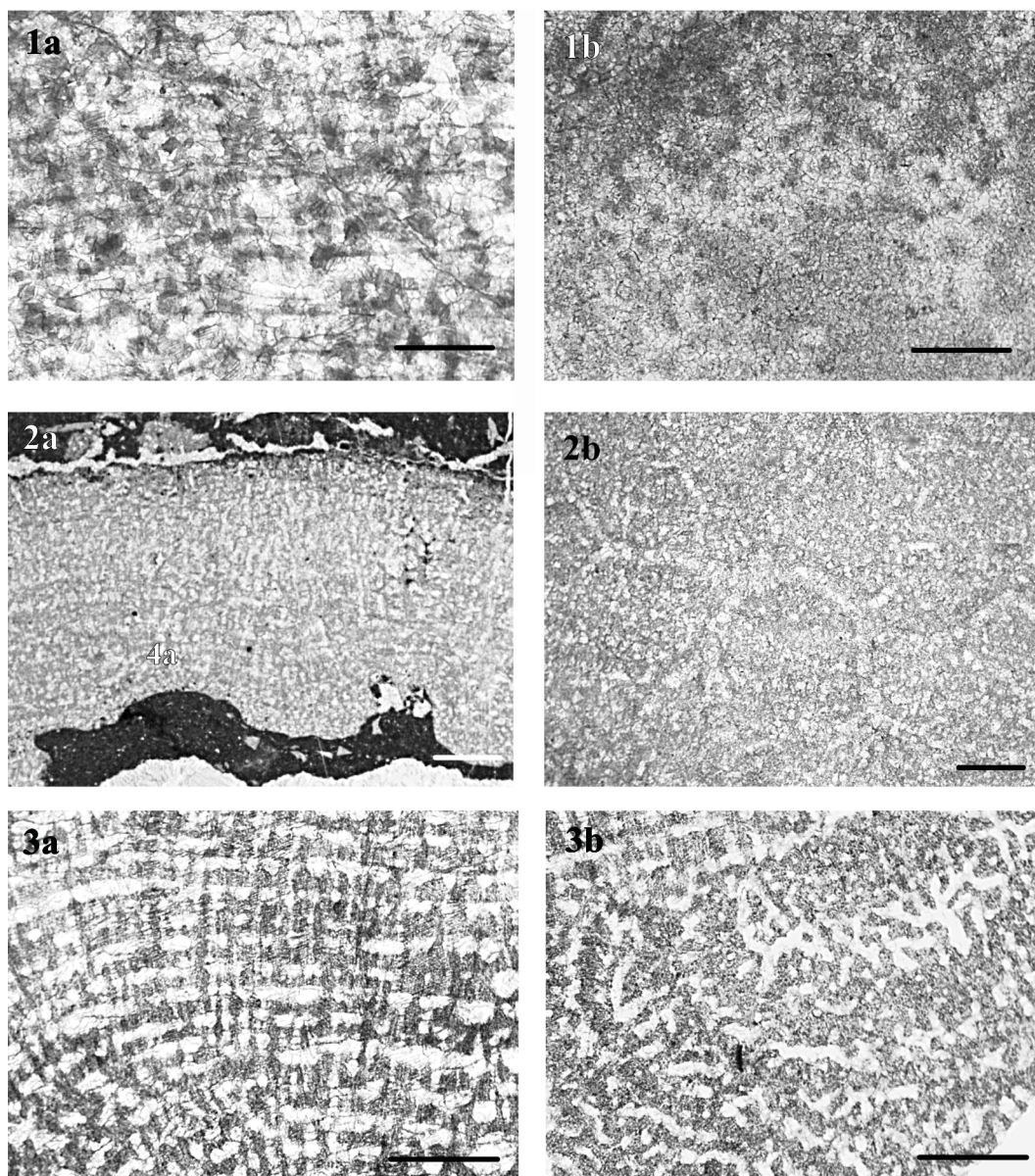
4a, 4b — *Araneosustostroma astroplexum* Antropova, обр. № 119/1. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

Таблица III

1a, 1b — *Simplexodictyon kyssuniense* (Riabinin), обр. № 2–22. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 1. Венлокский ярус (?).

2a, 2b — *Stromatopora dzvenigorodensis* Riabinin, обр. № 122/2. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч.

Таблица 3
Table 3



Безымянный, органогенная постройка 2. Венлокский ярус (?).

3a, 3b — *Syringostromella elegestica* (Riabinin), обр. № 2-4/24. Поднятие Чернова, р. Падымейтывис, руч. Безымянный, органогенная постройка 1. Венлокский ярус (?).

Литература

1. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 32–39.
2. Антропова Е. В. Палеоэкологические и тафономические особенности строматопороидей // Вестник Института геологии. 2006. № 12. С. 7–10.
3. Антропова Е. В. Зональное расчленение силурийского разреза Приполярного Урала по строматопороидеям // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 15-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 4–7.
4. Антропова Е. В. Новые виды строматопороидей из верхнеордовикских и силурийских отложений западного склона Приполярного Урала // Палеонтологический журнал. 2007. № 6. С. 9–11.
5. Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В., Лукин В. Ю., Матвеев В. А. Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 3. С. 14–17.
6. Большакова Л. Н. Строматопороидеи силура и нижнего девона Подолии. М.: Наука, 1973. 135 с.
7. Большакова Л. Н. Строматопороидеи // Палеонтология Монголии: Кораллы и строматопороидеи: ордовик–девон. М., 2003. С. 18–52.
8. Богоявленская О. В. Представители строматопорат из Clathrodictyidae и Actinostromatidae в силуре и девоне Урала // ПЖ. 1965. № 1. С. 39–43.
9. Богоявленская О. В. Силурийские строматопороидеи Урала. М.: Наука, 1973. 94 с.
10. Князев С. А. Силурийские отложения центральной части поднятия Чернова // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1965. Вып. 6. С. 112–120.
11. Нестор Х. Э. Строматопороидеи венлока и лудлова Эстонии. Таллин: Валгус, 1966. 88 с.



12. Нестор Х. Э. Раннепалеозойские строматопороидеи бассейна реки Мойеро (Север Сибирской платформы). Таллин: Валгус, 1976. 96 с.
13. Силур северо-запада Сибирской платформы / Под ред. Б. С. Соколова, Ю. И. Тесакова. Новосибирск: Гео, 2002. 407 с.
14. Чернов Г. А. Силурийские отложения поднятия Чернова // Докл. АН СССР, 1964. С. 843–846.
15. Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М.: Наука, 1972. 318 с.
16. Рябинин В. Н. Палеозойские строматопороидеи Печорского края и Приуралья. Л.: Архангельск. М., 1939. 85 с.
17. Рябинин В. Н. Силурийские строматопороидеи Подольи. Л.-М., 1953. 119 с.
18. Яворский В. И. Stromatoporoidea Советского Союза. М., 1961. Т. III. 143 с.
19. Яворский В. И. Stromatoporoidea Советского Союза. М., 1963. Т. IV. 159 с.
20. Nestor H., Cooper P., Stock C. Late Ordovician and Early Silurian Stromatoporoid Sponges from Anticosti Island, Eastern Canada. Ottawa: NRC Research Press, 2010. 166 p.
21. Nicholson H. A. A monograph of British Stromatoporoids. Monograph. Paleontol. Soc. London. 1886–1892. V. 39. 130 p.
22. Petrik A. A. Some Silurian Stromatoporoids from Northwestern Baffin Island, District of Franklin. Geological Survey of Canada. 1967. 57 p.
23. Savelle J. M. Upper Silurian Stromatoporoids from Somerset Island, Arctic Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 16, № 2. 1979. P. 364–372.
24. 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.
6. Bolshakova L. N. *Stromatoporoidei silura i nizhnego devona Podolii* (Stromatoporoids of Silurian and Lower Devonian of Russia). Moscow, Nauka, 1973, 135 pp.
7. Bolshakova L. N. *Stromatoporoidei* (Stromatoporoids). *Paleontologiya Mongolii*. — *Korally i stromatoporoidei. Ordovik-Devon* (Paleontology of Mongolia — Corals and stromatoporoids. Ordovician-Devonian). Moscow, 2003, pp. 18–52.
8. Bogoyavlenskaya O. V. *Predstaviteli stromatoporat iz Clathrodictyidae i Actinostromatidae v silure i devone Urala* (Stromatoporoid representatives from Clathrodictyidae and Actinostromatidae in Silurian and Devonian Urals). Paleontologicheskii zhurnal, 1965, No. 1, pp. 39–43.
9. Bogoyavlenskaya O. V. *Siluriiskie stromatoporoidei Urala* (Silurian stromatoporoids of the Urals). Moscow, Nauka, 1973, 94 pp.
10. Knyazev S. A. *Siluriiskie otlozheniya tsentralnoi chasti podnyatiya Chernova* (Silurian deposits of central part of Chernov Swell). Geological materials, Komi fil. AN SSSR, 1965, No. 6, pp. 112–120.
11. Nestor H. E. *Stromatoporoidei venloka i ludlova Estonii* (stromatoporoids of Wenlockian and Ludlovian of Estonia). Tallin, Valgus, 1966, 88 pp.
12. Nestor H. E. *Rannepaleozoiskie stromatoporoidei basseina reki Moiero (Sever Sibirskoi platformy)* (Early Paleozoic stromatoporoids of Moiero River basin (Northern Siberian platform)). Tallin, Valgus, 1976, 96 pp.
13. *Silur Severo-Zapada Sibirskoi Platformy* (Silurian of North-West of Siberian platform). Editor Sokolova B. S., Tesakova Yu. I. Novosibirsk, Geo, 2002, 407 pp.
14. Chernov G. A. *Siluriiskie otlozheniya podnyatiya Chernova* (Silurian deposits of Chernov swell). Dokl. AN SSSR, 1964, pp. 843–846.
15. Chernov G. A. *Paleozoi Bolshezemelskoi tundry i perspektivy ego neftegazonosnosti* (Paleozoic of Bolshezemelskaya tundra and prospects of oil and gas content). Moscow, Nauka, 1972, 318 pp.
16. Ryabinin V. N. *Paleozoiskie stromatoporoidei Pechorskogo kraia i Priuralya* (Paleozoic stromatoporoids of Pechora region and Ural region). Leningrad- Arhangelsk-Moscow, 1939, 85 pp.
17. Ryabinin V. N. *Siluriiskie stromatoporoidei Podolii* (Silurian stromatoporoids of Podolia). Leningrad-Moscow, 1953, 119 pp.
18. Yavorskii V. I. *Stromatoporoidea Sovetskogo Soyuz* (Stromatoporoidea of the Soviet Union). V. III, Moscow, 1961, 143 pp.
19. Yavorskii V. I. *Stromatoporoidea Sovetskogo Soyuz* (Stromatoporoidea of the Soviet Union), V. IV, Moscow, 1963, 159 pp.
20. Nestor H., Cooper P., Stock C. Late Ordovician and Early Silurian Stromatoporoid Sponges from Anticosti Island, Eastern Canada. Ottawa: NRC Research Press, 2010, 166 p.
21. Nicholson H. A. A monograph of British Stromatoporoids. Monograph. Paleontol. Soc. London. 1886–1892, v. 39, 130 p.
22. Petrik A. A. Some Silurian Stromatoporoids from Northwestern Baffin Island, District of Franklin. Geological Survey of Canada, 1967, 57 p.
23. Savelle J. M. Upper Silurian Stromatoporoids from Somerset Island, Arctic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 16, #2. 1979, pp. 364–372.
24. 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, pp. 1–70.

References

1. Antoshkina A. I., Beznosova T. M. *Novye dannye po stratigrafii venlokskikh otlozhenii Bolshezemelskoi tundry* (New data on stratigraphy of Wenlockian deposits in Bolshezemelskaya tundra), MOIP, 1988, V. 63, No. 6, pp. 32–39.
2. Antropova E. V. *Paleoekologicheskie i tafonomicheskie osobennosti stromatoporoidei* (Paleoecological and taphonomic features of stromatoporoids). Vestnik of Institute of geology. Syktyvkar, Geoprint, 2006, No. 12, pp. 7–10.
3. Antropova E. V. *Zonalnoe raschlenenie siluriiskogo razreza Pripolyarnogo Urala po stromatoporoideyam. Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta* (Zonal division of Silurian section of Subpolar Urals by stromatoporoids. Structure, substance, history of lithosphere of Timan-Northern Ural segment). Proceedings of 15th conference. Syktyvkar, Geoprint, 2006, pp. 4–7.
4. Antropova E. V. *Novye vidy stromatoporoidei iz verhneordovikskikh i siluriiskikh otlozhenii zapadnogo sklona Pripolyarnogo Urala* (New stromatoporoid species from Upper Devonian and Silurian deposits of western slope of Subpolar Urals). Paleontologicheskii zhurnal, 2007, No. 6, pp. 9–11.
5. Beznosova T. M., Myannik P., Maydl T. V., Lukin V. Yu., Matveev V. A. *Usloviya osadkonakopleniya i biota na rubezhe llando-veri i venloka (podnyatie Chernova)* (Sedimentation conditions and biota at Llandovery-Wenlockian boundary (Chernov swell)). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, No. 3, 2014, pp. 14–17.



СРАВНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

О. М. Тришина, Ф. Ф. Горбачевич, В. Р. Ветрин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

trishina@geoksc.apatity.ru

Изучены петрофизические свойства метавулканитов материнской свиты Печенгской палеорифтогенной структуры и пород массива западной части оз. Чудзьявр. Метавулканиты Печенгской структуры метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой, а породы массива оз. Чудзьявр — амфиболитовой фаций. Проведена оценка упругой анизотропии пород методом акустополарископии, выполнены определения плотности, скорости продольных и поперечных волн и др. в лабораторных условиях. Проведено моделирование плотности, скоростных характеристик пород с целью оценки их глубинных свойств. По данным лабораторных исследований, образцы пренит-пумпеллиитовой фации показывают большие значения плотности, скорости продольных и поперечных волн, чем образцы амфиболитовой фации. Показано, что модельные (вычисленные) плотности, скоростные характеристики пород массива оз. Чудзьявр значительно превышают экспериментальные данные. Метод акустополарископии позволяет визуаль-но отличить породы пренит-пумпеллиитовой от амфиболитовой фации метаморфизма.

Ключевые слова: порода, метаморфизм, плотность, скорость, анизотропия, акустополарископия.

COMPARISON OF PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF PRENITE-PUMPELLYITE AND AMPHIBOLITE METAMORPHIC FACIES (KOLA PENINSULA)

O. M. Trishina, F. F. Gorbachevich, V. R. Vetrin

Geological Institute of KSC RAS, Apatity

Petrophysical properties of the metavolcanites from the Matert Fm of the Pechenga palaeorift structure and the massif rocks of western Lake Chudzyavr have been studied. Metavolcanites of the Pechenga structure are metamorphosed at prehnite-pumpellyite and massif rocks of Lake Chudzyavr — at amphibolite facies. An assessment of the rock elastic anisotropy by the acoustopolariscopy method has been made, the densities, compression and shear wave velocities et al. have been determined in lab conditions. The simulation of density, velocity characteristics of the rocks has been carried out in order to assess their deep properties. According to the laboratory studies, the samples of prehnite-pumpellyite facies show greater densities, compression and shear wave velocities than those of amphibolite facies. It was shown that the model (calculated) densities, velocity characteristics of the massif rocks from Lake Chudzyavr were much greater than the experimental data. A comparison of the acoustopolarigrams shows that using the acoustopolariscopy method one can visually distinguish rocks of prehnite- pumpellyite facies from those of amphibolite facies of metamorphism.

Keywords: rocks, metamorphism, density, velocity, anisotropy, acoustopolariscopy.

Введение

В районе верхнего течения р. Соукерйюки, расположенном в северной части палеопротерозойской Печенгской палеорифтогенной структуры, обследованы метавулкани-ты материнской свиты пыльгуярвинской серии, а также дайковые тела интрузивных пород — габбродиабазов, габ-бро (рис. 1). Метавулкани-ты представлены породами ба-зальтового состава, метаморфизованными в условиях пре-нит-пумпеллиитовой фации ($P = 3\text{--}6$ кбар, $T = 0\text{--}250$ °C): диабазами, шаровыми лавами, лаво- и туфобрекчия-ми, туфами, на долю которых приходится главная часть объема толщи. Среди интрузивных образований наибо-лее распространены метагаббродиабазы, образующие те-ла северо-восточного и меридионального простирания. Текстура пород массивная. К главным породообразую-щим минералам относятся плагиоклаз (Pl), хлорит (Chl), актинолит (Act), кварц (Qz). Присутствуют второстепен-ные и аксессуарные минералы — флогопит, эпидот, иль-менит, ортоклаз, апатит, серпентин, карбонат, пренит. Образцы шлифов пренит-пумпеллиитовой фации мета-морфизма представлены на рис. 2.

Массив западной части оз. Чудзьявр сложен поро-дами высокотемпературной амфиболитовой фации. РТ-условия их образования составляют $P = 3\text{--}5$ кбар, $T =$

710–790 °C [6]. Рассматриваемый участок расположен в юго-восточной части Кольско-Норвежского блока, ко-торый формировался в условиях пассивной континен-тальной окраины (рис. 3). По составу гранитоиды пред-ставлены главным образом тоналитами и трондьемита-ми, местами микроклинизированы и в этом случае соот-ветствуют гранитам и кварцевым монцонитам. Шлифы образцов амфиболитовой фации метаморфизма показан-ны на рис. 4.

Целью исследования является сравнение петро-физических характеристик пород пренит-пумпеллиит-овой (Печенгский район) и амфиболитовой (район оз. Чудзьявр) фаций метаморфизма. Сравнение производи-лось по плотности, скорости распространения продоль-ных и поперечных волн, показателям упругой анизотро-пии и др. Для этой цели было отобрано по 6 образцов той и другой разновидности пород, из которых изготовлены шлифы и образцы в форме куба с ребром 2.5–3 см.

Методика

Вначале было выполнено петрографическое описа-ние и определен минеральный состав пород пренит-пум-пеллиитовой и амфиболитовой фаций (табл. 1). Затем ме-тодом Архимеда определили плотность пород. Скорости

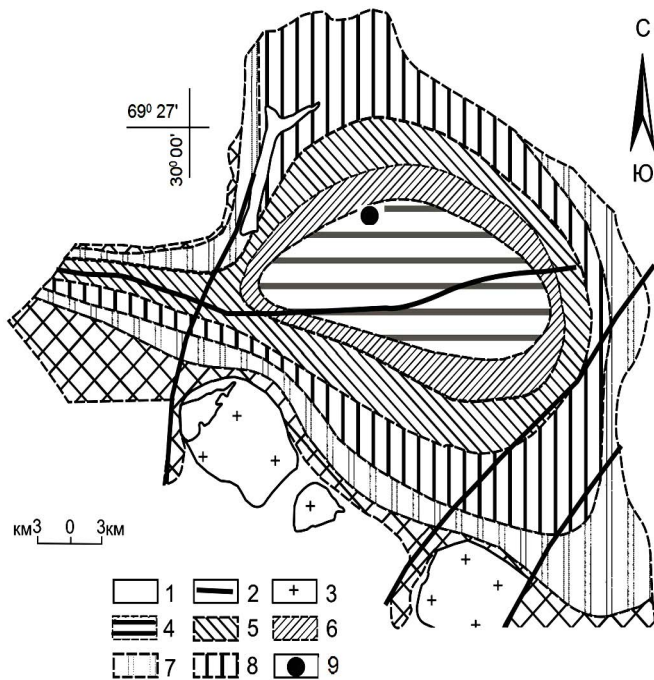


Рис. 1. Карта метаморфических фаций Печенгской структуры [Петров, 1999] с участком отбора образцов: 1 — породы архейского фундамента, 2 — разрывные нарушения, 3 — гранитоиды, 4–8 — метаморфические зоны: 4 — пренит-пумпеллитовая, 5 — хлорит-актинолитовая с пренитом, 6 — хлорит-актинолитовая, 7 — биотит-актинолитовая, 8 — эпидот-роговообманковая, 9 — место отбора образцов

Fig. 1. Map of metamorphic facies of the Pechenga structure [Petrov, 1999] with the sampling site. 1 — the Archaean basement rocks, 2 — rock fractures, 3 — granites, 4–8 — metamorphic zones: 4 — prehnite-pumpellyite, 5 — chlorite-actinolite with prehnite, 6 — chlorite-actinolite, 7 — biotite-actinolite, 8 — epidote-hornblende, 9 — the sampling site

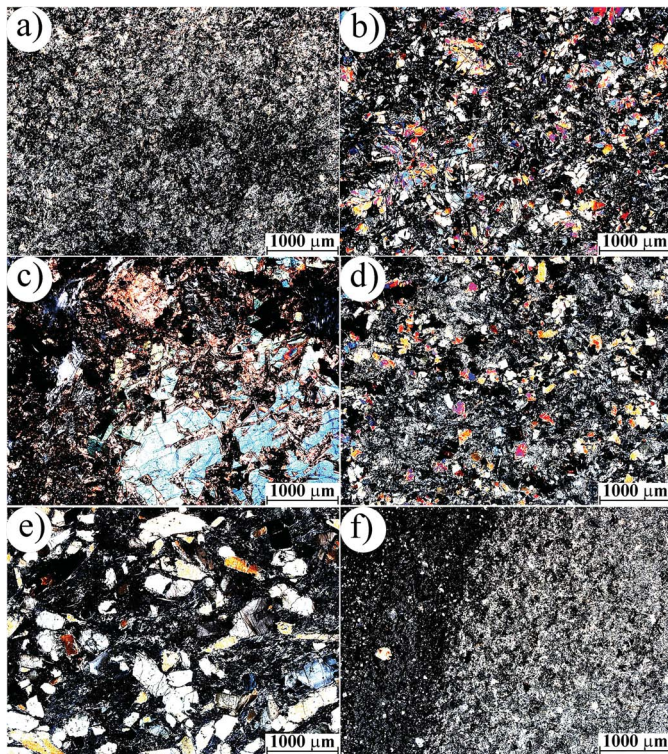


Рис. 2. Шлифы образцов пренит-пумпеллитовой фации: а) P-13-31-1; б) P-13-33-1а; в) P-13-34-1; д) P-13-35-1; е) P-13-36-1; ф) P-13-36-2

Fig. 2. Thin sections of the samples of prehnite-pumpellyite facies (r. Soukeryoki: а) P-13-31-1; б) P-13-33-1а; в) P-13-34-1; д) P-13-35-1; е) P-13-36-1; ф) P-13-36-2

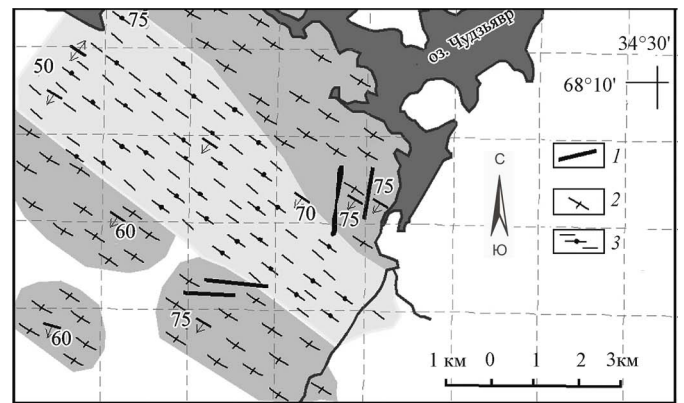


Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка Чудзьявр: 1 — дайки габбро-амфиболитов, 2 — тоналиты, эндербиты, 3 — гранат-биотитовые гнейсы

Fig. 3. Geological sketch map of the Chudzyavr area. 1 — dikes of gabbro-amphibolite, 2 — tonalite, enderbite, 3 — garnet-biotite gneiss

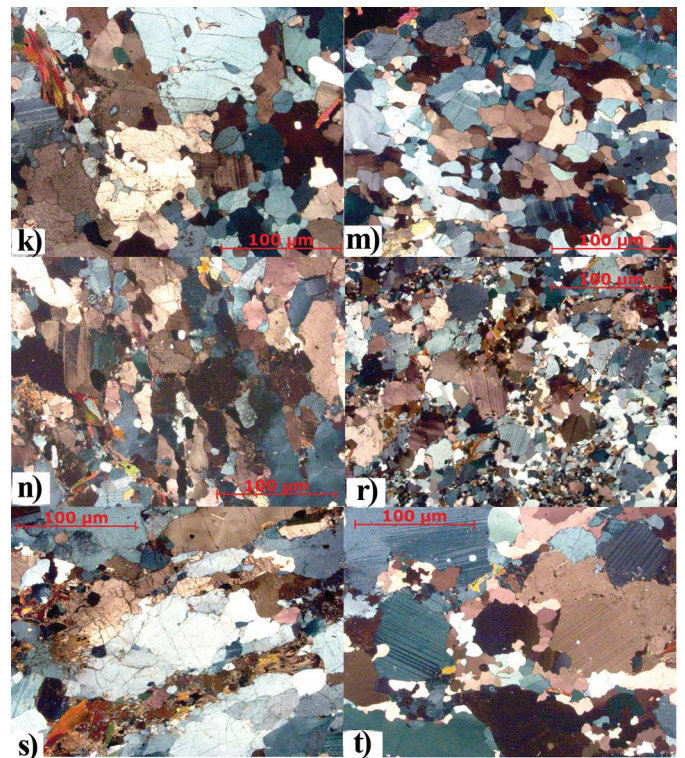


Рис. 4. Шлифы образцов амфиболитовой фации: к) CHU-10-02; м) CHU-10-03-1; н) CHU-10-08-1; р) CHU-10-11а; с) CHU-10-096; т) CHU-10-20-1

Fig. 4. Thin sections of the samples of amphibolite facies (Lake Chudzyavr): к) CHU-10-02; м) CHU-10-03-1; н) CHU-10-08-1; р) CHU-10-11а; с) CHU-10-096; т) CHU-10-20-1

распространения продольных и поперечных волн вычисляли с использованием акустополаризационного метода, представляющего собой аналог оптического поляризационного метода [3, 4]. В конструкции акустополарископа имеется поворотная платформа, на которой закрепляется образец. Прибор содержит излучатель и приемник чисто поперечных линейно-поляризованных ультразвуковых колебаний, гониометр и указатель угла поворота платформы. Датчики акустополарископа соединены с ультразвуковым дефектоскопом. Измерения осуществлялись на рабочей частоте прибора 1.2 МГц.

Перед измерениями образец устанавливали на поворотную платформу. На рабочие поверхности излучателя и приемника наносили контактную среду, хорошо проводящую сдвиговые волны. В процессе измерений электропривод поворачивает платформу в пределах полного



Таблица 1. Минеральный состав и структуры пород района р. Соукерйоки и массива оз. Чудзьявр
 Table 1. The mineral composition and texture of rocks in the area of the river Soukeryoki and massif of Lake Chudzyavr

Номер образца Sample No.	Минеральный состав, % Mineral composition	Структура Texture	Определение породы Type of rocks
Пренит-пумпеллиитовая фация Prenite-pumpelliite facies			
P-13-31-1	Pl-43.3; Chl-16.1; Act-14.1; Qz-6; Phl-1.2; Ilm-2.8; Op-4.8; Ap-0.3; Srp-4.1; Cb-4.3	Мелкозернистая, массивная Small-grained, massive	Метадиабаз Metadiabase
P-13-33-1a	Pl-48.3; Chl-33.2; Qz-0.5; Phl-0.7; Ilm-2.6; Op-4; Ap-0.3; Srp-9; Cb-1.4	Мелкозернистая, массивная, габродиа- базовая, нерассланцованная Small-grained, massive, gabbrodiabase, non-foliated	Метагаббродиабаз Metagabbrodiabase
P-13-34-1	Pl-44.3; Chl-30; Qz-2.2; Phl-2.8; Ilm-2.8; Op-6.3; Ap-0.2; Srp-6; Ep-5; Cb-0.4	Средне-неравномерно-зернистая, мас- сивная, габбровая medium-grained, massive, gabbro	Метагаббро metagabbro
P-13-35-1	Pl-38.4; Chl-37.2; Qz-6.7; Ilm-4.2; Op-7.6; Ap-0.5; Srp-3; Cb-0.3; Пренит-2.1	Мелкозернистая, массивная Small-grained, massive	Метагаббродиабаз Metagabbrodiabase
P-13-36-1	Pl-44.1; Chl-14; Act-22.6; Phl-0.5; Ilm-4.3; Op-6.8; Ap-0.5; Srp-7; Cb-0.2	Мелкозернистая, массивная Small-grained, massive	Пироксеновый пикрит Pyroxene picrite
P-13-36-2	Pl-44.1; Chl-14; Act-22.6; Phl-0.5; Ilm-4.3; Op-6.8; Ap-0.5; Srp-7; Cb-0.2	Мелкозернистая, массивная Small-grained, massive	Метагаббро metagabbro
Амфиболитовая фация Amphibolite facies			
CHU-10-02	Оpx-(5-7); Bt-5; Pl-50; Qtz-35; Op-(3-5); Ap<1	Бластогранитная Blastogranitic	Эндербит Enderbite
CHU-10-03-1	Оpx-(10-12); Hbl-(3-5); Bt-(10-15); Pl-40; Qtz-25; Op-5; Ap<1	Бластогранитная, аллотриоморфнозер- нистая Blastogranitic, allotriomorphic	Эндербит Enderbite
CHU-10-08-1	Оpx-2; Сpx-5; Hbl-3; Bt-8; Op-2; Pl-55; Qtz-25; Ap<1	Гранобластовая, местами коррозийно- метасоматическая Granoblastic, in places – corrosional metasomatic	Эндербит Enderbite
CHU-10-11a	Сpx-10, Оpx-4, Bt-5, Hbl-2, Op-2, Pl-47, Qtz-30, Ap<1	Бластогранитная Blastogranitic	Эндербит Enderbite
CHU-10-096	Bt-15; Pl-54; Qtz-30; Op<1; Ap; Aln; Cal; Zr<1	Гранобластовая Granoblastic	Тоналит Tonalite
CHU-10-20-1	Bt-5; Pl-60; Qtz-35; Ap; Op<1	Бластогранитная Blastogranitic	Тоналит Tonalite

угла на 360° [5]. В точках наблюдений на экране ультразвукового прибора фиксировали амплитуду огибающей импульса проходящих колебаний.

Измерения проводили в два этапа: сначала при параллельных (ВП), затем — при скрещенных на 90° (ВС) векторах поляризации. Измерения выполняли на всех трех парах граней кубического образца. Для всех образцов были получены акустополариграммы, по которым определялась ориентировка проекций элементов упру- гой симметрии на трех гранях куба. Данные проекции являются направлениями, в которых скорости попереч- ных колебаний принимают экстремальные значения [4].

Петрофизические свойства образцов приведены в табл. 2. В ней представлены плотность, скорости V_{ij} , по- казатели анизотропии A_p и B_s . Результаты измерений ве- личин скорости распространения продольных (V_p) и по- перечных (V_s) колебаний по всем граням кубического образца приведены в виде квазиматрицы [4]:

$$V_{ij} = \begin{pmatrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где V_{11} , V_{22} , V_{33} — скорости распространения продольных колебаний, измеренные в направлениях 1-1', 2-2', 3-3'; V_{12} , V_{13} — скорости распространения поперечных ко- лебаний, измеренные в направлении 1-1' при ориентиро- вке векторов поляризации (ОВП) в направлении 2-2', 3-3'; V_{21} , V_{23} — в направлении 2-2' при ориентировке вектора поляризации излучателя поперечных колебаний (ВП) в направлении 1-1', 3-3'; V_{31} , V_{32} — в направлении 3-3' при ОВП в направлении 1-1', 2-2' соответственно.

Показатели анизотропии вычисляли по формуле:

$$A_p = \frac{1}{V_{cp}} \cdot \sqrt{(V_{11} - V_{cp})^2 + (V_{22} - V_{cp})^2 + (V_{33} - V_{cp})^2}, \quad (2)$$

где $V_{cp} = (V_{11} + V_{22} + V_{33}) / 3$ — величина средней ско- рости распространения продольных колебаний в анизо- тропном образце.

Для оценки степени анизотропии образца по скоро- сти поперечных колебаний рассчитывали обобщенный показатель анизотропии B_s . Величину B_s вычисляли по формуле [4]:

$$B_s = \sqrt{B_1^2 + B_2^2 + B_3^2}, \quad (3)$$



$$\text{где } B_1 = \frac{2 \cdot (V_{12} - V_{13})}{(V_{12} + V_{13})}; B_2 = \frac{2 \cdot (V_{21} - V_{23})}{(V_{21} + V_{23})}; B_3 = \frac{2 \cdot (V_{31} - V_{32})}{(V_{31} + V_{32})}$$

коэффициенты двулучепреломления поперечных волн, определенных соответственно для направлений 1-1', 2-2', 3-3'. В табл. 2 также даны средние величины скорости продольной волны для образца, рассчитанные как $V_{PR} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$. Средние величины скорости поперечной волны определены как $V_{SR} = (V_{12} + V_{13} + V_{21} + V_{23} + V_{31} + V_{32})/6$.

Обсуждение результатов

Анализ акустополариграмм (рис. 5) образцов пренит-пумпеллитовой фации дает возможность предположить, что данные породы близки к квазиизотропным. На некоторых образцах акустополариграммы ВС минимальны и занимают область, близкую к началу координат, что не дает возможности определить направления элементов симметрии. В положении ВС зарегистрированы акустополариграммы малого размера за исключением

обр. Р-13-31-1 (границы 2-2' и 3-3'); Р-13-34-1 (границы 1-1' и 3-3'); Р-13-36-1 (границы 2-2' и 3-3'). Это подтверждает и вид текстуры пород (рис. 2). Она массивная, мелкозернистая, в основном без преимущественной направленности зерен, что также характеризует образцы как квазиизотропные. Образцы Р-13-34-1 (границы 2-2' и 3-3'), Р-13-36-1 (границы 2-2', 3-3') и Р-13-36-1 (все грани) показывают наличие эффекта ЛААП. Эффект ЛААП на образцах Р-13-34-1 и Р-13-36-1 может обуславливаться присутствием зерен значительно большего размера. На образце Р-13-36-2 имеется зона контакта, что также оказывает влияние на проявление эффекта ЛААП.

Анализ акустополариграмм образцов амфиболитовой фации (рис. 6) показывает наличие минимумов амплитуд на круговых диаграммах, полученных при скрещенных векторах поляризации (ВС), что указывает на присутствие элементов симметрии в строении образцов. Практически на всех представленных образцах: СНУ-10-02 (границы 1-1', 3-3'), СНУ-10-03-1 (все грани), СНУ-10-08-1 (границы 1-1', 2-2'), СНУ-10-09b (грань 3-3'), СНУ-

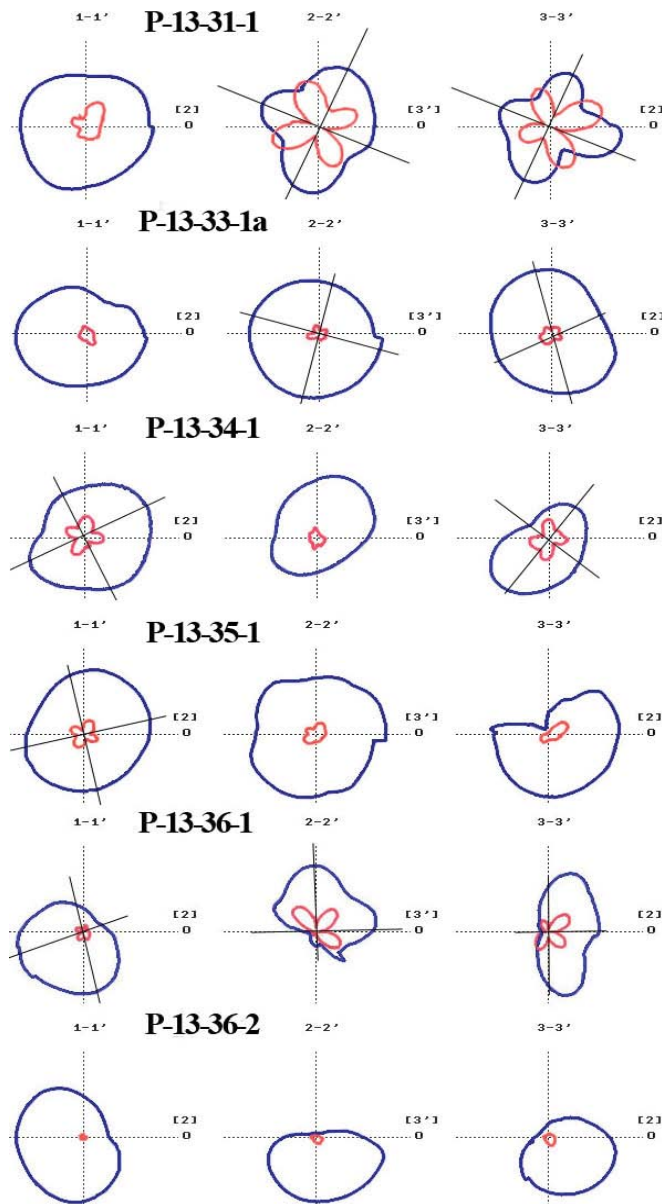


Рис. 5. Акустополариграммы пренит-пумпеллитовой фации (р. Соукерйюки). Синяя линия — векторы параллельны, красная — скрещены

Fig. 5. Acoustopolarigrams of prehnite-pumpellyite facies (r. Soukeryoki). Blue line — parallel vectors, red line — crossed vectors

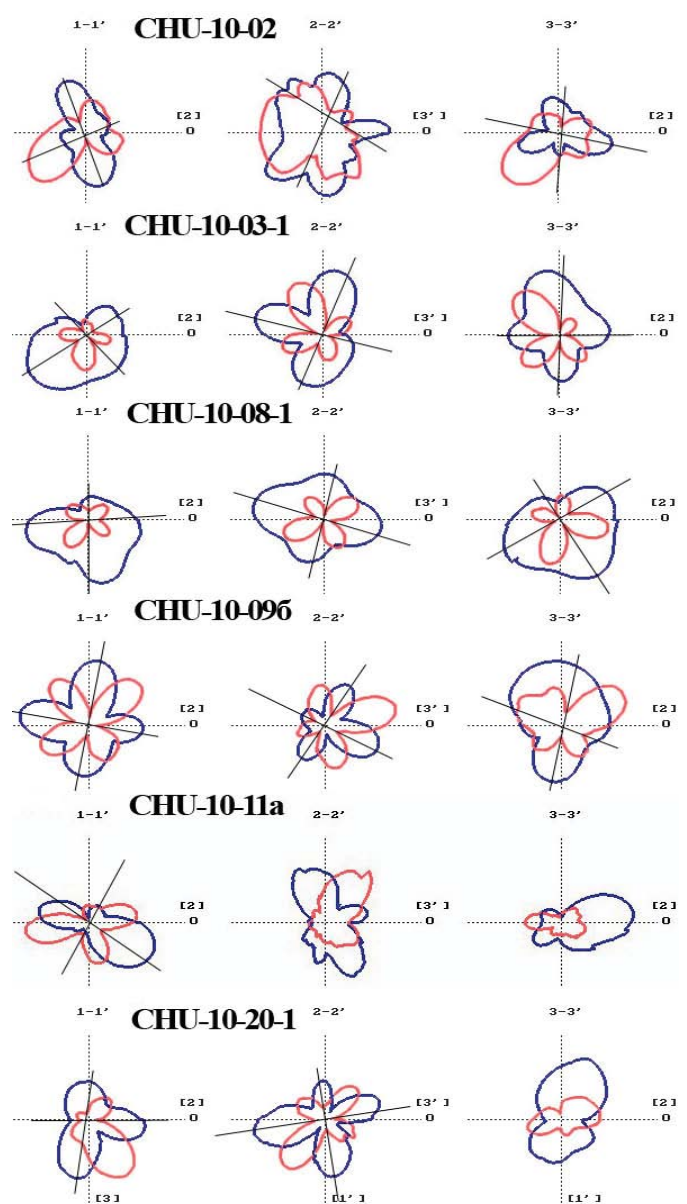


Рис. 6. Акустополариграммы амфиболитовой фации (оз. Чудзьявр). Синяя линия — векторы параллельны, красная — скрещены

Fig. 6. Acoustopolarigrams of amphibolite facies (Lake Chudzyavr). Blue line — parallel vectors, red line — crossed vectors



10-20-1 (границы 1-1', 3-3') — имеется эффект линейной акустической анизотропии поглощения ЛААП, о чем свидетельствует уплощение на акустополариграммах, полученное при положении ВП.

На представленных образцах (CHU-10-02, CHU-10-09b, CHU-10-20-1) обнаружен эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ), который характеризуется наличием аномально больших акустополариграмм, полученных при положении ВС [4]. Впервые эффекты ЛААП и ДСВ были обнаружены на образцах СГ-3 [7]. Наличие этих эффектов можно объяснить структурной неоднородностью образцов, направленной ориентировкой зерен минералов. Изломанность линий, очерчивающих акустополариграммы ВП и ВС, указывают на существенные внутренние неоднородности в строении образцов. Это подтверждается структурой шлифов образцов амфиболитовой фации (рис. 4). Например, шлиф образца CHU-10-02 показывает присутствие крупных мине-

ральных зерен с хаотичной ориентацией кристаллографических осей. Шлиф образца CHU-10-03-1 имеет более упорядоченную структуру, что и отражено на его акустополариграммах. Таким образом, акустополариграммы показывают степень упорядоченности или неупорядоченности структуры образца.

Сравнение петрофизических свойств фаций (табл. 2) показывает, что характер изменения экспериментально измеренной плотности (ρ_R) варьирует в пределах 2.59–3.03 г/см³ для пород пренит-пумпеллиитовой фации и 2.56–2.89 г/см³ для образцов амфиболитовой фации метаморфизма. Средние показатели плотности образцов пренит-пумпеллиитовой фации — (2.83 ± 0.2) г/см³ — выше, чем амфиболитовой — (2.67 ± 0.11) г/см³.

Обзор данных квазиматриц скорости V_{ij} показывает (табл. 2), что каждая из скоростных характеристик пород содержит определенную (детерминированную) и некоторую случайную (флуктуационную) составляющие.

Таблица 2. Петрофизические свойства образцов пренит-пумпеллиитовой и амфиболитовой фаций (экспериментальные и расчетные данные)

Table 2. Petrophysical properties of the samples of the prehnite-pumpellyite and amphibolite facies (experimental and calculated data)

Номер образца Sample No.	Наименование породы Rocks	Матрица скорости V_{ij} , км/с Velocity matrix	$A_p, \%$	$B_s, \%$	$\rho_R, \text{г/см}^3$	$\rho_C, \text{г/см}^3$	$V_{PR}, \text{км/с}$	$V_{PC}, \text{км/с}$	$V_{SR}, \text{км/с}$	$V_{SC}, \text{км/с}$
Пренит-пумпеллиитовая фация Prenite-pumpellyite facies										
P-13-31-1	Метадиабаз Metadiabase	6.40 3.27 3.25 3.87 6.32 4.21 3.60 3.61 5.93	5.6	8.4	2.63	2.90	6.22	6.18	3.64	3.41
P-13-33-1a	Габбродиабаз Gabbrodiabase	6.76 3.63 3.57 3.51 6.46 3.46 3.78 3.73 6.74	3.5	2.5	2.99	2.89	6.65	6.15	3.61	3.28
P-13-34-1	Габбро Gabbro	6.25 3.78 3.60 3.69 7.09 3.81 3.59 3.48 6.12	11.5	6.6	2.73	2.97	6.49	6.27	3.66	3.37
P-13-35-1	Габбродиабаз Gabbrodiabase	7.50 3.95 4.16 3.33 5.75 3.24 3.61 3.66 6.36	18.9	6.0	2.98	3.01	6.54	6.23	3.66	3.37
P-13-36-1	Пироксеновый пикрит Pyroxene picrite	6.25 3.61 3.47 3.44 6.57 3.49 3.51 3.53 6.53	3.8	4.1	3.03	2.99	6.45	6.44	3.51	3.49
P-13-36-2	Метаббро Metagabbro	5.38 2.89 2.86 2.81 5.95 2.80 3.11 3.45 5.43	8.0	10.4	2.59	2.99	5.59	6.44	2.99	3.49
Среднее Average					2.83 ± 0.2	2.96 ± 0.1	6.33 ± 0.4	6.29 ± 0.2	3.52 ± 0.3	3.41 ± 0.1
Амфиболитовая фация Amphibolite facies										
CHU-10-02	Эндербит Enderbite	3.59 2.66 2.58 2.67 3.94 2.61 2.69 2.67 3.88	6.9	3.8	2.61	2.73	3.81	5.99	2.65	3.56
CHU-10-03-1	Эндербит Enderbite	4.12 2.99 2.84 2.76 4.22 2.82 2.96 2.85 4.16	1.7	6.7	2.67	2.83	4.17	6.08	2.87	3.56
CHU-10-08-1	Эндербит Enderbite	5.17 2.82 3.28 3.42 5.13 3.34 2.81 3.30 4.85	4.8	22	2.66	2.71	5.05	5.99	3.16	3.48
CHU-10-09b	Тоналит Tonalite	5.02 3.42 3.35 3.21 5.44 3.36 3.08 3.22 4.72	10.1	6.8	2.89	2.66	5.06	5.79	3.27	3.41
CHU-10-11a	Эндербит Enderbite	4.43 2.89 2.85 2.78 4.25 2.78 2.91 2.91 4.23	3.6	1.5	2.63	2.74	4.30	6.13	2.85	3.61
CHU-10-20-1	Тоналит Tonalite	4.81 3.22 3.10 3.24 4.88 3.09 3.09 3.09 4.56	5.0	6.1	2.56	2.62	4.75	5.84	3.14	3.46
Среднее Average					2.67 ± 0.11	2.72 ± 0.07	4.53 ± 0.47	5.97 ± 0.13	3.00 ± 0.22	3.52 ± 0.07



Наибольшие и наименьшие значения средней скорости распространения продольных колебаний (V_{PR}), замеренных в образцах в лабораторных условиях, изменяются в пределах 5.59–6.65 км/с для пренит-пумпеллиитовой и 3.81–5.06 км/с для амфиболитовой фаций. Скорости поперечных волн (V_{SR}), зарегистрированные в образцах в лабораторных условиях, варьируют в пределах 2.99–3.66 км/с (пренит-пумпеллиитовая) и 2.65–3.27 км/с (амфиболитовая фация).

Средние скорости продольных и поперечных волн образцов разных фаций показывают те же тенденции, что и средние плотности. Для пород пренит-пумпеллиитовой фации $V_{PR} = (6.33 \pm 0.4)$ км/с, $V_{SR} = (3.52 \pm 0.3)$ км/с. Породы амфиболитовой фации характеризуются меньшими величинами: $V_{PR} = (4.53 \pm 0.47)$ км/с, $V_{SR} = (3.00 \pm 0.22)$ км/с. Такая разница обусловлена тем, что породы амфиболитовой фации по сравнению с пренит-пумпеллиитовой проходят дополнительные стадии метаморфических преобразований. В породах образуются сугубо метаморфические минералы — амфибол, биотит и др. Под воздействием неоднородно распределенных РТ-условий возникают локальные структурные неоднородности, сопровождаемые внутри- и межзерновой пористостью.

Дополнительно к действиям этих факторов образцы пород, отобранные на земной поверхности, из-за влияния процессов выветривания и др. имеют более низкие плотностные и скоростные характеристики (ρ , V_P , V_S), чем те, которыми они обладают на глубинах 0.1–3 км. Этот диапазон глубин наиболее интересен для разведочной геофизики. В ряде работ показано, что различия в показателях ρ , V_P , V_S на этих глубинах определяются их минеральным составом [1, 2, 7, 8, 11]. Поэтому авторами выполнен расчет величин плотности и скорости распространения продольных и поперечных волн по минеральному составу породы. Расчеты выполнены по формуле [1]:

$$\ln V_k = \frac{\sum \ln V_i P_i}{\sum P_i}, \quad (4)$$

где V_k — средняя расчетная скорость в породе, V_i — средняя скорость в каждом минерале, P_i — парциальная доля минерала, составляющего породу.

В качестве исходных данных взят минеральный состав породы и соответствующие средние величины скорости в каждом конкретном минерале [1, 9]. Для рассчитанных по минеральному составу величины плотности (ρ_c) варьируют в пределах 2.89–3.01 г/см³ для пород пренит-пумпеллиитовой фации и 2.62–2.83 г/см³ для образцов амфиболитовой фации метаморфизма. Средние плотности для всей разновидности образцов пренит-пумпеллиитовой фации равны (2.96 ± 0.1) г/см³, амфиболитовой — (2.72 ± 0.07) г/см³. Рассчитанные плотности выше экспериментально измеренных, так как в первых не учитывается пористость, свойственная реальным образцам.

Пределы изменений расчетных величин скорости распространения продольных волн (V_{PC}) составляют 6.15–6.44 км/с для пород пренит-пумпеллиитовой фации и 5.84–6.13 км/с для амфиболитовой. Диапазон поперечных скоростей (V_{SC}), рассчитанных по минеральному составу, составляет 3.28–3.49 и 3.41–3.61 км/с соответственно. Средние расчетные скорости для всей разновидности образцов пренит-пумпеллиитовой фации равны (3.41 ± 0.1) км/с, амфиболитовой — (3.52 ± 0.07) км/с. Экспериментально измеренные и расчетные величины

продольных скоростей не различаются в пределах разброса данных. Некоторое различие наблюдается в значениях скорости поперечных волн. Для пород амфиболитовой фации величины расчетных скоростей существенно выше, чем экспериментальных. Наблюдается значительный разброс данных, измеренных экспериментально в образцах амфиболитовой фации. Рассчитанные продольные скорости пренит-пумпеллиитовой фации, как и плотности, выше расчетных для амфиболитовой.

Полученные величины коэффициентов упругой анизотропии показали (табл. 2), что образцы пород района р. Соукерйоки являются как слабо-, так и сильноанизотропными. Рассчитанные на основе скорости продольных волн коэффициенты изменяются в пределах $A_P = 3.6$ –19 %. Показатель, рассчитанный по скорости поперечных волн, варьирует в диапазоне $B_S = 2.5$ –10.3 %. Для образцов района оз. Чудзьявр эти показатели изменяются в пределах $A_P = 2.0$ –10.4 %, $B_S = 2.0$ –22 %.

На основе полученных скоростных характеристик были также рассчитаны технические постоянные: модуль упругости E , модуль сдвига G и коэффициент Пуассона ν . Эти показатели рассчитаны по формулам:

$$E = [\rho V_S^2 (3V_P^2/V_S^2 - 4)] / (V_P^2/V_S^2 - 1), \quad (5)$$

$$G = \rho V_S^2, \quad (6)$$

$$\nu = (V_P^2/V_S^2 - 2) / (2V_P^2/V_S^2 - 2). \quad (7)$$

Средние значения плотности, модулей упругости и сдвига, коэффициентов Пуассона для поверхностных и глубинных условий приведены в табл. 3. Эти параметры могут быть полезны для технических расчетов.

Таблица 3. Модули упругости и сдвига, коэффициенты Пуассона для пород районов р. Соукерйоки и оз. Чудзьявр
Table 3. Elasticity and shear moduli and Poisson's ratio for rocks in the areas of the river Soukeryoki and Lake Chudzyavr

Земная поверхность Earth surface				Глубинные условия Abyssal conditions			
ρ , г/см ³	$E \cdot 10^{-4}$, МПа	$G \cdot 10^{-4}$, МПа	ν	ρ , г/см ³	$E \cdot 10^{-4}$, МПа	$G \cdot 10^{-4}$, МПа	ν
Пренит-пумпеллиитовая фация Prenite-pumpelliite facies							
2.83 ±0.2	8.94 ±1.5	3.51 ±0.6	0.28 ±0.1	2.96 ±0.1	8.89 ±0.5	3.44 ±0.2	0.29 ±0.1
Амфиболитовая фация Amphibolite facies							
2.67 ±0.11	5.33 ±1.1	2.41 ±0.41	0.11 ±0.06	2.72 ±0.07	8.31 ±0.64	3.37 ±0.26	0.23 ±0.01

Закключение

Изучены петрофизические свойства метавулкани-тов материнской свиты Печенгской палеорифтогенной структуры и пород массива западной части оз. Чудзьявр. Метавулкани-ты Печенгской структуры (метадиабазы, габбро, габбро-диабазы), метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, отличает сравнительно высокая однородность, им свойственна в среднем мелко-зернистая массивная структура. Это нашло отражение в очертаниях акустополариграмм. Диаграммы ВП близки к круговым, диаграммы ВС минимальны и занимают область, близкую к началу координат. Экспериментально измеренные и расчетные величины плотности, продольных скоростей не различаются в пределах разброса данных. Это свидетельствует о высокой сохранности пород, низком влиянии факторов (перемен тектонического давления и колебаний температуры) на их петрофизические свойства за прошедший геологический период.



Породы высокотемпературной амфиболитовой фации района оз. Чудзьявр — эндербиты, габбро, тоналиты, гранат-биотитовые гнейсы — обладают широким диапазоном изменчивости петрофизических свойств. Анализ акустополариграмм образцов амфиболитовой фации показывает наличие минимумов амплитуд на круговых диаграммах ВС, что говорит о присутствии элементов симметрии в строении образцов. Обнаружены проявления эффектов линейной акустической анизотропии поглощения и деполяризации сдвиговых волн, что можно объяснить структурной неоднородностью образцов, направленной ориентировкой зерен минералов. Для пород амфиболитовой фации показатели расчетных величин: плотности, скорости продольных и поперечных волн — выше, чем экспериментальных. Наблюдается значительный разброс данных, измеренных экспериментально. Такая разница в свойствах объясняется разной степенью выветрелости отобранных образцов. Породы этой фации проходят дополнительные стадии метаморфических преобразований. При этом образуются сугубо метаморфические минералы — амфибол, биотит и др. Под воздействием неоднородно распределенных РТ-условий возникают локальные структурные неоднородности, сопровождаемые внутри- и межзерновой пористостью. Рассчитанные скорости по минеральному составу следует относить к глубинным горизонтам земной коры. Им свойствен меньший диапазон изменения данных, они тесно связаны с минеральным составом. Упругая анизотропия — неперемutable свойство метаморфических пород.

Из результатов исследования следует, что если при геодинамических процессах метавулканиды основного состава будут выведены на земную поверхность, то они сохраняют свои физические свойства. При этом свойства метаморфизованных гранитоидов массива оз. Чудзьявр существенно изменятся, в том числе из-за процессов выветривания. Заметим, что вычисленные скорости продольных (5.97 ± 0.13) км/с и поперечных (3.52 ± 0.07) км/с волн близки к данным лабораторных измерений у вулканидов основного состава — (6.33 ± 0.4) и (3.52 ± 0.3) км/с. Это, с одной стороны, создает трудности разделения пород пренит-пумпеллиитовой и амфиболитовой фаций методами глубинной сейсморазведки. Однако их можно различить по наличию упругой анизотропии в породах амфиболитовой фации. Конечно, это потребует более углубленной интерпретации результатов сейсмических работ.

Метод акустополарископии позволяет визуально различать породы пренит-пумпеллиитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Полученные данные (плотности, скоростные характеристики, модули упругости и коэффициенты Пуассона) отражают реальные свойства пород массива и могут применяться при технических расчетах.

Авторы выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований (гранты № 10-05-00082-а, 13-05-00125-а, 16-05-00026-а), при поддержке которого получена большая часть приведенных в статье результатов.

Литература

1. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 276 с.
2. Головатая О. С., Горбачевич Ф. Ф., Керн Х., Попп Т. Свойства некоторых пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины при изменении РТ-параметров // Физика Земли. 2006. № 8. С. 1–12.

3. Горбачевич Ф. Ф. Акустополарископ для измерения упругости образцов твердых сред.: Авт. свид. СССР № 1281993 // Бюлл. изобр. 1987. № 1.
4. Горбачевич Ф. Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 203 с.
5. Ковалевский М. В. Автоматизированный программно-аппаратный комплекс Acoustpol: Учеб. пособие: Апатиты: К&М, 2009. 54 с.
6. Петров В. П., Беляев О. А., Волошина З. М. и др. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1990. 184 с.
7. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П., Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 318 с.
8. Christensen N., Mooney W. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // J. Geophys. Res. 1995. B7. No. 100. P. 9761–9788.
9. Kern, H., Mengel K., Strauss K. W., Ivankina T. I., Nikitin A. N., and Kukkonen I. T. Elastic wave velocities, chemistry and modal mineralogy of crustal rocks sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2009. V. 175. P. 151–166.
10. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 277–279.
11. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophysics. 1995. V. 33. P. 267–309.

References

1. Belikov, B. P., Aleksandrov, K. S. and Ryzhova, T. V. *Uprugie svoystva porodoobrazuyuschih mineralov i gornyh porod* (Elastic properties of rock-forming minerals and rocks). Moscow, Nauka, 1970, 274 pp.
2. Golovataya, O. S., Gorbachevich, F. F., Kern, H. and Popp, T. *Svoystva nekotorykh porod iz razreza Kol'skoi sverhglubokoi skvazhiny pri izmenenii RT-parametrov* (Properties of some rocks from the section of the Kola ultradeep borehole as a function of the P-T parameters). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2006, V. 42, No. 11, pp. 865–876.
3. Gorbachevich, F. F. *Akustopolaryiskop dlya izmereniya uprugosti obraztsov tverdykh sred* (Acoustopolariscope for the measurement of solid samples elasticity). Pat. USSR No. 1281993, Bull. No. 1, 1987.
4. Gorbachevich, F. F. 1995. *Akustopolaryiskopiya gornyh porod* (Acoustopolariscopy of rock samples). Apatity, Kola Sci. Centre RAS. 204 pp.
5. Kovalevskiy M. V. *Avtomatizirovanniy programno-apparatnyi kompleks Acoustpol* (Automated software-hardware complex Acoustpol). Textbook, Apatity, K & M Publ, 2009, 54 pp.
6. Petrov V. P., Belyaev O. A., Voloshina Z. M. et al. *Endogennye rezhimy metamorfizma rannego dokembriya (severo-vostochnaya chast' Baltiiskogo schita)* (Endogenic regimes of Early Precambrian metamorphism (north-eastern Baltic Shield)). Leningrad, Nauka, 1990, 184 pp.
7. *Stroenie litosfery rossiiskoi chasti Barents-regiona* (The lithosphere structure of the Russian part of the Barents Region). Eds. N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba and C. Gillen, Karelian Science Centre of RAS, Petrozavodsk. 2005, 318 pp.
8. Christensen N., Mooney W. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 1995. B7. No. 100, pp. 9761–9788.
9. Kern, H., K. Mengel, K. W. Strauss, T. I. Ivankina, A. N. Nikitin, and I. T. Kukkonen, Elastic wave velocities, chemistry and modal mineralogy of crustal rocks sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009, V. 175, pp. 151–166.
10. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* 1983, V. 68, pp. 277–279.
11. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophysics.* 1995, V. 33, pp. 267–309.



НАХОДКИ ФОСФОРИТОВ В СЕЗЫМСКОЙ СВИТЕ (НИЖНЯЯ ПЕРМЬ, КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)

Н. С. Инкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsinkina@geo.komisc.ru

Фосфоритовые конкреции, как и вмещающие их кремнистые породы, в сезымской свите Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба обнаружены впервые. Исследования показали, что свита сложена микстолитами, карбонатными, глинистыми, терригенными и кремнистыми породами. Фосфориты встречены лишь в единственном разрезе. Согласно аналитическим исследованиям, породообразующими в конкрециях являются карбонатапатит, кальцит и кварц. Данные конкреции могут быть использованы как маркирующие горизонты для корреляции со сходными разрезами Предуральского краевого прогиба.

Ключевые слова: Косью-Роговская впадина, нижняя пермь, сезымская свита, фосфоритовые конкреции, маркирующий горизонт.

PHOSPHORITE FINDS IN THE SEZYM FORMATION (LOWER PERMIAN, KOS'YU-ROGOVAYA DEPRESSION)

N. S. Inkina

Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Phosphorite concretion and enclosing siliceous rocks in the Sezym Fm. of the Kosyu-Rogovaya Depression of the Pre-Urals Foredeep for the first time we found. Our studies showed that the Sezym Fm. was composed by mixtolites, carbonate, clayey, terrigenous and siliceous rocks. Phosphorites are only in one section. According to analytical data carbonateapatite, calcite and quartz are rock-forming in the concretions. These concretions can be used as marker bed for a correlation with analogous sections of the Pre-Urals Foredeep.

Keywords: Kos'yu-Rogovaya Depression, Lower Permian, Sezym Formation, phosphorite concretions, marker bed.

Введение

Сезымская свита выделена на юго-востоке Пай-Хоя в Елецкой структурно-формационной зоне [11] и широко распространена на севере Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба. Согласно современной стратиграфической схеме, свита имеет ассельско-сакмарский возраст [8]. Нами она изучена в пределах Косью-Роговской впадины (восемь естественных выходов: реки Уса, Лек-Елец, Воркута и руч. Кечшор (бассейн р. Усы), два карьера близ г. Воркуты и руч. Тангепче (бассейн р. Лемвы). Исследования вещественного состава свиты показывают, что преобладающими в ее строении являются разнообразные типы карбонатных пород и микстолиты. К микстолитам отнесены породы смешанного состава, в которых ни одна компонента не достигает 50 % [7]. В большинстве изученных разрезов микстолиты состоят из трех основных компонент: 1) глинистой — иллит и хлорит, 2) карбонатной — кальцит и доломит и 3) алевритовой — обломочные кварц и полевошпат (ПШ). В меньшей степени в строении свиты участвуют терригенные, глинистые и кремнистые породы. Фосфоритовые конкреции встречены лишь в разрезе нового известнякового карьера, заложенного для нужд цементного завода г. Воркуты. Карьер находится на правом берегу р. Воркуты, в 2 км от цементного завода. Его протяженность в северо-западном направлении около 2 км, ширина около 100 м и глубина до 25–35 м. Выходы каменноугольно-нижнепермских пород вскрыты на северной стенке карьера. В структурно-тектоническом плане изученный разрез с фосфоритами расположен в пределах Воркутской ступени Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба. Конкреции в осадоч-

ных образованиях важны как индикаторы для палеогеографических реконструкций, как маркирующие горизонты для корреляции удаленных разрезов и, собственно, как полезные ископаемые [3, 4].

Методы исследования

Изучение фосфоритов в шлифах проводилось при помощи оптического микроскопа Полам-213М. Вещественный состав и строение фосфоритов изучались при помощи рентгеновского дифрактометрического анализа, химического 14-компонентного и спектрального количественного анализов, ИК-спектроскопии, сканирующего электронного микроскопа. Все аналитические исследования проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Фактический материал

В строении сезымской свиты цементно-заводского разреза выделено три пачки: нижняя кремнистая, средняя микстолитовая и верхняя известняковая общей мощностью около 23 м (рис. 1).

Нижнюю пачку слагают тонкопереслаивающиеся силициты, кремнистые известняки и микстолиты общей мощностью около 9 м. Силициты и кремнистые известняки более массивные, на выветрелой поверхности имеют желто-рыжий цвет. Породы содержат остатки брахиопод (в том числе беззамковых), пелеципод, мшанок и иглокожих, а также встречены амmonoидеи и трилобиты. Некоторые стенки створок брахиопод замещены дисульфидом железа. Особенностью этой части разреза являются многочисленные ходы *Zoophycus*, распространенные в силицитах и кремнистых известняках. Эти отложения от-

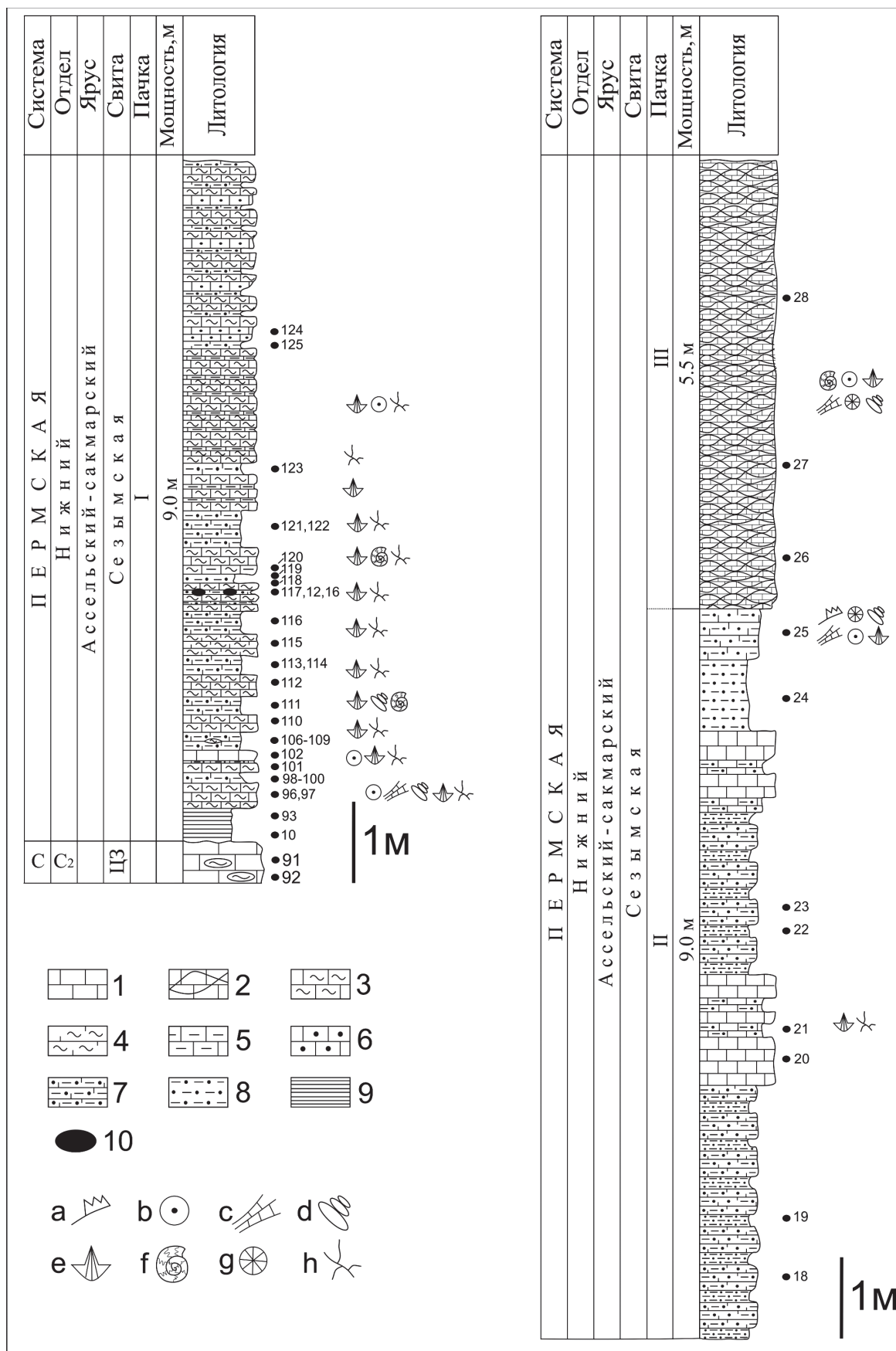


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка сезымской свиты (карьер цементного завода г. Воркуты): 1 — пелитоморфный известняк, 2 — известняк с петельчатой текстурой, 3 — кремнистый известняк, 4 — силицит, 5 — глинистый известняк, 6 — алевроитовый известняк, 7 — микстолит, 8 — глинистый алевролит, 9 — глина, 10 — фосфоритовые конкреции; а — конодонты, b — криноидеи, с — мшанки, d — гастроподы, e — брахиоподы, f — аммоноидеи, g — ругозы, h — ходы илоедов

Fig. 1. Lithologic and stratigraphic column of Sezym Fm. (quarry of Cement factory, near of Vorkuta): 1 — pelitomorphic limestone, 2 — limestone with a loop-shaped texture, 3 — siliceous limestone, 4 — silicite, 5 — clayey limestone, 6 — silt limestone, 7 — mixtolite, 8 — clayey aleurolite, 9 — clay, 10 — phosphorite concretions; a — conodonts, b — echinoderms, c — bryozoans, d — gastropods, e — brachiopods, f — ammonoids, g — tetracorals, h — traces of ichnofossils



делены от среднекаменноугольных светло-серых биокластовых известняков, включающих черные диагенетические кремни линзовидной формы, слоем разноцветной глины (от зеленовато-серой до бурой) мощностью 0.4 м. Граница кремнистой пачки с микстолитовой не наблюдается.

Важно подчеркнуть, что эта кремнистая пачка вскрыта лишь карьером цементного завода. При этом в других разрезах, где хорошо обнажены нижняя и верхняя границы свиты, подобные отложения отсутствуют.

Средняя пачка мощностью 9 м сложена преимущественно микстолитами и глинистыми алевролитами и в меньшей степени пелитоморфными известняками. Микстолиты карбонатно-глинисто-алевритового состава имеют сланцеватую и массивную текстуру. Отмечается тенденция: чем больше карбонатной компоненты в микстолите, тем она массивнее. В кровле пачки (верхние 1.5 м) в микстолитах и алевролитах содержится глауконит 5–7 % (оценен визуально в шлифах). В этой же части разреза были найдены конодонты: *Gondolelloides canadensis* Henderson et Orchard, *Adetognathus cf. latus* Gunnell, *Streptognathodus cf. grandis* Chernykh, *Streptognathodus sp.* Данный комплекс конодонтов по присутствию *Streptognathodus cf. grandis* Chernykh отвечает ассельскому ярусу (зона glenisteri) (определения А. В. Журавлева).

Верхняя пачка мощностью 5.5 м сложена преимущественно плотными серыми пеллоидно-биокластовыми известняками с характерной петельчатой текстурой. Среди органических остатков распространены брахиоподы, ругозы, мшанки и иглокожие. Эти известняки разделяются более глинистыми сланцеватыми разновидностями.

Фосфоритовые конкреции встречаются в микстолитах нижней пачки. Микстолиты темно-серого цвета на выветрелой поверхности, со сланцеватой и иногда листоватой текстурой. Конкреции темно-серого цвета, округлой и уплощенно-округлой формы, размером 3–5 см неравномерно распределены по слою мощностью 0.2 м (рис. 2). В некоторых из них наблюдается скорлуповатая отдельность, обусловленная зональным строением конкреции.

Породообразующими в конкрециях являются фосфатный минерал, кальцит и кварц (рис. 3 и 4). Акцессорные минералы представлены алюмосиликата-

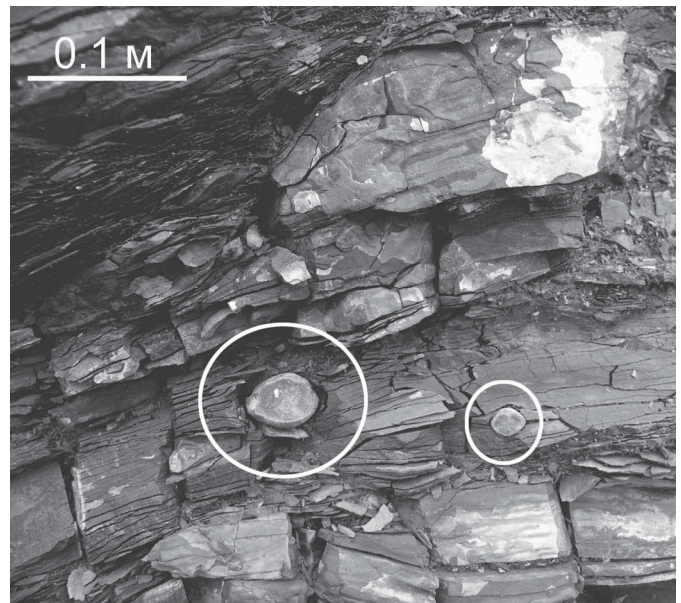


Рис. 2. Фосфоритовые конкреции в кремнистой пачке сезымской свиты

Fig. 2. Phosphorite concretions in siliceous member of the Sezym Fm

ми и сульфидами железа. Наблюдаются многочисленные остатки перекристаллизованных радиолярий и единичные спиккулы губок (рис. 3, с; рис. 4, d–f). Граница конкреции и вмещающей породы резкая. На поверхности конкреции под электронным микроскопом видны микрокарманы с вмещающей породой.

Фосфатный минерал в проходящем свете имеет коричневатый-желтоватый цвет. Его распределение неравномерное. На одних участках он наблюдается в виде отдельных глобул с концентрической зональностью и радиально-лучистым строением, на других — в виде их почковидно-корковых агрегатов, а также выполняет стенки радиолярий (рис. 3; рис. 4, a–c). Зональное строение фосфатного минерала, возможно, обусловлено различным содержанием органического вещества, так как, по данным микрозондового анализа, состав этих зон одинаковый. Часто в центре фосфатной глобулы отмечаются скопления алюмосиликатов и единичных зерен кварца

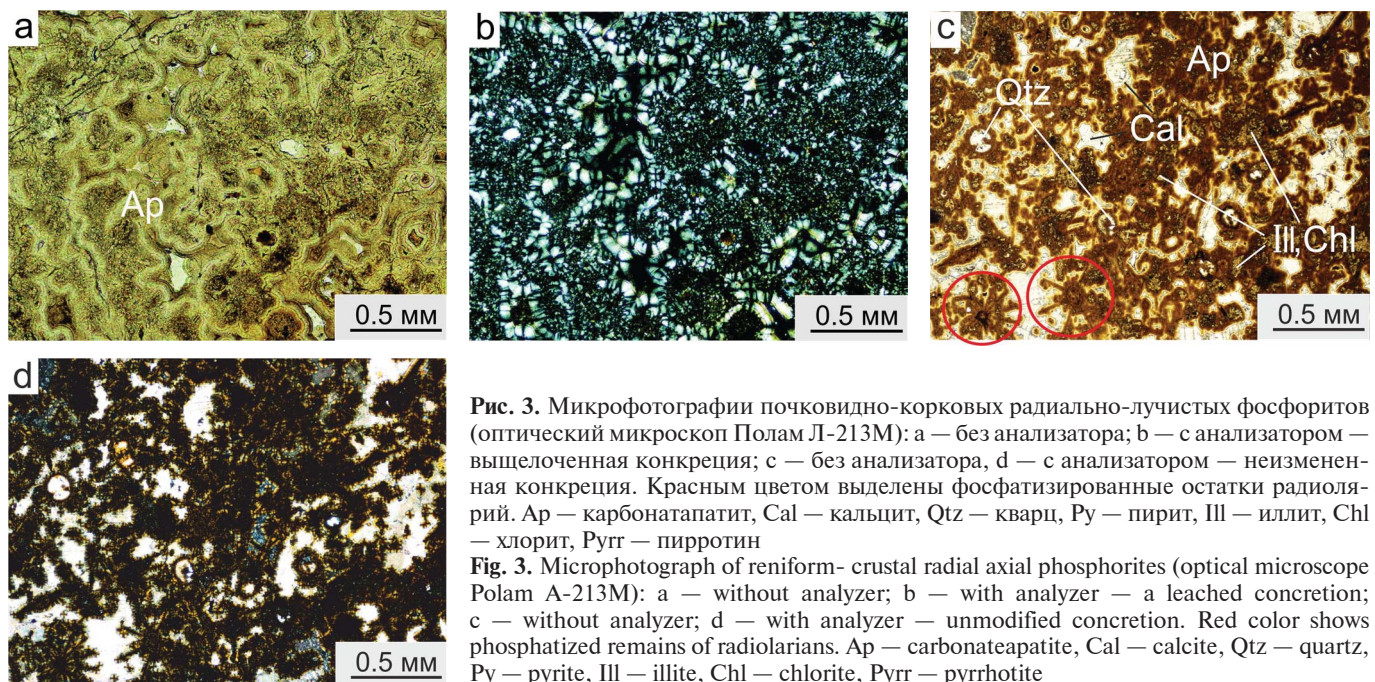


Рис. 3. Микрофотографии почковидно-корковых радиально-лучистых фосфоритов (оптический микроскоп Полам Л-213М): а — без анализатора; б — с анализатором — выщелоченная конкреция; с — без анализатора, d — с анализатором — неизмененная конкреция. Красным цветом выделены фосфатизированные остатки радиолярий. Ap — карбонатапатит, Cal — кальцит, Qtz — кварц, Py — пирит, Ill — иллит, Chl — хлорит, Pyrr — пирротин

Fig. 3. Microphotograph of reniform- crustal radial axial phosphorites (optical microscope Polam A-213M): a — without analyzer; b — with analyzer — a leached concretion; c — without analyzer; d — with analyzer — unmodified concretion. Red color shows phosphatized remains of radiolarians. Ap — carbonateapatite, Cal — calcite, Qtz — quartz, Py — pyrite, Ill — illite, Chl — chlorite, Pyrr — pyrrhotite

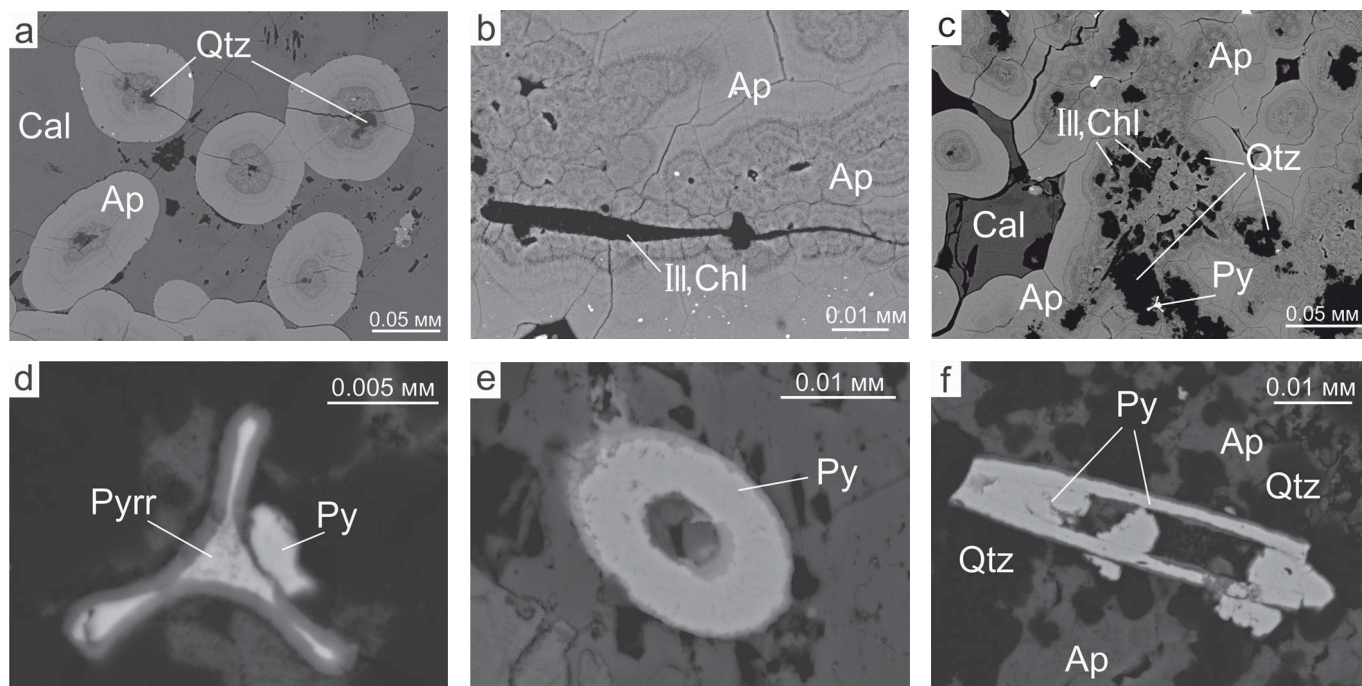


Рис. 4. Микрофотографии фосфоритовых конкреций (СЭМ JSM-6400, режим регистрации — упругоотраженные электроны): а, b, с — почковидно-корковый радиально-лучистый карбонатапатит; d, e, f — спикулы губок в продольном и поперечном срезе; Ap — карбонатапатит, Cal — кальцит, Qtz — кварц, Py — пирит, Ill — иллит, Chl — хлорит, Pyrr — пирротин

Fig. 4. Microphotograph of phosphorite concretions (SEM JSM-6400, registration mode - back scattered electrons): a, b, c — reniform-crystal radial axial carbonate apatite; d, e, f — spicules of sponges in axial and cross sections; Ap — carbonatapatite, Cal — calcite, Qtz — quartz, Py — pyrite, Ill — illite, Chl — chlorite, Pyrr — pyrrhotite

(рис. 3, с; рис. 4, b, c). Размер элементарной ячейки апатита в выщелоченной конкреции равен $(9.351 \pm 0.007) \text{ \AA}$, а в неизменной — $(9.377 \pm 0.008) \text{ \AA}$, что соответствует фторапатиту (аналитик Б. А. Макеев). Результаты количественного спектрального анализа на фтор показали либо его отсутствие, либо содержание в пределах погрешности метода. Наличие дублетной полосы поглощения в области $1400\text{--}1500 \text{ см}^{-1}$, полученной ИК-спектроскопией (аналитик М. Ф. Самотолкова), указывает на присутствие аниона $[\text{CO}_3]^{2-}$ в структуре фосфата, что дает основание диагностировать этот минерал как карбонатапатит (рис. 5). По данным химического анализа, содержание P_2O_5 около 22 %; согласно нормативному пересчету, на долю карбонатапатита приходится 49–

50 %. Результаты микрозондового анализа карбонатапатита показали присутствие в его составе S (0.6–0.7 %) (аналитик В. Н. Филиппов).

Большая часть межфосфатного порового пространства выполнена крупнокристаллическим кальцитом, часто с характерными двойниками. Также он встречается в виде отдельных зерен в фосфатных участках и иногда занимает внутреннюю часть фосфоритизированных радиоларий. Содержание кальцита по нормативному пересчету составляет 25 %. Некоторые конкреции фосфоритов сильно пористые, вероятно, за счет современного растворения карбонатной компоненты.

Кварц распространяется подобно кальциту. Обычно он образует агрегаты, выполняющие поровые участки

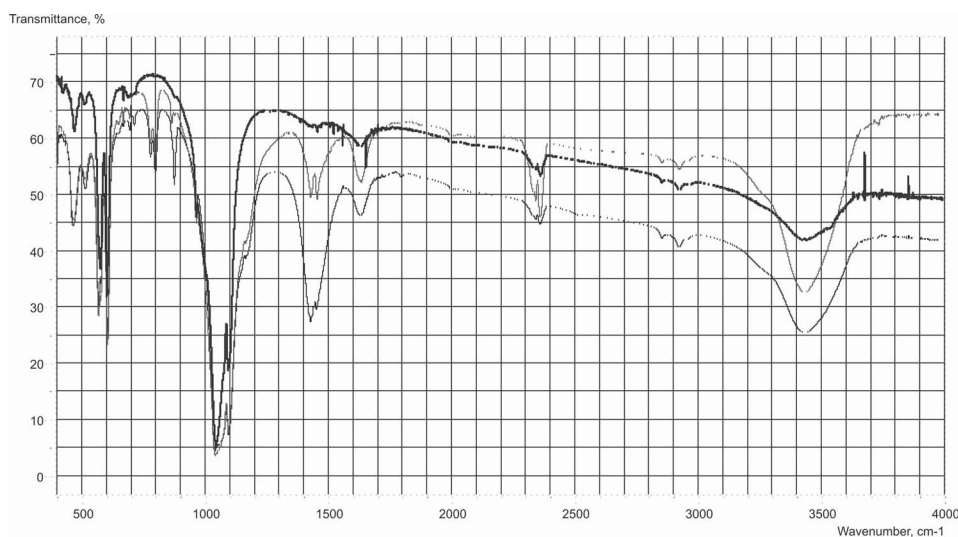


Рис. 5. Сопоставление ИК-спектров фосфоритов сезымской свиты с фторапатитом Хибинского месторождения (синий спектр): красный спектр — выщелоченная фосфоритовая конкреция, черный спектр — неизменная фосфоритовая конкреция

Fig. 5. Comparison of IR spectra of phosphorites of the Sezym Fm. with fluorapatite of the Khibin ore-deposit (blue spectrum): red spectrum — leached phosphorite concretion, black spectrum - unmodified phosphorite concretion



между фосфатными образованиями, стенки радиолярий, а также внутреннее пространство фосфатизированных органических остатков. На долю кварца приходится 20 %.

Как уже было отмечено выше, алюмосиликаты встречены в центральной части фосфатных участков. Ранее исследования глинистой компоненты вмещающих отложений показали, что для всех типов сезымских пород определена хлорит-иллитовая ассоциация [2]. Данные микронзондового анализа также подтвердили, что в конкрециях наиболее распространенным и среди глинистых минералов являются слюда (иллит) и в меньшей степени хлорит. Такое распространение и состав могут указывать на то, что участки, сложенные алюмосиликатами, являются остатками вмещающей породы. Содержание глинистых минералов составляет 3–4 %.

Сульфиды железа, встреченные в виде фрамбоидов и агрегатов неправильной формы, с учетом того, что присутствие марказита в нижнепермских фосфоритах маловероятно, интерпретируются как пириты. Они распространены как включения в карбонатапатите, в кальците, а также выполняют стенки радиолярий и спикул губок. Кроме этого, при помощи электронного сканирующего микроскопа были обнаружены спикулы губок, выполненные сульфидом железа, который по соотношению атомных процентов железа и серы интерпретируется как пирротин. Следует отметить, что пирротинные спикулы окаймлены более темной зоной, представленной гидроксидом железа, образование которой, вероятно, можно связать с современными процессами выветривания. На долю сульфидов железа приходится около 2–3 %.

Обсуждения и выводы

На основании изучения строения конкреций можно предположить, что первоначально шло образование карбонатапатита, замещающего участки с довольно обильными скоплениями радиолярий. Важно заметить, что во вмещающих микстолитах этих органических остатков не наблюдается. После образования фосфатного минерала большая часть порового пространства была заполнена кальцитом. Вероятно, позднее шло выпадение из растворов кремнезема. Его источником были органические остатки радиолярий и спикул губок. Следует отметить, что в конкрециях большая часть органических остатков фосфатизированы, но встречены радиолярии, в которых стенки еще частично выполнены кремнеземом. Сульфиды железа, судя по характеру их распространения, образовывались на протяжении всего времени формирования конкреций, которое, вероятнее всего, происходило в восстановительных условиях.

Малое содержание фосфоритовых конкреций во вмещающих породах сезымской свиты не даёт основания говорить об их практическом значении, но они могут быть интересны как маркирующие горизонты. В ассельско-сакмарских отложениях севера Урала фосфатоносные горизонты известны лишь в кечпельской свите Лемвинской структурно-формационной зоны [6]. Фосфоритовые конкреции сезымской свиты, как и вмещающие отложения кремнистой пачки, обнаружены впервые. Сходные отложения описаны на Южном Урале в разрезе «Красноусольский», являющемся одним из опорных разрезов верхнепалеозойских отложений Южного Урала и предложенном в качестве стратотипа нижней границы сакмарского яруса [9]. Здесь фосфоритовые конкреции распространены в основном в отложе-

ниях гжельского яруса верхнего карбона, а также встречаются в верхней части касимовского и в низах ассельского ярусов. Важно отметить, что в основании разреза «Красноусольский» также выделена кремнисто-глинисто-карбонатная пачка, охватывающая интервал от мячковского горизонта среднего карбона до касимовского яруса [5, 10]. В изученном разрезе кремнистые породы сезымской свиты залегают на среднекаменноугольных известняках и перекрываются раннеассельскими микстолитами, что даёт основание предположить их позднекаменноугольный возраст.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю В. А. Салдину за помощь и консультации при написании статьи, а также Б. А. Макееву, В. Н. Филиппову, М. Ф. Самогатовой и сотрудникам химической группы Института геологии Коми НЦ УрО РАН за проведение аналитических работ.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-47.

Литература

1. Земля: введение в общую геологию / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. / Пер. с англ. Б. А. Борисова, А. М. Карасика, Г. Н. Мухитдинова и др. М.: Мир, 1974. Т. 2.
2. Инкина Н. С., Симакова Ю. С., Салдин В. А. Глинистые минералы сезымской свиты нижней перми Косью-Роговской впадины // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 162–167.
3. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкрецеобразование и стадийность литогенеза // Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 5–18.
4. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Значение конкреций для фациального и формационного анализа, корреляции осадочных толщ и поисков месторождений полезных ископаемых // Там же. С. 18–33.
5. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми Западного склона Урала и Приуралья / Б. И. Чувашов, Г. В. Дюпина, Г. А. Мизенс, В. В. Черных. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 412 с.
6. Салдин В. А. Фосфатоносность верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории земли: Мат-лы 5-го литол. совещ. Екатеринбург, 2008. С. 238–241.
7. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
8. Стратиграфические схемы Урала / Ред. Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попов, Б. И. Чувашов. Екатеринбург, 1993.
9. Черных В. В., Чувашов Б. И. Лимитотипы нижней границы сакмарского и артинского ярусов на Урале // Литосфера. 2015. № 1. С. 35–52.
10. Чувашов Б. И., Яковлева Л. П. Позднепалеозойский Южноуральский фосфоритоносный бассейн (история развития, основные типы фосфатопоявлений, их связь с фациями, петрография и геохимия фосфоритов). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 160 с.
11. Шмелев Н. В. О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна // М-лы совещания по итогам геологических и геолого-разведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948–1953 гг. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1955. С. 218–225.

References

1. J. Ferhugen, F. Ternier, L. Veis et al. *Zemlya vvedenie v obshchuyu geologiyu* (Earth. Introduction to general geology), V.2, translation from English by B.A. Borisov, A.M. Karasik, G.N. Muhitdinov et al., Moscow, Mir, 1974.
2. Inkina N. S., Simakova Yu. S., Saldin V. A. *Glinistye mineraly seymyskoi svity nizhnei permi Kosyu-Rogovskoi vpadiny* (Clay minerals of seym suite of Lower Permian Kosyu-Rogov depression). *Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta* (Structure, substance, history of lithosphere of Timan-Northern Ural segment) Proceeding of 23th conference. Syktyvkar, Geoprint, 2014, pp. 162–167.
3. Makedonov A.V., Zaritskii P.V. *Konkretseobrazovanie i stadiinost litogeneza* (Concretion formation and stages of lithogenesis). *Konkretsii i konkretsilnnyi analiz* (concretions and concretion analysis). Nauka, 1977, pp. 5–18.
4. Makedonov A. V., Zaritskii P. V. *Znachenie konkretsii dlya fatsialnogo i formatsionnogo analiza, korrelyatsii osadochnykh tolsch i poiskov mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh* (Meaning of concretions for facies and formation analysis, correlation of sedimentary rocks and search for mineral resources). *Konkretsii i konkretsilnnyi analiz* (Concretions and concretion analysis). Nauka, 1977, pp. 18–33.
5. *Opornye razrezy verhnego karbona i nizhnei permi Zapadnogo sklona Urala i Priuralya* (Reference sections of Upper Carboniferous and Lower Permian western slope of the Urals and Ural region). B. I. Chuvashov, G. V. Dyupina, G. A. Mizens, V. V. Chernyh. Sverdlovsk, UB USSRAS, 1990, 412 pp.
6. Saldin V. A. *Fosfatonosnost verhnepaleozoiskikh otlozhenii Lemvinskoi zony Urala* (Phosphate content of Upper Paleozoic deposits of Lemva zone of the Urals). *Tipy sedimentogeneza i litogeneza i ih evolyutsiya v istorii zemli* (Types of sedimentogenesis and lithogenesis and their evolution in history of Earth) Proceedings of 5 th conference. Ekaterinburg, 2008, pp. 238–241.
7. *Sistematika i klassifikatsiya osadochnykh porod i ih analogov* (Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues). V. N. Shvanov, V. T. Frolov, E. I. Sergeeva et al. St. Petersburg, Nedra, 1998, 3525 pp.
8. *Stratigraficheskie shemy Urala* (Stratigraphic maps of the Urals). Editors N. Ya. Antsygin, B. A. Popov, B. I. Chuvashov. Ekaterinburg, 1993.
9. Chernyh V. V., Chuvashov B. I. *Limitotipy nizhnei granitsy sakmarskogo i artinskogo yarusov na Urale* (Limitotypes of lower boundary of sakmarsky and artinsky stages in Urals). *Litosfera*, 2015, No. 1, pp. 35–52.
10. Chuvashov B. I., Yakovleva L. P. *Pozdnepaleozoiskii Yuzhnouralskii fosforitonosnyi bassein (istoriya razvitiya, osnovnye tipy fosfatoproyavlenii, ih svyaz s fatsiyami, petrografiya i geohimiya fosforitov)* (Late Paleozoic South Ural phosphorite basin (history, main types of phosphates, their connection with facies, petrography and geochemistry of phosphorites). Ekaterinburg, Institute of geology and geochemistry, 2007, 160 pp.
11. Shmelev N. V. *O polozhenii Yangareiskogo ugolnogo mestorozhdeniya v stratigraficheskom razreze permi severo-vostochnoi chasti Pechorskogo basseina* (Location of Yangareyskoe coal deposit in Permian section of north-eastern part of Pechora basin). Proceedings of meeting. Syktyvkar, Komi kn. izd-vo, 1955, pp. 218–225.



МПГ-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ ПРОЯВЛЕНИЯ САВАБЕЙСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАЙ-ХОЙ, ЮГОРСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Р. И. Шайбеков, А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

shaybekov@geo.komisc.ru, micropalaeontology@gmail.com

В статье приводятся результаты изучения МПГ-минерализации, приуроченной к сульфидным медно-никелевым рудам, с использованием электронно-микроскопического и (впервые) рентгенотомографического методов на рудопроявлении Савабейский, расположенном в пределах хенгурского (центрально-пайхойского) габбродолеритового комплекса Пай-Хоя. МПГ-минерализация представлена висмутосурьмянистым и сурьмяно-висмутовым теллуридами палладия, котульским, сперритом, гесситом, висмутотеллуридом и золотом.

Ключевые слова: Югорский полуостров, Пай-Хой, хенгурского габбродолеритовый комплекс, сульфидная медно-никелевая минерализация, электронная микроскопия, рентгеновская томография, сульфиды, минералы платиновой группы.

PGM MINERALIZATION IN SULPHIDE ORES OF SAVABEYSKY AREA (CENTRAL PAY-KHOY, UGRA PENINSULA)

R. I. Shaybekov, A. V. Zhuravlev

Institute of Geology of the Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The paper presents the results of study of the PGM mineralization, associated with the copper-nickel sulfide ores using electron microscopy and, for the first time, X-ray microtomography methods for Savabeysky ores located within Khenguryu gabbro-dolerite complex of Pay-Khoy. PGM mineralization is represented by bismuth-antimony and antimony-bismuth palladium tellurides, kotulskite, sperrylite, hessite, bismuth-telluride and gold.

Keywords: Ugra Peninsula, Pay-Khoy, Khengur gabbro-dolerite complex, sulfide copper-nickel mineralization, SEM, XCT, sulphides, platinum group minerals.

Введение

Интрузивный магматизм, широко проявленный в центральной части Югорского полуострова, представлен силлами, реже дайками хенгурского (центрально-пайхойского) комплекса, локализованного в терригенно-карбонатных отложениях ордовика, реже силура и девона, и состоящего преимущественно из пород основного состава — долеритов, габбродолеритов и оливиновых габброноритов. Связанные с комплексом многочисленные проявления и пункты сульфидной медно-никелевой минерализации характеризуются присутствием многочисленных минералов платиновой группы (МПГ) [1, 7].

В результате проведенного нами комплекса минералогических исследований рудной минерализации рудопроявления Савабейский, в том числе впервые использованным методом рентгенотомографического анализа, были получены новые данные о эпигенетической МПГ-минерализации.

Объекты и методы исследования

Рудопроявление Савабейский (рис. 1) выявлено в 1976 году Хейягинской геолого-поисковой партией и располагается в пределах центральной части хенгурского габбродолеритового комплекса. В ходе поисковых маршрутов в районе оз. Савабейты была обнаружена сульфидная медно-никелевая минерализация шлирово-вкрапленного типа в горизонте меланократовых среднекристаллических кварцсодержащих габбродолеритов [9].

В структурном отношении рудопроявление приурочено к северо-восточному флангу сложнослоистого интрузивного тела, смятого вместе с вмещающими породами ордовика в мелкие изоклинальные склад-

ки, осложненные разнонаправленными разрывными нарушениями, и расположено в северо-восточном крыле Сопчинской антиклинальной структуры. Интрузивное тело характеризуется широким набором дифференциатов — от микро- до средне- и крупнокристаллических габбродолеритов и их оливин-кварцсодержащих разновидностей, в отдельных случаях со шлирами и линзами долерит-пегматитов [9]. По современным данным, возраст рудопроявления и габбродолеритового комплекса в целом оценивается как позднедевонский [1, 5].

Связанное с интрузией сульфидное медно-никелевое оруденение по своему минеральному составу, морфологии, приуроченности к определенному горизонту может быть подразделено на шлирово-вкрапленное *пентландит-халькопирит-пирротинное*, локализованное в среднекристаллических меланократовых габбродолеритах, и гнездово-вкрапленное, прожилково-вкрапленное *пирит-халькопирит-пирротинное*, приуроченное к горизонту кварцевых крупнокристаллических долеритов и долерит-пегматитов [9].

Пентландит-халькопирит-пирротинная шлирово-вкрапленная (0.5–30 мм) минерализация, по данным производственных работ, в пределах рудопроявления концентрируется в зоне линзовидной формы, имеет четко выраженную приуроченность к нижним дифференциатам интрузии и прослежена по канавам на 170 м при мощности от 0.6 до 10 м. Содержание сульфидов в данном типе минерализации достигает 15 %, из которых на пирротин приходится 10–13 %, на халькопирит — 2–3 %; максимальные установленные концентрации Pt + Pd + Au составили 0.94 г/т. Пирит-халькопирит-пирротинная гнездово-вкрапленная (до 8

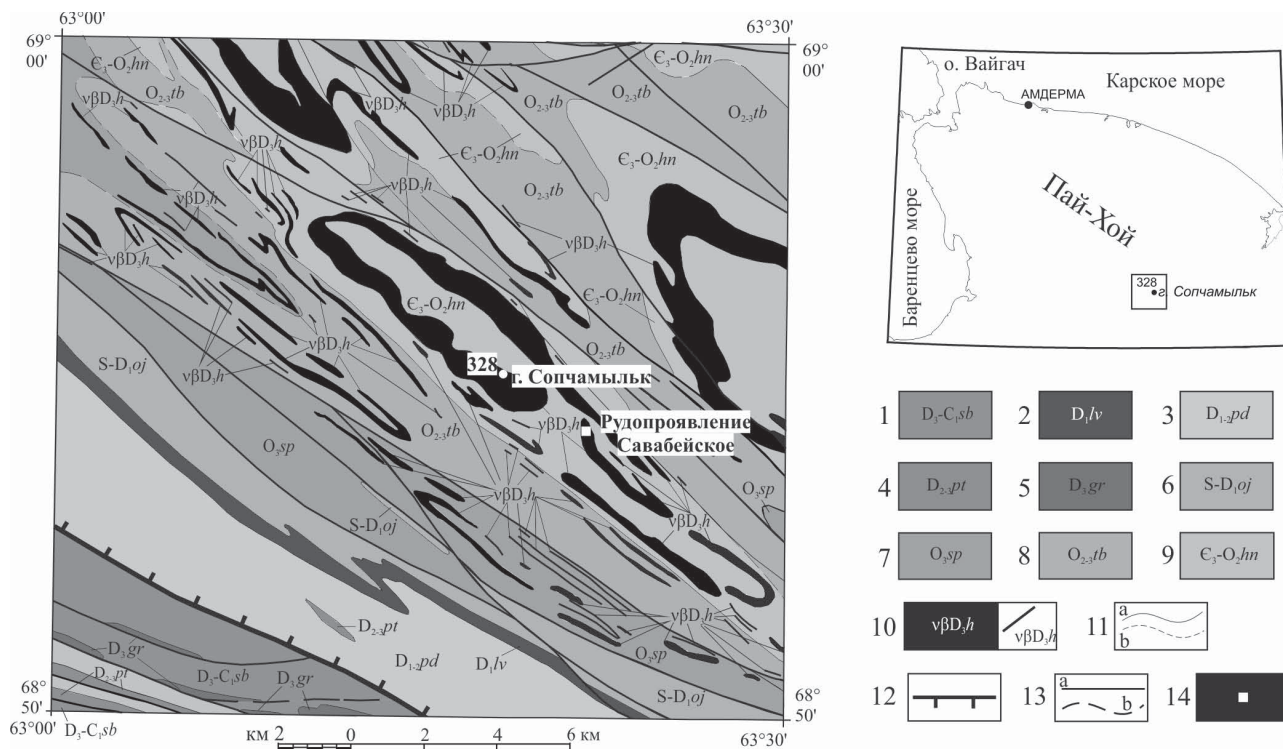


Рис. 1. Карта фактического материала (фрагмент карты донеогеновых образований листа R-41-XXVIII масштаба 1:200000, [2]): 1 — сибирчатаяхинская свита: известняки, кремнистые известняки, известняковые конгломерксии, глинистые марганцовистые известняки; 2 — ливановская свита: известняки, карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы; 3 — падейская свита: кварцевые песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, силициты, известняки; 4 — путыуская свита: карбонатно-кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы, известняки; 5 — громашорская свита: фтаниты, кремнистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-кремнистые сланцы, силициты, глинистые известняки, яшмоиды, мраморы; 6 — оюская свита: углито-глинисто-кремнистые, углито-кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые известняки, углито-фосфатно-глинисто-кремнистые сланцы, глинисто-карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и кремнистые, глинисто-кремнистые известняки; 7 — сопчинская свита: известняки — кремнистые, детритовые, глинистые, петельчатые — и сланцы — глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые; 8 — тальбейтивисская свита: известковистые песчаники, алевролиты, песчаные известняки, кремнисто-глинистые сланцы, локально — базальты, туфолавы; 9 — хенгурская свита: сланцы — глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности, известняки, локально — базальты, туфолавы, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, алевросланцы и углеродисто-глинистые сланцы; 10 — хенгурская (центрально-пайхойская) габбродолеритовый комплекс: габбродолериты, пикродолериты, долериты. Геологические границы (а — достоверные, b — предполагаемые): 11 — согласного залегания и интрузивные контакты. Разрывные нарушения: 12 — главный надвиг; 13 — разломы: а — достоверные, b — предполагаемые; 14 — рудопроявление Савабейское

Fig. 1. Physical and geological maps (fragment of map of preneogene formations of 1:200 000 scale of R-41-XXVIII, [2]). Legend: 1 — sibirchatayakhinskaya suite: limestones, cornstones, limestone conglobreccia, managanic marlstone; 2 — livanovskaya suite: limestones, carbonaceous-siliceous-argillaceous shales; 3 — padeyskaya suite: quartz sandstone, siliceous-argillaceous shales, silicites, limestone; 4 — putyuskaya suite: carbonaceous-siliceous-argillaceous and carboniferous-siliceous-argillaceous shales, limestones; 5 — gromashorskaya suite: phtanites, siliceous, argillaceous-siliceous, siliceous-argillaceous, carbonaceous-siliceous shales, silicites, marlstones, jasperoids, crystalline limestone; 6 — oyuskaya suite: carboniferous-argillaceous-siliceous, carboniferous-siliceous-argillaceous shales, cornstones, carboniferous-phosphatic-argillaceous-siliceous shales, argillaceous-carboniferous-argillaceous carboniferous shales and siliceous, argillaceous-siliceous shales; 7 — sopchinskaya suite: limestones — siliceous, detritic, argillaceous, cellular, and shales — argillaceous-siliceous, siliceous-argillaceous; 8 — talbeytyviskaya suite: calcareous sandstones, siltstones, arenaceous limestone, siliceous-argillaceous shales, locally — basalts, tufolaves; 9 — Khengurskaya suite: shales — argillaceous-siliceous, siliceous-argillaceous and carbonaceous difference, limestone, locally — basalts, tufolaves, sandstones, siltstones, gritstones, conglomerates, shaly silts and carboniferous-argillaceous shales; 10 — Khengursky gabbro-dolerite complex: gabbro-dolerite, picrate-dolerite, dolerite. Geological boundaries (a — actual, b — potential): 11 — regular bedding and intrusive contacts. Faults: 12 — main thrust; 13 — faults: a — actual, b — potential; 14 — Savabey ore

мм) и прожилково-вкрапленная (до 1 см) минерализации представлены преимущественно ксеноморфными выделениями пирротина, неравномерно распределенными среди силикатов в количестве от первых до 10 %, нередко находящимися в сростках с халькопиритом [1].

Исследование проб с сульфидной и МПГ-минерализацией выполнено методами электронной микроскопии, ICP-MS и микрорентгеномографии.

Изображения SEM рудной минерализации были получены с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega в Институте экспериментальной минералогии (аналитик А. А. Вирюс, г. Черноголовка) и в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С. С.

Шевчук, г. Сыктывкар) с ускоряющим напряжением 20 кВ, током пучка 15 нА. Количественный анализ минералов был выполнен в режиме EDS с использованием INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм.

Рентгеномографические исследования выполнены на микротомографе SkyScan 1173, установленном в НМСУ «Горный» (Санкт-Петербург). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 130 Кв (ток 61 мкА) с угловым шагом 0.16° и пространственным разрешением 17.05 мкм. При съемке использовался латунный фильтр толщиной 0.25 мм, что обеспечивало эффективную энер-



гию излучения в диапазоне 40–90 кэВ. Реконструкция томограмм осуществлялась программным обеспечением NRecon (BrukerCT) (реализован модифицированный алгоритм Хаунсфилда, который, по мнению разработчиков прибора и программного обеспечения, позволяет получать пространственное распределение линейного коэффициента поглощения рентгеновского излучения, не зависящее от морфологии и размеров объекта, с геометрической коррекцией и коррекцией beam hardening, компенсирующей изменение энергии излучения внутри образца) с последующей обработкой программами CTAn (BrukerCT), VolView (Kitware Inc.) и ImageAnalyser. Сегментация изображений и идентификация минеральных фаз проводилась в ручном режиме с учетом данных о соотношении рентгеновских плотностей минералов (NIST XCOM database [16]).

Анализ содержания благородных металлов производился на базе Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» (аналитики Шишлов В. А., Кудряшов В. Л., г. Санкт-Петербург) методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700х, по разработанной методике № 17 (патент РФ № 2425363 от 27.07.2011 г. «Способ определения количественного содержания благородных металлов в горных породах и отвалах горно-рудного производства»). Данная методика обеспечивает эффективное удаление изобарических помех (изобарических наложений) при определении ряда элементов платиновой группы и позволяет достичь пределов определения 0.002 г/т для определяемых шести элементов (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au).

Результаты и их обсуждение

Минеральный состав сульфидных медно-никелевых руд проявления Савабейский рассмотрен в ряде научных работ [6, 7, 9] и производственном отчете [1]. Авторами данных работ отмечается, что основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит, пентландит и пирит, в подчиненных количествах присутствуют сфалерит, сульфиды и селенотеллуриды свинца (а также теллуровисмутиты свинца), минералы благородных и самородных металлов. Нами приводится характеристика МПГ-минерализации и включающих эти минералы сульфидов, присутствующих на проявлении Савабейский, кроме того, решается ряд противоречий, присутствующих в некоторых из вышеуказанных работ.

Пирротин ($Fe_{1-x}S$) является самым распространенным минералом на рудопроявлении. Встречается в виде крупных (до 3 см) линзо- и шпирообразных выделений, как правило трещиноватых и кавернозных, а также в виде тонкорассеянной интерстиционной вкрапленности и выделений до 2 мм в массе породообразующих минералов. Нередко зерна пирротина цементируют выделения ильменита и заполняют промежутки между его пластинами. Часто в сростках и в виде каемок в пирротине присутствуют халькопирит и пентландит. В качестве примеси в пирротине отмечается никель ($n = 13$; здесь и далее n — число точек замера), цинк ($n = 11$), в единичном случае отмечена медь. По результатам анализов химический состав пирротина ($n = 41$) следующий (в скобках среднее значение): Fe — 49.43–61.22(59.48), S — 38.45–40.79(39.95), Ni — 0.68–1.86(1.13), Zn — 0.40–0.73(0.56), Cu — 10.67, сумма — 98.19–100.86(100.20) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула минерала имеет вид $Fe_{0.93}S_{1.00}$.

Халькопирит ($CuFeS_2$) является главным concentra-

тором палладиевой минерализации и вторым минералом по распространенности после пирротина. Представляет собой шпир и гнезда размером до 1 см, а также зерна неправильной угловатой формы и мелкую вкрапленность размером до 1 мм. Зачастую находится в сростках и в виде каём в пирротине, нередко замещая его. Химический состав халькопирита ($n = 58$) следующий (в скобках среднее значение): Cu — 32.21–34.55(33.40), Fe — 29.34–30.85(29.98), S — 33.46–35.48(34.57), сумма 95.07–100.84(98.05) масс. %. В виде прожилков и мелких линзообразных выделений размером от первых до 20 мкм в халькопирите отмечается *ковелин* ($n = 4$), в единичном случае с примесью никеля, имеющий следующий состав (в скобках среднее значение): Cu — 32.21–35.12(33.77), Fe — 29.34–31.92(30.83), S — 32.49–36.74(35.26) при сумме 95.07–102.23(99.84) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула имеет вид $Cu_{0.97}Fe_{1.01}S_{2.02}$. Иногда в сростках с халькопиритом присутствуют *пирит* размером до 20–30 мкм, с примесью никеля и цинка и *сфалерит* до 15 мкм с примесью кадмия и меди.

Пентландит ($(Fe,Ni)_9S_8$) отмечается в рудах преимущественно в ассоциации с пирротин, образует либо сростки, каемки, либо линзовидные и пламевидные выделения вдоль трещин и имеет размеры до 30–50 мкм. В ассоциации с пентландитом отмечаются микровключения минералов свинца и серебра, иногда в виде каймы по нему развивается виоларит с примесью кобальта, в котором присутствуют включения серебросодержащего золота. В качестве примеси в пентландите присутствует кобальт ($n = 8$), в единичных случаях цинк, хотя встречаются и беспримесные формы. Химический состав пентландита ($n = 12$) следующий (в скобках среднее значение): Fe — 28.23–29.86(29.16), Ni — 34.17–36.61(35.52), S — 33.04–34.70(33.78), Co — 1.95–3.37(2.40), Zn — 0.47 при сумме 98.37–101.73(100.11) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула имеет вид $(Fe_{4.00}Ni_{4.63}Co_{0.31})S_{8.94}S_{8.06}$.

Кроме того, *халькопирит*, *пирротин*, *реже пентландит* и очень редко *пирит* содержат многочисленные микровключения гессита, серебросвинцовистых висмутотеллуридов, галенита, сфалерита, алтаита, клаустолита и самородного свинца, последний нередко содержит примеси селена, теллура, висмута и серебра.

Наибольший интерес на рудопроявлении вызывает присутствие *золота*, *арсенидов платины*, *серебросвинцовистых висмутотеллуридов*, *теллуридов серебра и палладия*. Теллуриды палладия на рудопроявлении Савабейский впервые были описаны в работах Р. И. Шайбекова [6, 7], но небольшое на тот момент количество анализов не давали полноценного представления о его химическом составе. Полученные данные уточняют это, выделяя три минеральные фазы изоморфного ряда *соболевскит* — *садберит* ($PdBi-PdTe-PdSb$): *висмутосурьмянистый* $Pd_{1-x}(Te,Sb_{+Bi})$, где $x = 0-0.22$, и *сурьмяно-висмутитовый* $Pd_x(Te,Bi_{+Sb})_4$ *теллуриды палладия*, а также *котульскит* $Pd(Te,Bi)$.

Висмутосурьмянистый теллурид палладия представляет собой эмульсионную вкрапленность, угловатые, изометричные выделения, ассоциирующиеся с халькопиритом, и имеет размеры от 0.3 до 4 мкм. Как правило, они располагаются по трещинам, кавернам, в катаклазированных областях и на периферийных частях с породообразующими минералами (рис. 2, а–с). В одном случае был отмечен агрегат, состоящий из трех параллельно вы-

тянутых выделений размером 2.5 мкм. Химический состав ($n = 13$) данной минеральной фазы относительно устойчивый, но характеризуется недостатком палладия и единичными примесями никеля, ртути, платины, мышьяка (в скобках среднее значение): Pd — 31.51–40.62 (35.27), Te — 22.86–39.68 (30.65), Bi — 9.83–22.97 (16.60), Sb — 12.27–16.83 (14.09), Ni — 0.88, Hg — 3.25, Pt — 4.84, As — 6.31 при сумме 92.63–101.6 (97.78) масс. %. Рассчитанная нами по средним значениям химического состава кристаллохимическая формула является идеализированной, но полноценно отражающей состав данной минеральной фазы и имеет вид $Pd_{1-x}(Te, Sb_{+Bi})_x$, где $x = 0–0.22$.

Сурьмяно-висмутосурьмянистый теллурид палладия, в отличие от висмутосурьмянистой разновидности, имеет более устойчивый состав. Он локализуется преимущественно в халькопирите в виде изометричных включений, зерен с явной кристаллографической формой, сростков вдоль трещин в халькопирите и в кварцевых прожилках, нередко как эмульсионная вкрапленность присутствует на границе или среди породообразующих минералов (рис. 2, d–f). Размеры зерен варьируют от первых до 25 мкм, в качестве примеси присутствует сурьма (до 16 масс. %). Химический состав ($n = 8$) этой разновидности теллурида палладия следующий (в скобках среднее значение): Pd — 24.74–28.98 (25.90), Te — 31.07–49.69 (35.66), Bi — 19.44–36.91 (30.36), Sb — 4.73–15.68 (7.38) при сумме 96.84–100.84 (99.31) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула данной фазы имеет вид $Pd_2(Te, Bi_{+Sb})_4$.

Висмутосурьмянистый теллурид палладия ($Pd(Te, Bi)$) встречается в халькопирите, в сростке с кварцем, в массе породообразующих минералов в виде угловатых, изометричных, удлиненных зерен размером от первых до 5 мкм. Корректный химический состав в виду маленьких размеров зерен удалось получить лишь по одному зерну: Pd — 38.60, Te — 31.57, Bi — 24.99, Sb — 4.15 при сумме 96.32 масс. %. Рассчитанная по средним значениям химического состава кристаллохимическая формула имеет вид $Pd_{0.95}(Te_{0.65}Bi_{0.31}Sb_{0.09})_{1.05}$.

Сперрилит ($PtAs_2$) является основным носителем платины на рудопроявлении и в сульфидных медно-никелевых проявлениях Пай-Хоя, что характерно для Cu-Ni-месторождений в целом. Он представляет собой угловатые ксеноморфные включения размером до 5–6 мкм в трещинах халькопирита или на периферийных его частях на границе с пироксеном, реже находится в массе породообразующих минералов (рис. 3, a, b). В качестве примесей присутствуют теллур ($n = 2$) и сурьма. Химический состав сперрилита ($n = 7$) характеризуется пониженными содержаниями платины (в скобках среднее значение): Pt — 52.04–58.49 (54.88), As — 41.70–47.60 (45.14), Te — 1.78–2.13 (1.96), Sb — 2.27 при сумме 99.66–102.31 (100.90) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула имеет вид $Pt_{0.95}As_{2.05}$.

Гессит (Ag_2Te) ассоциирует преимущественно с пирротинитом и халькопиритом, реже с пентландитом и в единичных случаях с пиритом; образуется по трещинам, катклазировавшимся областям в виде сростков, микровключений изометричной, удлиненно-вытянутой, угловатой формы, иногда с выраженными кристаллографическими очертаниями (рис. 3, c, d). Размер выделений варьирует от первых до 20 мкм. Иногда гессит встречается в сростках с халькопиритом в пирротините, на границе сульфидов, в таком случае размер его не превышает 5 мкм. Тел-

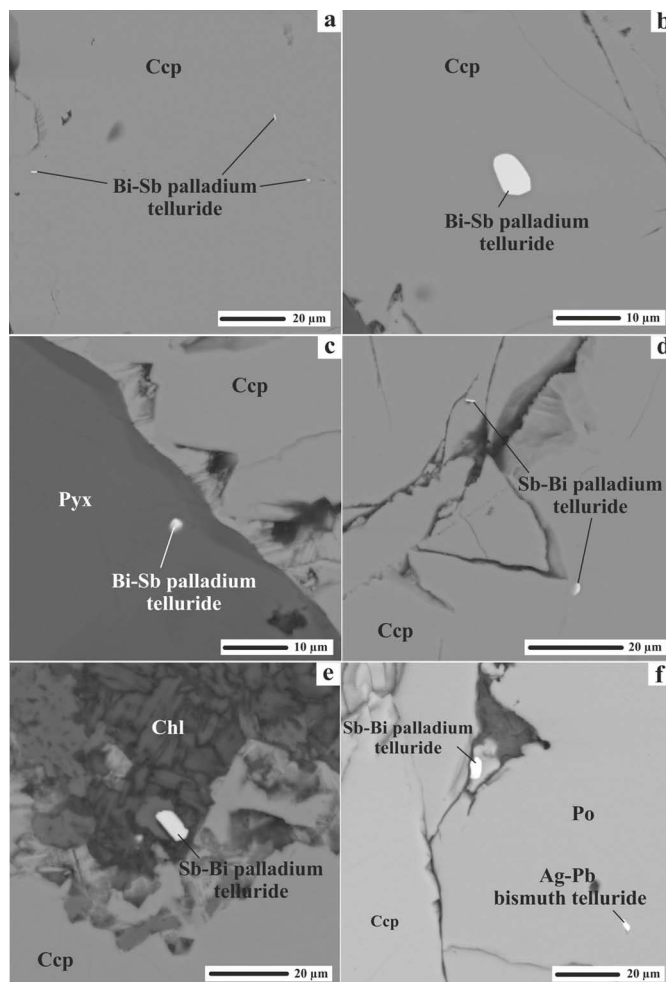


Рис. 2. BSE-изображения (SEM Vega Tescan 3 LMH) висмута-сурьмянистого теллурида палладия: a, b — в халькопирите, c — в пироксене; сурьмяно-висмутосурьмянистого теллурида палладия: d — в халькопирите, e — в хлорите, f — на границе халькопирит-пирротинит и включение серебросвинцовистого висмутотеллурида в пирротините

Fig. 2. BSE-images (SEM Vega Tescan 3 LMH) of bismuth-antimony telluride palladium: a, b — in chalcopyrite, c — in pyroxene; Antimony-bismuth telluride palladium: d — in chalcopyrite, e — in chlorite, f — on the border of chalcopyrite-pyrrhotite and include in silver-lead bismuth telluride

лурид серебра часто находится в ассоциации с галенитом, сфалеритом, клаустолитом, теллуридом висмута (цумоитом?), алтаитом, серебросвинцовистыми висмутотеллуридами. Химический состав гессита ($n = 35$) стабильный с редкими примесями свинца и селена (в скобках среднее значение): Ag — 49.68–67.37 (63.08), Te — 32.27–40.41 (36.03), Pb — 4.13 и 9.94, Se — 0.67 и 1.70 при сумме 92.21–101.67 (99.57) масс. %. По средним значениям химического состава кристаллохимическая формула гессита — $Ag_{2.02}Te_{0.98}$.

Еще одними минералами, содержащими серебро, являются серебросвинцовистые висмутотеллуриды. Представляют собой угловатые, изогнутые, удлиненно-вытянутые зерна размером до 15 мкм, кристаллизующиеся в пустотах и трещинах в пирротините, халькопирите, реже отмечаются выделения среди породообразующих минералов (рис. 2, f). Как правило, серебросвинцовистые висмутотеллуриды характеризуются нестабильным, со значительными вариациями составом, иногда с примесью селена. Химический состав висмутотеллуридов ($n = 6$) следующий (в скобках среднее значение): Pb — 10.09–48.66 (31.43), Ag — 1.06–18.87 (7.30), Te — 34.97–

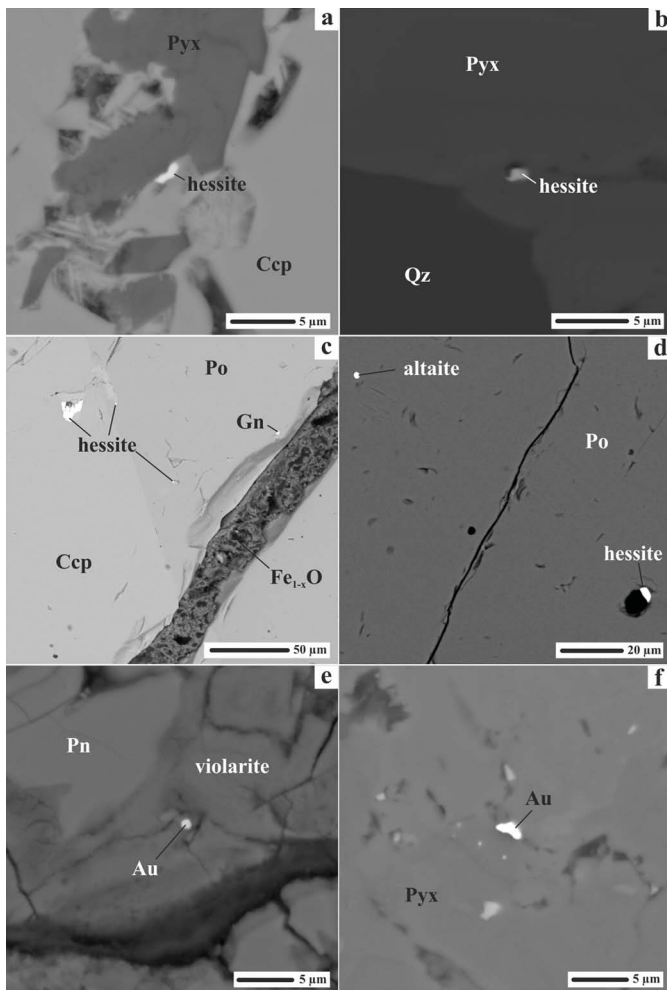


Рис. 3. BSE-изображения (SEM Vega Tescan 3 LMH) сперилита (a, b), гессита (c, d) и золота (e, f): a — на границе халькопирит — пироксен, b — в пироксене, c — в халькопирите и в пирротине с галенитом, d — в пирротине с алтаитом, e — в кайме виоларита, f — в пироксене

Fig. 3. BSE-images (SEM Vega Tescan 3 LMH) sperrylite (a, b), hessite (c, d) and gold (e, f): a — on the border of chalcopyrite-pyroxene, b — in pyroxene; c — in chalcopyrite and pyrrhotite with galena, d — in pyrrhotite with altaite, e — in the border of violarite, f — in pyroxene

40.15 (39.01), Bi — 9.59–31.92 (20.70) при сумме 90.59–101.43 (98.59) масс. %.

Золото (Au) на рудопроявлении встречается часто, преимущественно в самородном виде, реже в виде сростков и эмульсионной вкрапленности в халькопирите и среди породообразующих минералов. В отобранных пробах из первичных и вторичных ореолов обнаружилось большое разнообразие золотин с различной морфологией: комковатые, дендритовидные, слабоокатанные зерна (до 0.5 мм), пластинки (от 0.02 до 0.25 мм) прямоугольной, остроугольной и округлой форм, чешуйки. Золото ввиду значительной примеси серебра и небольшого количества меди имеет пробность, равную 780 ‰ и следующий химический состав ($n = 25$, сред.): Au — 78.13, Ag — 21.17, Cu — 0.7 % [2]. Нами также отмечено три микровключения серебросодержащего золота (рис. 3, e, f): одно выделение низкопробного золота (Au — 69.54, Ag — 26.39, сумма 95.93 масс. %) в виоларитовой кайме пентландита, два выделения среднепробного золота — среди породообразующих минералов вблизи сульфидных выделений (Au — 83.11, Ag — 17.19, сумма 100.50 масс. %) и в пентландите (Au — 79.52, Ag — 22.51, сумма 102.03 масс. %).

Методом рентгеновской томографии в изученном образце меланократового габбродолерита размером 1×1.5 см, со шлирово-вкрапленной минерализацией были установлены следующие содержания рудных и породообразующих минералов: пироксен — 73.952, плагиоклаз — 5.565, пирротин — 0.33, халькопирит — 0.126 и теллуриды палладия — 0.004 %, на неидентифицированные фазы приходится 20.023 %. Данный метод диагностики, как и метод электронной микроскопии, подтверждает, что теллуриды палладия приурочены преимущественно к халькопириту, при этом позволяя выявить его присутствие и более крупные (по сравнению с методом электронной микроскопии) выделения минеральных фаз в массе породообразующих минералов (рис. 4).

В настоящее время существует небольшое количество работ, касающихся благороднометалльной минерализации габбродолеритового комплекса Пай-Хоя и рудопроявления Савабейский в частности. Но и в них присутствуют некоторые несоответствия, которые мы постарались объяснить в данной работе.

В отчете Д. В. Зархидзе [1] в пробе № 3-19 дается описание минерала вавржинит (Ni_2SbTe_2), который встречается в виде изометричных зерен размером до 20 мкм и находится в тесной ассоциации с кобальтином, но в тексте приписывается то к рудопроявлению Савабейский, то к проявлению Первый. Позднее в работе А. А. Романова [3] этот минерал, вероятнее всего, из-за той же путаницы с пробами в отчете был ошибочно отнесен к рудопроявлению Савабейский (что подтверждается более поздней публикацией [2]). На это указывают и отличие в минеральном составе образцов, и данные по пространственной привязке рудных тел. Так, на рудопроявлении Первый основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит, пентландит, кобальтин, ильменит, никелин, герсдорфит, бравоит, миллерит, арсенопирит, борнит, марказит, пирит и гидротермит, а на рудопроявлении Савабейский — пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, пирит [6, 7, 9]. При этом вавржинит ассоциирует исключительно с кобальтином [1–3], а установленные нами теллуриды палладия [6, 7] и «боровскит» (проба № 8715, [1]) концентрируются в халькопирите. Теллуриды палладия отличаются от вавржинита большими содержаниями палладия, присутствием висмута и отсутствием никеля. Выделение минерала «боровскит» несколько ошибочно ввиду существенных отличий от классического состава минерала, пониженными содержаниями теллура, сурьмы, повышенными палладия и примесью висмута до 10 %. По своему составу «боровскит» ($n = 10$, Pd — 36.30–44.23 (ср. 40.16), Te — 31.83–46.43 (ср. 38.01), Sb — 14.26–23.88 (ср. 20.21), Bi — 4.61 и 11.58 при сумме 100.00 масс. %), выявленный Д. В. Зархидзе и др. [1], может быть отнесен к выделяемому нами висмутосурьмянистому теллуриду палладия и имеет формулу, близкую к $Pd_{1-x}(Te, Sb_{+Bi})_2$.

В ранее опубликованных работах Р. И. Шайбекова [6, 7] отражены несколько неполные данные по генезису сульфидов и благородных металлов на проявлении Савабейский. Проведенные дополнительные исследования позволяют более подробно рассмотреть вопросы генезиса рудной минерализации на изучаемом рудопроявлении.

Наиболее высокотемпературными сульфидами являются пирротин, халькопирит и пентландит. По экспериментальным данным, температура кристаллизации наиболее высокотемпературного гексагонально-

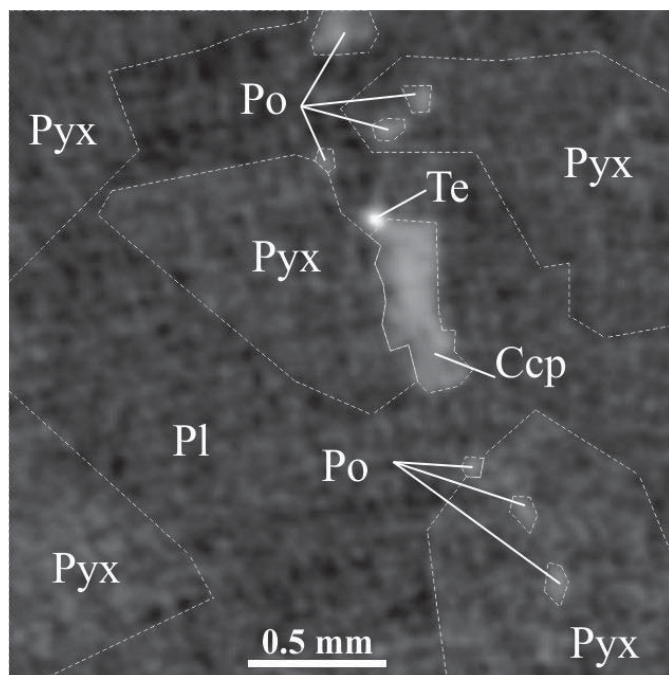


Рис. 4. Пространственные соотношения минеральных фаз на томографическом сечении образца (microtomograph SkyScan 1173): Pl — плагиоклаз; Pyx — пироксен; Po — пирротин; Csp — халькопирит; Te — теллурид палладия

Fig. 4. Spatial relations of minerals at the tomographic section (microtomograph SkyScan 1173): Pl — plagioclase; Pyx — pyroxene; Po — pyrrhotite; Csp — chalcopyrite; Te — palladium telluride

го пирротина (mss) соответствует 1191–1100 °С (стабилен до 100 °С [12]). Образование пирротина рудопроявления Савабейский происходило при более низких температурах, после процесса распада твердого раствора титаномagnetита на магнетит и ильменит, который ограничен 700 °С. Температура кристаллизации пентландита, по одним данным, ограничена 615 °С, по другим — 610 °С, для высокотемпературной формы она составляет 865 °С [17]. Пламевидная структура распада пентландита, присутствующая в пирротине на рудопроявлении, возникла при температуре 450 °С. Халькопирит (тетрагональный) стабилен при температуре ниже 557 °С, образуясь в поле пиритового твердого раствора (iss), далее при понижении температуры по трещинам в нем происходила кристаллизация (507 °С) ковеллина [10]. При последующих вторичных гидротермальных-метасоматических процессах сульфиды становились неустойчивыми (кроме халькопирита), в результате чего мы видим замещение пентландита виоларитом, который устойчив при температуре до 460 °С [17].

Как известно, Pd, Pt, Ag и Au практически не концентрируются в твердых растворах. Они остаются в остаточном расплаве, отделяющемся от кумулятивной массы, который, насыщаясь летучими компонентами и полуметаллами As, Te, Sb, Bi, начинает мигрировать в пределах рудопроявления, образуя висмутеллиды, антимониды, арсениды и висмутиды. Образование в халькопирите теллуридов палладия, относящихся к минералам изоморфного ряда соболевскит–садбериит (система PdBi-PdTe-PdSb), происходила при температурах 600–480 °С. По экспериментальным данным, садбериит при 600 °С формирует полный изоморфный ряд с котульским PdTe и неравновесные твердые растворы между PdTe и PdTe_2 , которые образуются в интервале 575–710 °С [15]. Температуры же плавления висмутидов пал-

ладия еще ниже: так, синтетический фрудит PdBi_2 плавится при 480 °С, а PdBi — при 610 °С. Благодаря полному изоморфизму между Sb, Te и Bi происходило последовательное замещение сурьмы и теллура висмутом [13], в результате этого температура кристаллизации снижалась. Упомянутый в тексте на рудопроявлении Первый минерал вавжинит, устойчивый при температуре 400 °С, выделился из твердого раствора состава $\text{NiTe-NiTe}_2\text{-NiSb}$ [2, 3], температура же кристаллизации вмещающего его никелистого кобальтина колеблется в пределах 650–400 °С [14]. Самыми поздними образованиями являющиеся сперрилит, гессит, золото и самородные выделения олова, свинца и серебра. Гессит, присутствующий в виде включений в пирротине, на границе халькопирит – пирротин и непосредственно в халькопирите в ассоциации с низкотемпературным сфалеритом, галенитом, теллуридом висмута и серебросвинцовистыми висмутотеллуридами, по экспериментальным данным, может быть отнесен к нижним температурам промежуточной модификации [по 11], стабильной при 802–145 °С.

Как уже упоминалось выше, в отчете Д. В. Зархидзе [1] по двум штучным пробам из отвалов канавы № 17, представленных меланократовыми габбродолеритами с обильной халькопирит-пирротиновой гнездово-вкрапленной минерализацией, были установлены (в лаборатории ЗАО «Механообр Инжиниринг Аналит» пробирно(Pb)-атомно-абсорбционным методом, г. Санкт-Петербург) значимые суммарные содержания $\text{Pt} + \text{Pd} + \text{Au}$ до 0.94 г/т; в отчете Н. М. Чернышева и др. [4] по 4 пробам для рудопроявления Савабейский установлены содержания $\text{Pt} + \text{Pd}$ до 0.083 г/т. Нами также были получены данные по Au, Pt, Pd, Rh, Ir, Ru в сульфидизированных габбродолеритах по 3 пробам из канав: № 36 — Pd — 0.19, Ir — 0.0021, Pt — 0.078, Au — 0.016 г/т; № 32 — Pd — 0.022, Pt — 0.028, Au — 0.15 г/т; № 17 — Ru — 0.0021, Pd — 0.022, Ir — 0.0039, Au — 0.017 г/т. Как следует из геохимических и минералогических данных, наибольшие концентрации благородных металлов фиксируются в пробах с интенсивной халькопиритовой минерализацией, претерпевших вторичные гидротермально-метасоматические изменения.

Закключение

В результате исследования сульфидной медно-никелевой минерализации проявления Савабейский была установлена благороднометалльная минерализация магматического и гидротермально-метасоматического генезиса.

Основными минералами МПГ являются гессит, сперрилит, серебросвинцовистые висмутотеллуриды, теллуриды палладия и золото. Наибольшее разнообразие имеют теллуриды палладия, которые характеризуются изменчивостью состава и относятся к промежуточным минералам изоморфного ряда соболевскит – садбериит. Наиболее высокотемпературными платиноидами являются теллуриды палладия, самыми низкотемпературными — сперрилит, гессит, висмутотеллуриды и золото.

Повсеместное присутствие МПГ-минерализации на рудопроявлении Савабейский и в ряде других рудопроявлений и пунктах минерализации Пай-Хоя и относительно высокие их концентрации в рудах ($\text{Pt} + \text{Pd}$ — до 1 г/т) вызывают большой интерес ввиду перспективности района в отношении благороднометалльной минерализации.



Авторы выражают благодарность А. А. Штырляевой (НМСУ «Горный», г. Санкт-Петербург) за проведение рентгенотомографической съемки.

Работа выполнена при поддержке грантов фундаментальных научных исследований УрО РАН №15-18-5-46 и №15-15-5-73.

Литература

1. Зархидзе Д. В., Малых О. Н., Войтович З. Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь): Отчет. Нарьян-Мар, 2010. 1080 с. (Кomi ТГФ).
2. Петраков, Н. А., Романов А. А. Благороднометаллическая минерализация в габбро-дolerитах Центрального Пай-Хоя // Проблемы недропользования: Сб. науч. тр. Междунар. форума-конкурса молодых ученых (23–25 апр. 2014 г.). СПб., 2014. Ч. 2. С. 238.
3. Романов А. А., Юферова Е. А., Зархидзе Д. В. Находка минерала вавриинит (Ni_2SbTe_2) в габбро-дolerитах хенгурского комплекса // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 267–269.
4. Чернышов Н. М., Переславцев А. В., Кузнецов А. Н. и др. Формационные типы ультрамафит-мафитовых интрузий Пайхойской провинции и перспективы их никеленосности / Воронежский государственный университет, R-41. Воронеж, 1990. 227 с. (Кomi ТГФ).
5. Шайбеков Р. И. Дolerитовое тело (Сопча) Центрального Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb-метода (SHRIMP II) // Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006. С. 246–248.
6. Шайбеков Р. И. Новые данные о благороднометаллической минерализации рудопоявления «Савабейский» (Центральный Пай-Хой) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 206–210.
7. Шайбеков Р. И. Платиносульфидная минерализация в габбро-дolerитах Пай-Хоя. Сыктывкар, 2013. 108 с.
8. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Маркина Н. М., Молчанова Е. В., Калаус С. В. Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1:1000000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. Т. II. С. 183–185.
9. Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Тимонин Н. Н. Минерогения Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 291 с.
10. Cabri L. J. New Data on Phase Relations in the Cu-Fe-S System. Econ. Geol. 68. 1973. P. 443–454.
11. Cabri L. J. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance // Econ Geol 60: 1965. P. 1569–1609.
12. Craig J. R. and Kullerud, G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. Economic Geology Monograph, V. 4. 1969. P. 344–358.
13. Hoffman E. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system / E. Hoffman, W. H. Maclean // Economic Geology, 1976. V. 71. P. 1461–1468.
14. Klemm D. D. Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}-\text{NiAsS}$ und $\text{FeS}_2-\text{CoS}_2-\text{NiS}_2$. Neues Jahrb. Mineral., Abh. Vol. 103(3), 1965. P. 205–255.
15. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. CIM S. V. 54 / L.J. Cabri, Ed. Montreal: Canad. ins. of mining and metal, 2002. P. 131–175.
16. NIST XCOM database at URL: <http://physics.nist.gov/PhysRefData/Xcom/Text/XCOM.html>
17. Sugaki A., Kitakaze A. The phase relations between $\text{Fe}_{4.5}\text{Ni}_{4.5}\text{S}_8$ and Co_9S_8 in the system Fe-Ni-Co-S at temperatures from 400° to 1100 °C. Can. Min. Vol. 42, 2004. P. 17–42.

References

1. Zarhidze D. V., Malykh O. N., Wojtowicz Z. N., et al. *Otchet "Geologicheskoe doizuchenie masshtaba 1:200 000 listov R-41-XXVIII, XXIX (Karskaya ploschad)* (Report "Geological additional exploration of scale 1: 200 000 sheet R-41-XXVIII, XXIX (Kara area)) Naryan-Mar, 2010, 1080 pp
2. Petrakov N. A., Romanov A. A. *Blagorodnometallnaya mineralizatsiya v gabbro-doleritah Tsentralnogo Pai-Hoya* (Noble metal mineralization in gabbro-dolerites of Central Pay-Khoy). Problems subsurface resources management: collection of research papers intern. forum-competition for young scientists (April 23–25. 2014). St. Petersburg, 2014, Part 2, pp. 238.
3. Romanov A. A., Yuferova E. A., Zarhidze D. V. *Nahodka minerala vavzhinit (Ni_2SbTe_2) v gabbro-doleritah hengurskogo kompleksa* (Find of mineral vavrinite (Ni_2SbTe_2) in gabbro-dolerites of Khengursky complex). Mineralogical Perspectives: Proceedings of the International Mineralogical Seminar. Syktyvkar, Geoprint, 2011, pp. 267–269.
4. Chernyshov N. M., Pereslavytsev A. V., Kuznetsov A. N. et al. *Formatsionnye tipy u'tramafit-mafitovykh intruzii Paihoiskoi provintsii i perspektivy ih nikelenosnosti* (Formational types of ultramafic-mafic intrusions of Pay-Khoy province and prospects of their nickel content). Voronezh State University, Voronezh, 1990, 227 pp.
5. Shaybekov R. I. *Doleritovoe telo (Sopcha) Tsentralnogo Pai-Hoya i ego datirovanie s ispolzovaniem U-Pb metoda (SHRIMP II)* (Dolerite body (Sopcha) of Central Pay-Khoy and its dating by U-Pb method (SHRIMP II)). Third Siberian International Conference of Young Scientists on Earth sciences. Novosibirsk Branch of RAS, 2006, pp. 246–248.
6. Shaybekov R. I. *Novye dannye o blagorodnometallnoi mineralizatsii rudoproyavleniya "Savabeiskii" (Tsentralnyi Pai-Hoi)* (New data on the noble metals mineralization «Savabeysky» (Central Pay-Khoy)). Structure, substance and history of the lithosphere of the Timan-Severouralsk segments: Materials of the 19th scientific conference. Syktyvkar, Geoprint, 2010, pp. 206–210.
7. Shaybekov R. I. *Platinosulfidnaya mineralizatsiya v gabbro-doleritah Pai-Hoya* (Platinum-sulphide mineralization in gabbro-dolerite rocks of Pay-Khoy). Syktyvkar, 2013, 108 pp.
8. Shishkin M. A., Shkarubo S. I., Markina N. M., Molchanova E. V., Kalaus S. V. *Osnovnye itogi sozdaniya kompleksnoi gosudarstvennoi geologicheskoi karty m-ba 1:1000000 (3-e pokolenie) lista R-41 (Amderma)* (Main results of the creation of a comprehensive national geological map at scale 1: 1000000 (3rd generation) sheet R-41 (Amderma)). Mat. conference: Geology and mineral resources of the European North-East of Russia, V. II, Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 2009, pp. 183–185.
9. Yushkin N.P., Kunz A.F., Timonin N.N. *Minerageniya Pai-Hoya* (Minerageny of Pay-Khoy). Ekaterinburg, UB RAS, 2007, 291 pp.
10. Cabri, L. J. New Data on Phase Relations in the Cu-Fe-S System. Econ. Geol. 68. 1973. pp. 443–454.
11. Cabri L. J. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance. Econ Geol 60: 1965, pp. 1569–1609.
12. Craig, J. R. and Kullerud, G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. Economic Geology Monograph, V. 4, 1968, pp. 344–358.
13. Hoffman, E. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system / E. Hoffman, W. H. Maclean // Economic Geology, 1976, V. 71, pp. 1461–1468
14. Klemm, D. D. Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}-\text{NiAsS}$ und $\text{FeS}_2-\text{CoS}_2-\text{NiS}_2$. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* Vol. 103(3), 1965, pp. 205–255.
15. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. CIM S. V. 54 / L.J. Cabri, Ed. Montreal: Canad. ins. of mining and metal, 2002, pp. 131–175.
16. NIST XCOM database at URL: <http://physics.nist.gov/PhysRefData/Xcom/Text/XCOM.html>
17. Sugaki A., Kitakaze A. The phase relations between $\text{Fe}_{4.5}\text{Ni}_{4.5}\text{S}_8$ and Co_9S_8 in the system Fe-Ni-Co-S at temperatures from 400° to 1100 °C. *Can. Min.* Vol. 42, 2004, pp. 17–42.



ОСОБЕННОСТИ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Ю. С. Симакова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yssimakova@geo.komisc.ru

В статье представлены результаты изучения глобулярных филлосиликатов (глауконита и смешанослойных фаз) из верхнеюрских отложений Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев. Выделенные зерна были исследованы комплексом физико-химических методов: рентгеновской дифрактометрии, сканирующей электронной микроскопии с микропробным анализом (СЭМ), ИК-спектроскопии.

Особое внимание было уделено кристаллохимическим особенностям глобулярных слоистых силикатов и процессам глауконитообразования в продуктивных породах.

Ключевые слова: глауконит, смектит, смешанослойные фазы, образование слоистых силикатов.

CRYSTAL-CHEMICAL FEATURES OF GLOBULAR LAYER SILICATES FROM THE CHIM-LOPTYUGA OIL SHALE DEPOSIT

Y. S. Simakova

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar

yssimakova@geo.komisc.ru

The results of mineralogical investigation of globular phyllosilicates (glauconite and mixed-layer minerals) from the Chim-Loptyuga pyroschist deposit are presented. Grains were studied using modern chemical and physical methods: X-ray diffraction, scanning electron microscopy (SEM), microprobe analyses, infra-red spectroscopy.

Special attention was given to the crystal-chemical features of mineral and processes of glauconite formation in the producing rocks.

Keywords: glauconite, smectite, mixed-layer minerals, formations of phyllosilicates.

Верхнеюрские отложения, содержащие горючие сланцы, широко распространены на территории европейской части России [10]. Разрез верхнеюрских отложений Чим-Лоптюгского месторождения (Яренский сланцевосносный район, Мезенская синеклиза) сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, известковыми глинами темно-серого и зеленовато-серого цвета, мергелями с редкими слоями песчаников. Глинистые минералы являются порообразующими компонентами во всех типах пород. Они служат одним из надежных индикаторов литогенеза, отражающим в своих кристаллохимических особенностях условия геологической среды и ее изменения. Ранее нами были выявлены некоторые тенденции распределения глинистых минералов в разрезах скважин Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев [9]. Верхнеюрские породы месторождения характеризуются поликомпонентным составом глинистых минералов с преобладанием смешанослойных фаз, содержащих разбухающие слои, и иллита. В отложениях оксфордского и кимериджского ярусов верхнего отдела юрской системы (J_3 o+km) присутствуют зерна зеленого минерала, диагностированного как глауконит и используемого как литологический репер. Эти глобулярные образования рассеяны в глинистом веществе толщи. В настоящей работе рассмотрены особенности состава тонкодисперсных и глобулярных слоистых силикатов (ГСС) Чим-Лоптюгского месторождения.

Вопросы образования слоистых силикатов с высоким содержанием железа (нонтронита, глауконита, Феллита, Fe-смектита) различного возраста в условиях морских водоемов, их трансформационных преобразований и связанных с ними структурных изменений неоднократно рассматривались как в экспериментальных,

так и теоретических работах [1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12, 13, 16]. Отмечается, что образование глауконита обусловлено взаимодействием геохимических условий в пределах продуктивной толщи, скорости седиментации и влиянием органического вещества при диагенезе [13, 16, 20].

Нами изучались глауконитсодержащие породы оксфордского и кимериджского ярусов верхнего отдела юрской системы. Глобулярные зерна отбирались из керна скважины 332 Чим-Лоптюгского месторождения.

Методы исследования

Зерна глобулярных слоистых силикатов отбирались под биноклем, глинистая фракция пород отделялась путем отмучивания. Ввиду особенностей морфологии зерен минеральный состав анализировался в частично ориентированных препаратах в воздушно-сухом состоянии и после насыщения этиленгликолем, а также в неориентированных препаратах. Фазовый состав глинистой фракции был определен при помощи рентгендифрактометрического анализа ориентированных и неориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение — $\text{CuK}\alpha$, 30kV/20mA, области сканирования 2–52 и 55–65°2 θ). Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выполнен с помощью программы Sybilla[®] как для воздушно-сухих, так и для обработанных органическими жидкостями ориентированных образцов. Морфология поверхности и состав частиц минералов изучались под сканирующим электронным микроскопом (СЭМ) Jeol JSM-6400, укомплектованным микрозондовой энергодисперсионной приставкой Link ISIS (оператор В. Н. Филиппов). Инфракрасные (ИК) спектры глинистых



минералов были получены с помощью фурье-спектрометра ИнфраЛюм ФТ-02 в диапазоне 400–4000 см⁻¹ (оператор М. Ф. Самотолкова).

Результаты

Морфологически зерна ГСС имеют глобулярную, нередко уплощенную, таблитчатую форму. Окраска зерен — от темно- до светло-зеленой (рис. 1), при этом цвет минерала может меняться в пределах одного зерна.

Часто встречаются сростания ГСС, кварца и агрегатов пирита (рис. 2, д). На СЭМ-снимках можно видеть, что микроstructures зеленых зерен представлены спутан-

но-пластинчатыми образованиями, сложенными изогнутыми частицами (рис. 2, а–г), часто наблюдаемыми в глауконите. В светло-зеленых зернах встречаются петельчатые микроstructures, характерные для смектитовых минералов (рис. 2, г).

На дифрактограммах глобулярного силиката (рис. 3) базальные рефлексы [00l] проявляются довольно слабо по сравнению с небазальными отражениями [hkl]. Кроме того, дифракционные кривые характеризуются достаточно высокой линией фона из-за повышенного содержания железа в образце. На дифрактограммах темно-зеленого ГСС диагностируются несколько фаз, относящихся к слоистым силикатам: слюдяная (собственно глауконитовая), смектитовая и смешанослойная фаза иллит/смектитового типа. Глауконит диагностируется по серии базальных отражений 00l с межплоскостными отражениями $d/n \approx 10.0, 5.0$ (очень слабый), $3.35 \text{ \AA}$, а также по небазальным рефлексам hkl (наиболее интенсивные из них $d/n \approx 4.53$ (020), 2.59 (130), 2.40 (13-2), 1.510 (060) $\text{\AA}$ и др). Набор рефлексов соответствует политипной модификации 1М, хотя сами отражения несколько уширены, что может свидетельствовать и о присутствии слабоупорядоченного политипа 1Md. Критериями структурной упорядоченности глауконита являются интенсивные отражения -112 и 112 , а также хорошо разрешающиеся рефлексы -111 и 021 [3]. Интервал отражений $02l$ и $11l$ на дифрактограммах характеризуется относительно интенсивными рефлексами -112 и 112 с $d \sim 3.655$ и $3.075 \text{ \AA}$ соответственно, отчетливыми отражениями -111 с $d \sim 4.36 \text{ \AA}$ и 021 с $d \sim 4.13 \text{ \AA}$, что свидетельствует об относительной трехмерной упорядоченности глауконита.

В области 060 на дифрактограммах неориентированных образцов зеленого глауконита присутствует несколько рефлексов, относящихся к различным слоистым силикатам. Наиболее интенсивный пик с $d_{060} = 1.510\text{--}1.513 \text{ \AA}$ ($b = 9.06\text{--}9.08 \text{ \AA}$) принадлежит глаукониту, слабое отражение с $d_{060} = 1.500 \text{ \AA}$ относится к диоктаэдрической смектитовой фазе.

В светлых зернах содержание смектита существенно больше по сравнению с зелеными. При насыщении образца органическими жидкостями интенсивный смек-

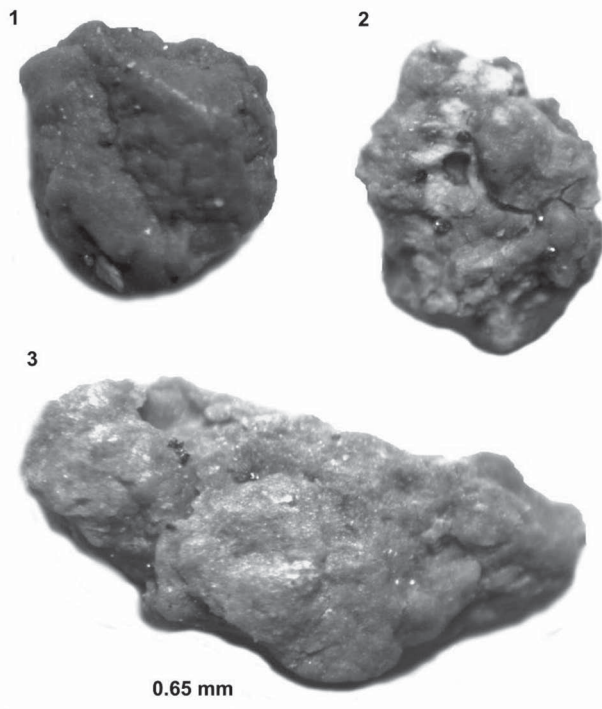


Рис. 1. Зерна глобулярных слоистых силикатов: 1 — темно-зеленое, 2 — зеленое с переходом к светло-зеленому, 3 — светло-зеленое

Fig. 1. Grains of globular layer phyllosilicates: 1 — dark green, 2 — green to light green, 3 — light green

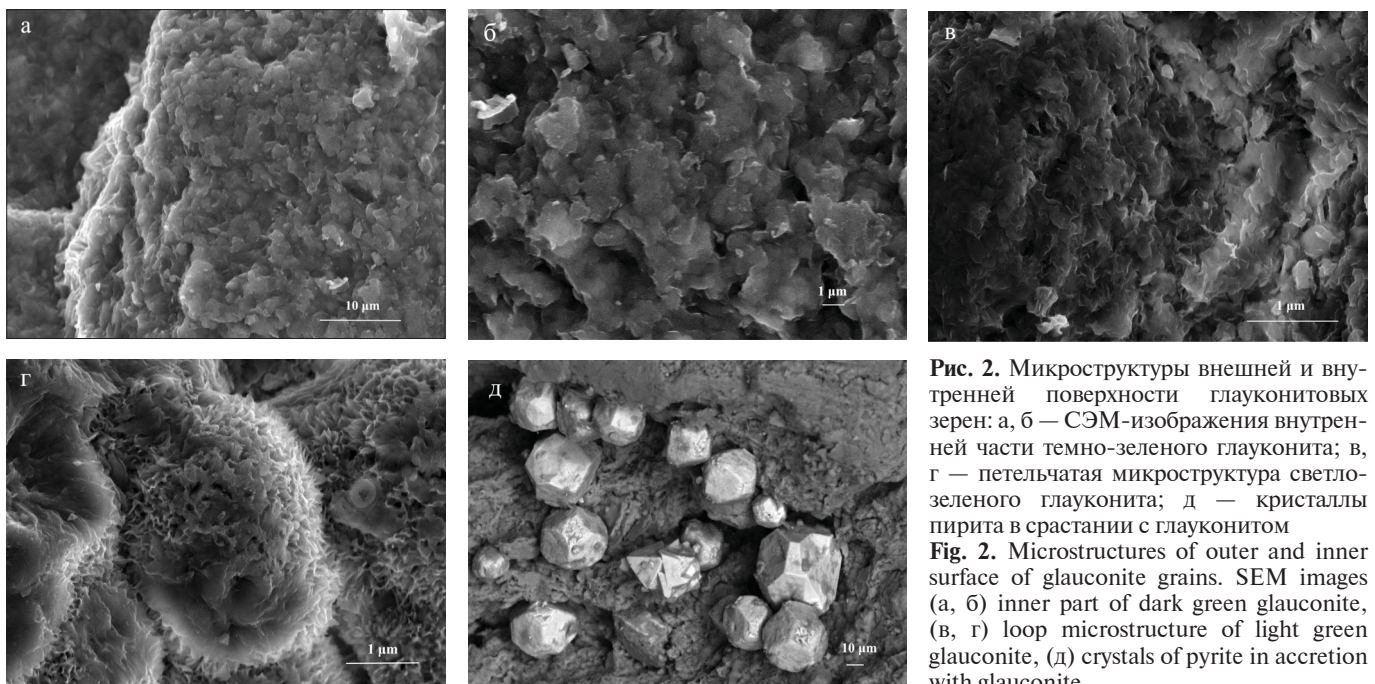


Рис. 2. Микроstructures внешней и внутренней поверхности глауконитовых зерен: а, б — СЭМ-изображения внутренней части темно-зеленого глауконита; в, г — петельчатая микроstructure светло-зеленого глауконита; д — кристаллы пирита в сростании с глауконитом

Fig. 2. Microstructures of outer and inner surface of glauconite grains. SEM images (a, b) inner part of dark green glauconite, (c, d) loop microstructure of light green glauconite, (e) crystals of pyrite in accretion with glauconite

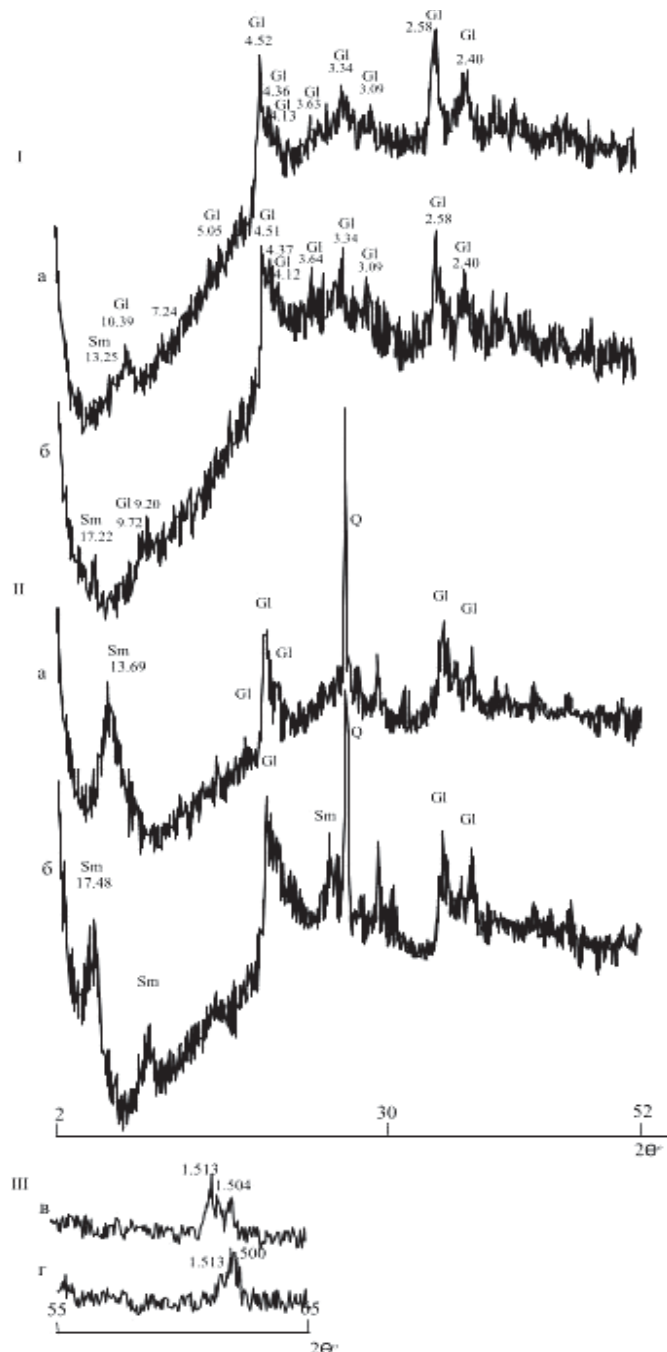


Рис. 3. Дифрактограммы частично ориентированных препаратов темно-зеленого (I) и светло-зеленого (II) глобулярного слоистого силиката в воздушно-сухом (a) и насыщенном этиленгликолем (б) состоянии: Gl — глауконит, Sm — смектит, Q — кварц, а также фрагмент дифрактограмм в области 060 (III) темно-зеленого (v) и светло-зеленого (r) глауконита (неориентированный образец)

Fig. 3. Diffraction patterns of partially oriented samples of dark green (I) and light green (II) globular phyllosilicate in air-dry (a) and saturated with ethylene glycol (b) state. Gl — glauconite, Sm — smectite, Q — quartz, and the diffraction patterns in range 060 (III) of dark green, (v) and light green (r) glauconite (non-oriented sample)

титовый рефлекс $d_{001} = 13.7 \text{ \AA}$ смещается в малоугловую область до $d_{001} = 17.5 \text{ \AA}$. При этом слюдистые (глауконитовые) отражения также присутствуют на дифрактограмме. Соотношение интенсивностей рефлексов в области 060 на дифрактограммах темно-зеленых и светло-зеленых зерен различно: на последних более интенсивен смектитовый рефлекс с $d_{060} = 1.500 \text{ \AA}$, глауконитовый — менее интенсивен, между этими пиками наблюдаются промежуточные отражения, относящиеся к смешанно-

слоистым фазам. Таким образом, очевидно, что темно-зеленые глауконитовые глобулы содержат некоторое количество разбухающей фазы — смектита. Содержание её в светло-зеленых глобулах довольно велико и может отражать промежуточную стадию глауконитообразования, когда смектит преобразуется в глауконит при вхождении калия в межслоевые промежутки, а железа — в октаэдрические позиции слоистых силикатов при благоприятных условиях.

Кристаллохимические формулы минералов были рассчитаны на основании результатов микрозондового анализа и приведены в таблице. Сумма зарядов анионного каркаса $(O_{10}(OH)_2)^{-22}$ при расчете считается постоянной, предполагается, что железо в структуре глауконита присутствует в трехвалентной форме. Преобладающим катионом октаэдрической сетки минерала является Fe^{III} (для светло-зеленых зерен — 0.78–0.94 формульных единиц (ф. е.), для темно-зеленых — 1.12–1.30 ф. е.), содержание октаэдрического Al меняется в пределах 0.23–0.48 и 0.65–0.81 ф. е. соответственно. Fe-индекс $n = Fe^{III+}/(Fe^{III+} + VIAl)$ варьирует от 0.47 до 0.85 ф. е., а содержание межслоевого K — от 0.24 до 0.46 ф. е. Если бы в анализах учитывалось двухвалентное железо, Fe-индекс, скорее всего, был бы чуть ниже, хотя содержание Fe^{2+} в глауконитах обычно составляет не более 5–10 %. Состав изученных глауконитовых глобул (как темно, так и светло-зеленых), по данным микрозондового анализа примерно одинаков на сколе глобул и на их поверхности.

Согласно номенклатуре слюд AIPEA [18], обобщенная кристаллохимическая формула глауконита имеет вид $K_{0.8} R^{III}_{1.33} R^{II}_{0.67} \square Al_{0.13} Si_{3.87} O_{10}(OH)_2$, где $VI R^{II}/(VI R^{II} + VI R^{III}) \geq 0.15$ и $VI Al/(VI Al + VI Fe^{III}) \leq 0.5$. Для рассчитанных нами кристаллохимических формул индекс $VI R^{II}/(VI R^{II} + VI R^{III})$ меняется в пределах 0.17–0.24, тогда как индекс $VI Al/(VI Al + VI Fe^{III})$ для формул зеленых зерен варьирует от 0.15 до 0.3, а для светло-зеленых — от 0.41 до 0.53. Как видим, темно-зеленый минерал в глобулах при довольно высоком содержании трехвалентного железа, алюминия и магния в октаэдрических позициях по фор-

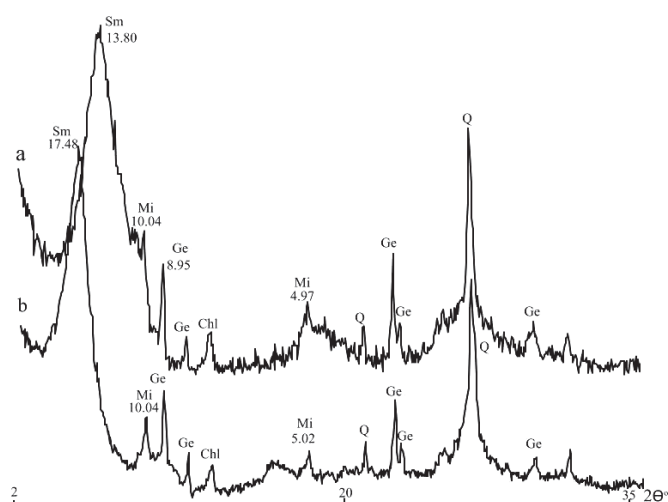


Рис. 4. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции (<1 μm) глауконитсодержащей породы в воздушно-сухом (a) и насыщенном этиленгликолем (б) состоянии: Sm — смектит, Chl — хлорит, Mi — слюда, Ge — гейландит, Q — кварц

Fig. 4. Diffraction patterns of oriented samples of clay fraction (<1 μm) of glauconite-containing rocks in air-dry (a) and saturated with ethylene glycol (b) state. Sm — smectite, Chl — chlorite, Mi — mica, Ge — heulandite, Q — quartz

Кристаллохимические формулы образцов глауконита Crystal chemical formulae of glauconite samples

№ обр. Sample No.	Катионы, ф. е. Cations, fu								Заряд Charge			n	$VAl/(VIAl + VIFe^{III})$	$VIIR^{II}/(VIIR^{II} + VIIR^{III})$
	Тетраэдрические Tetrahedral		Октаэдрические Octahedral				Межслоевые Interlayered		Тетраэдрический Tetrahedral	Октаэдрический Octahedral	Межслоевой Interlayered			
	Si	Al	Fe ³⁺	Al	Mg	Σ	Ca	K						
1	3.92	0.08	1.25	0.36	0.33	1.94	0.07	0.43	15.92	5.49	0.57	0.78	0.22	0.17
2	3.81	0.19	1.30	0.23	0.50	2.03	0.07	0.46	15.81	5.59	0.60	0.85	0.15	0.24
3	3.80	0.20	1.29	0.29	0.42	2.00	0.09	0.43	15.80	5.58	0.61	0.82	0.18	0.21
4	3.93	0.07	1.12	0.48	0.33	1.93	0.09	0.42	15.93	5.46	0.60	0.70	0.3	0.17
5	3.94	0.06	0.87	0.73	0.41	2.01	0.10	0.25	15.94	5.62	0.45	0.54	0.45	0.20
6	3.92	0.08	0.78	0.81	0.41	2.00	0.09	0.30	15.92	5.59	0.48	0.49	0.51	0.21
7	3.99	0.01	0.79	0.79	0.42	2.00	0.10	0.24	15.99	5.56	0.44	0.50	0.5	0.21
8	3.99	0.01	0.75	0.85	0.37	1.97	0.10	0.27	15.99	5.54	0.47	0.47	0.53	0.19
9	3.95	0.05	0.94	0.65	0.39	1.98	0.10	0.28	15.95	5.55	0.48	0.59	0.41	0.20

n — Fe-индекс (Fe index) ($Fe^{III}/(Fe^{III} + VIAl^{III})$)

Образцы: 1–4 — темно-зеленые глобулы, 5 — зеленые глобулы, 6–9 — светло-зеленые глобулы.

Samples: 1–4 — dark green globules, 5 — green globules, 6–9 — light green globules.

муле не вполне соответствует глаукониту из-за низкого межслоевого заряда, хотя значения вышеупомянутых индексов позволяют отнести его к глаукониту. Дефицит калия в минерале связан с присутствием в его структуре разбухающих межслоевых промежутков и отражает некоторую структурную неоднородность глинистых минералов. Рассчитанные кристаллохимические формулы для глауконита из темно-зеленых глобул позволяют отнести его к диоктаэдрическим слюдам с дефицитом межслоевых катионов. На диаграмме Менье — Эль Альбани [16] фигуративные точки чим-лоптюгских темно-зеленых зерен попадают на самую границу поля глауконита (рис. 6), а светлых зерен — ближе к области смешанослойных минералов. Следует, однако, отметить, что границы между полями диаграммы весьма условны, и глаукониты из многих литературных источников, полностью соответствующие номенклатурным требованиям, тем не менее не попадают в глауконитовое поле данной диаграммы [13]. По шкале зрелости Г. Одина и А. Маттера [17], в которой выделено несколько стадий диагенетического изменения глауконита — от незрелой до высоkozрелой, фиксирующихся по содержанию в нем K_2O , чим-лоптюгские ГСС

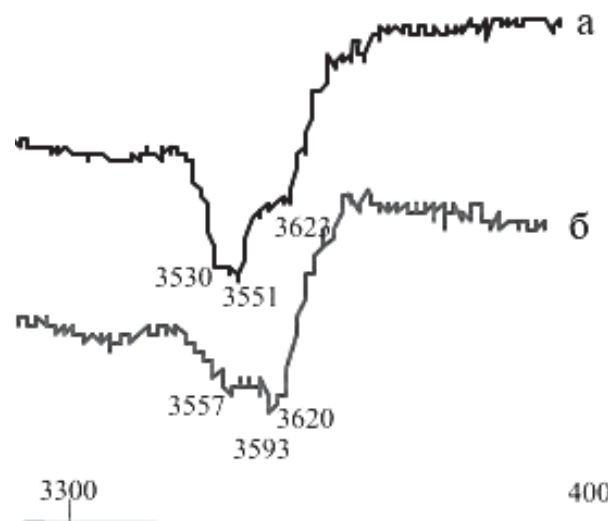


Рис. 5. ИК-спектры ГСС: (а) темно-зеленых (б) и светло-зеленых зерен в области валентных колебаний ОН-групп

Fig. 5. IR spectra of GLS: (a) dark green (b) light green grains in the area of valence vibrations of OH-groups

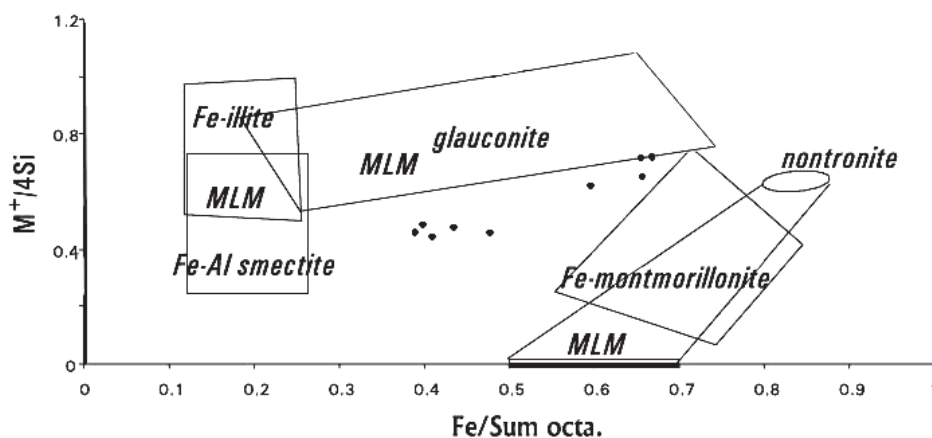


Рис. 6. Диаграмма Менье — Эль Альбани [16], отражающая области железосодержащих глинистых и смешанослойных минералов в зависимости от отношения суммарного межслоевого заряда к 1/4 ф. е. кремния ($4M^+/Si$, где $M^+ = Na + K + 2Ca$) и отношения ф. е. железа к сумме октаэдрических катионов. MLM — смешанослойные минералы. • — фигуративные точки исследуемых образцов

Fig. 6. Meunier-El Albani diagram [16] reflecting iron-containing clay and mixed-layer minerals depending on the ratio of the total interlayer charge to 1/4 fu silicon ($4M^+/Si$, where $M^+ = Na + K + 2Ca$) and the ratio fu iron to the amount of octahedral cations. MLM — mixed-layer minerals. • — figurative points of the studied samples

относятся к категории «незрелых», для которых содержание K_2O составляет 4–6 %. Данные инфракрасной спектроскопии важны для характеристики слоистых силикатов типа 2:1, особенно информативны в этом отношении их ИК-спектры в области валентных колебаний ОН-групп. Многочисленными исследованиями [8, 12, 14, 15, 19, 21] установлены взаимоотношения между волновыми числами в интервале $3400–3700\text{ см}^{-1}$ и локальными катионными конфигурациями вокруг ОН-групп в диоктаэдрических слюдах. Полученные для исследуемых образцов ИК-спектры соответствуют опубликованным данным для глауконита. Наши образцы в области валентных колебаний ОН-групп характеризуются следующими параметрами: полосы поглощения: у темно-зеленых зерен — $3530, 3557, 3623\text{ см}^{-1}$ и у светло-зеленых — $3557, 3593, 3620, \text{ см}^{-1}$ (рис. 5). На рис. 5 можно видеть, что у темно-зеленой разновидности ярче выражена полоса поглощения 3557 см^{-1} , которая, согласно данным Ж. Бессона и В. А. Дрица [14], соответствует в Fe-слюдах катионной паре $Fe^{3+}-Fe^{3+}$, связанной с ОН-группой; слабее проявляется пик поглощения 3623 см^{-1} , отвечающий за пару катионов $Al-A1$. Можно предположить, что полоса поглощения 3557 см^{-1} соответствует паре $Al-Fe^{2+}$ либо паре $Mg-Fe^{3+}$ и «плечо» $3570\text{ см}^{-1} - Al-Fe^{3+}$. Согласно [21], полоса 3593 см^{-1} характерна для смектита и соответствует паре $Al-Fe^{3+}$. Исследования показывают, что интенсивность полос поглощения в высокочастотной области зависит от содержания в образце Al . Таким образом, результаты ИК-спектроскопии свидетельствуют о том, что в темно-зеленых глауконитовых зернах преобладает катионная пара $Fe^{3+}-Fe^{3+}$, связанная с ОН-группой, тогда как в измененном светло-зеленом минерале такой парой является $Al-A1$. Данные ИК-спектроскопии подтверждают результаты исследования глобулярных слоистых силикатов Чим-Лоптюгского месторождения. Полученные результаты показывают, что основным трендом в образовании глауконита является входение калия в межслоевое пространство и Fe^{3+} — в октаэдрические позиции структуры смектитового минерала и трансформация его в глауконит через смешанослойные фазы.

Глинистая фракция глауконитсодержащих пород представлена в основном смешанослойными минералами иллит/смектитового и хлорит/смектитового состава (рис. 4). Преобладает в образце иллит/смектитовая фаза с содержанием слюдистой компоненты 5–20 %. Нам представляется, что значительная часть глинистых минералов могла образоваться при трансформационных преобразованиях исходных слоистых силикатов под воздействием органического вещества в стадии диагенеза. С этой стадией также связано образование цеолита (гейландита, рис. 4), глауконита и сульфидов железа, широко распространенных по всему разрезу, а в некоторых стратиграфических интервалах — сульфидов цинка, кобальта и никеля, свидетельствующее об активном аутигенном минералообразовании в верхнеюрских породах.

Выводы

Глобулярные слоистые силикаты Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев представлены разноокрашенными зернами, при этом зерна зеленой и темно-зеленой окраски являются глауконитом с низким содержанием калия и, соответственно, слабой степенью диагенетического созревания минерала. Зеленые зерна сложены дефектным слюдистым минералом, близким

по составу к глаукониту с низким межслоевым зарядом, что также говорит о низкой степени зрелости этого минерала. Присутствие пирита на поверхности глобул может свидетельствовать о том, что образование глауконита было прервано и не завершено из-за изменения восстановительно-окислительных условий или проницаемости окружающей среды. Глауконит в породах ассоциирует с цеолитом группы гейландита — клиноптилолита. Формирование данной ассоциации многими исследователями связывается с диагенезом пирокластике [7]. Светло-зеленые зерна содержат в своём составе помимо глауконита значительную смектитовую составляющую. Можно предположить, что смектит являлся «прекурсором» при образовании глауконита и изменение скорости седиментации и проницаемости окружающей среды помешало завершению процесса глауконитообразования. Глауконитсодержащие породы также подвергнуты широким трансформациям, выражающимся в широком распространении смешанослойных минералов, содержащих разбухающие слои. Кристаллохимические особенности глауконита позволяют рассматривать его в качестве индикатора слабой степени диагенетического преобразования осадка.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-49.

Автор выражает глубокую благодарность В. Н. Филиппову и М. Ф. Самотолковой за помощь в проведении анализов.

Литература

1. Афанасьева Н. И., Зорина С. О., Губайдуллина А. М., Наумкина Н. И., Сучкова Г. Г. Кристаллохимия и генезис глауконита из разреза «Меловатка» (сеноман, юго-восток Русской плиты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 65–75
2. Гептнер А. Р., Ивановская Т. А., Покровская Е. В. Кураленко Н. П. Глауконит из вулканотерригенных отложений палеогена Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. Стр. 255–279.
3. Дриц В. А., Каменева М. Ю., Сахаров Б. А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
4. Ивановская Т. А., Гептнер А. Р. Глауконит на разных стадиях литогенеза в отложениях нижнего кембрия Западной Литвы // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 3. С. 227–240.
5. Ивановская Т. А., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А., Зайцева Т. С., Покровская Е. В., Доржиева О. В. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
6. Линкина М. И. Глауконит — продукт подводного вулканизма // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
7. Муравьев В. И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.
8. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: МГУ, 1976. 175 с.
9. Салдин В. А., Симакова Ю. С., Бурцев И. Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Вычегодский сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российской конференции с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 196–198.
10. Туров А. В. Об обстановках формирования верхнеюрских горючих сланцев на Русской плите // Известия вузов. Геология и разведка. 2000. №3. С. 9–20.



11. Adriaens R., Vandenberghe N. and Elsen J. Natural clay-sized glauconite in the Neogenedeposits of the Campine basin (Belgium) // *Clays and Clay Minerals*. 2014. Vol. 62. No. 1. P. 35–52.
12. Amorosi A. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research // *Sedimentary Geology*. 1997. 109. P. 135–153.
13. Banerjee S., Bansal U., Thorat A. V. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // *Journal of Palaeogeography*. 2016. V. 5. Issue 1, P. 1–108.
14. Besson G. and Drits V. A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained micaceous minerals and their infrared spectra within the OH stretching region. Part II: The main factors affecting OH vibrations and quantitative analysis. *Clays and Clay Minerals*. 1997. 45. P. 170–183.
15. Kodama H. Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils: Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin. 1985. P. 140–150.
16. Meunier A., El Albani A. The glauconite–Fe–illite–Fe-smectite problem: a critical review // *Terra Nova*. 2007. V. 19. P. 95–104.
17. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine // *Sedimentology*. 1981. V. 28. P. 611–641.
18. Rieder M. et.al. Nomenclature of the micas // *Clays and Clay Minerals*. 1998. Vol. 46, 5. P. 586–595.
19. Slonimskaya M. V., Besson G., Daynyak L. G., Tchoubar C., Drits V. A. Interpretation of the IR spectra of celadonites, glauconites in the region of OH-stretching frequencies. // *Clay Miner*. 1986. Vol. 2. P. 377–388.
20. Van Houten F. B. and Purucker M. E. On the Origin of Glauconitic and Chamositic Granules // *Geo-Marine Letters*. 1985. 5. P. 47–49.
21. Zviagina, B. B., McCarty, D. K., Srodon, J., and Drits, V. A. Interpretation of infrared spectra of dioctahedral smectites in the region of OH-stretching vibrations // *Clays Clay Miner*. 2004. Vol. 52. 4. P. 399–410.

References

1. Afanaseva N. I., Zorina S. O., Gubaidullina A. M., Naumkina N. I., Suchkova G. G. *Kristallohimiya i genezis glaukonita iz razreza «Melovatka» (senoman, yugo-vostok Russkoi plity)* (Crystal chemistry and genesis of glauconite from section melovatka (SE Russian platform). *Litosfera*, 2013, No. 2, pp. 65–75
2. Geptner A. R., Ivanovskaya T. A., Pokrovskaya E. V. Kuralenko N. P. *Glaukonit iz vulkanoterrigennykh otlozhenii paleogena Zapadnoi Kamchatki* (Glauconite from igneous terrigenous deposits of paleogen of Western Kamchatka). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2008, No. 3, pp. 255–279.
3. Drits V. A., Kameneva M. Yu., Saharov B. A. et al. *Problemy opredeleniya realnoi struktury glaukonitov i rodstvennykh tonkozernistykh fillosilikatov* (Problems of determination of real structure of glauconites and relative thin grained phyllosilicates). Novosibirsk, Nauka, 1993, 200 pp.
4. Ivanovskaya T. A., Geptner A. R. *Glaukonit na raznykh stadiyakh litogeneza v otlozheniyakh nizhnego kembriya Zapadnoi Litvy* (Glauconite at various stages of lithogenesis in Lower Cambrian deposits of Western Lithuania). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2004, No. 3, pp. 227–240.
5. Ivanovskaya T. A., Zvyagina B. B., Saharov B. A., Zaitseva T. S., Pokrovskaya E. V., Dorzhieva O. V. *Globulyarnye sloistye si-*

- likaty glaukonit-illitovogo sostava v otlozheniyakh verhnego proterozoya i nizhnego kembriya* (Globular layered silicates of glauconite-illite composition in Upper Proterozoic and Lower Cambrian rocks). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2015, No. 6, pp. 510–537.
6. Lipkina M. I. *Glaukonit — produkt podvodnogo vulkanizma* (Glauconite — product of underwater volcanism). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1980, No. 4, pp. 44–54.
7. Muravev V. I. *Mineralnye paragenезы glaukonitovo-kremnistykh formatsii* (Mineral parageneses of glauconite-silica formation). Moscow, Nauka, 1983, 208 pp.
8. Plyusnina I. I. *Infrakrasnye spektry mineralov* (IR spectra of minerals). 1976, Moscow, MGU, 175 pp.
9. Saldin V. A., Simakova Yu. S., Burtsev I. N. *Glinistye mineraly verhneyurskikh porod Chim-Loptyugskogo mestorozhdeniya goryuchih slantsev* (Vychegodskii slantseonosnyi raion) (Clay minerals of Upper Jurassic rocks of chimloptyugsky deposit of oil shales). *Mineralnye indikatory litogeneza* (Mineral indicators of lithogenesis): Proceedings of conference. Syktyvkar, Geoprint, 2011, pp. 196–198.
10. Turov A. V. *Ob obstanovkakh formirovaniya verhneyurskikh goryuchih slantsev na russkoi plite* (About formation environments of Upper Jurassic oil shales in Russian platform). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, No. 3, 2000, pp. 9–20.
11. Adriaens R., Vandenberghe N. and Elsen J. Natural clay-sized glauconite in the Neogenedeposits of the Campine basin (Belgium). *Clays and Clay Minerals*, 2014, Vol.62, No.1, pp. 35–52.
12. Amorosi A. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 1997. 109, pp. 135–153.
13. Banerjee S., Bansal U., Thorat A. V. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *Journal of Palaeogeography*, 2016, V.5, Issue 1, pp. 1–108.
14. Besson G. and Drits V. A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained micaceous minerals and their infrared spectra within the OH stretching region. Part II: The main factors affecting OH vibrations and quantitative analysis. *Clays and Clay Minerals*. 1997, 45, pp. 170–183.
15. Kodama H. Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils: Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin. 1985, pp. 140–150.
16. Meunier A., El Albani A. The glauconite-Fe-illite-Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, 2007, V. 19, pp. 95–104.
17. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine. *Sedimentology*. 1981, V. 28, pp. 611–641.
18. Rieder M. et.al. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 1998, Vol. 46, 5, pp. 586–595.
19. Slonimskaya M. V., Besson G., Daynyak L. G., Tchoubar C., Drits V. A. Interpretation of the IR spectra of celadonites, glauconites in the region of OH-stretching frequencies. *Clay Miner*. 1986, Vol. 2, pp. 377–388.
20. Van Houten F. B. and Purucker M. E. On the Origin of Glauconitic and Chamositic Granules. *Geo-Marine Letters*, 1985, 5, pp. 47–49.
21. Zviagina, B. B., McCarty, D. K., Srodon, J., and Drits, V. A. Interpretation of infrared spectra of dioctahedral smectites in the region of OH-stretching vibrations. *Clays Clay Miner.*, 2004, vol. 52, 4, pp. 399–410.

ORIGINAL WITH NATURAL FACET To the 60th Jubilee

Vladimir Ivanovich Rakin – scientist-crystallographer, known for his work in experimental mineralogy, chief researcher of the Laboratory of Experimental Mineralogy, Institute of Geology, Komi Science Centre UB RAS, Doctor of geological and mineralogical sciences, author of the concept of dynamic crystal morphology, based on the laws of physical non-equilibrium process of interaction of crystal with crystallization environment and mathematical theory of random processes.

САМОРОДОК С ЕСТЕСТВЕННОЙ ОГРАНКОЙ К 60-летию юбилею

Когда-то, очень давно, университетский профессор дал ему очень точную характеристику — самородок. Очень важно, что он сохранил свою естественную огранку.

Академик А. М. Асхабов

Владимиру Ивановичу Ракину исполнилось 60 лет. Сегодня он заслуженный работник Республики Коми, главный научный сотрудник лаборатории экспериментальной минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН, доктор геолого-минералогических наук.

Он родился 19 октября 1956 года в Сыктывкаре. В 1979 г. окончил физико-математический факультет Сыктывкарского государственного университета и поступил на работу в Институт геологии Коми филиала АН СССР на должность старшего лаборанта. В 1981–1984 гг. обучался в очной аспирантуре. В 1985 г. в Московском государственном университете защитил кандидатскую диссертацию на тему «Концентрационно-температурные изменения в кристаллообразующей среде (экспериментальное исследование)». В 1995 г. поступил в докторантуру Коми НЦ УрО РАН, а в 1998 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН защитил докторскую диссертацию на тему «Развитие пространственных неоднородностей в процессах минералообразования». Автор более ста восьмидесяти научных работ, трех изобретений и обладатель патента на изобретение.

В. И. Ракин внес важный вклад в совершенствование экспериментальной техники контроля за процессами роста кристаллов. Им разработан и использован для оригинальных исследований уникальный комплекс методов неразрушающего оптического контроля важнейших термодинамических параметров системы кристаллообразования на базе голографической, лазерной интерферометрии, теневых методов и гониометрии. В результате многолетних исследований установлены фундаментальные закономерности гидродинамического и диффузионного структурирования многокомпонентной кристаллообразующей среды в ходе роста кристаллов.

Им предложена новая кристаллофизическая характеристика неравновесного кристалла — тензор устойчи-



вости химических связей на поверхности растущего или растворяющегося кристалла. Создан принципиально новый способ описания криволинейных форм неравновесных кристаллов минералов, и в работе «Морфология алмазов уральского типа» опубликованы проведенные им исследования округлых природных алмазов различных месторождений мира, позволяющие по-новому описать историю развития алмаза через эволюцию его формы.

В последние годы Владимиром Ивановичем разрабатывается новая концепция динамической кристалломорфологии, представляющая важный вклад в развитие минералогии и базирующаяся на закономерностях физического неравновесного процесса взаимодействия кристалла со средой кристаллизации и математической теории случайных процессов. Им разработаны методы статистического анализа формы свободно растущих кристаллов минералов. Полученные теоретические результаты, позволяющие реконструировать условия природного минералообразования, нашли убедительное подтверждение при анализе природных алмазов из кимберлитовых трубок Якутии, а также кристаллов кварца из гидротермальных месторождений Урала и агатовых секций мира.

В. И. Ракин является лауреатом премии Коми комсомола в области науки и техники (1988), премии в области науки им. П. Сорокина Правительства Республики Коми (2007) и премии Правительства Республики Коми (2014).

Поздравляем Владимира Ивановича Ракина с 60-летним юбилеем, желаем новых научных достижений и всего самого доброго!



OUTSTANDING PROSPECTOR

To the 50th Jubilee

Burtsev Igor Nikolaevich — scientist-geologist, known for his works in economic geology and technological mineralogy of mineral resources, Candidate of geological and mineralogical sciences, Deputy Director for Science of Institute of Geology, Komi Science Centre UB RAS, Head of laboratory of mineral resources, organizer of major prospecting expeditions, innovative and implementation works. His published works on the example of the largest deposits of titanium ore, quartz raw, coal, copper, oil shales and many other types of minerals show possibilities and prospects of complex application of mineral resources, effective development of deposits.

ОТЛИЧНИК РАЗВЕДКИ НЕДР

К 50-летию юбилею

Заместителю директора по научной работе Института геологии Коми НЦ УрО РАН, руководителю лаборатории минерально-сырьевых ресурсов кандидату геолого-минералогических наук Игорю Николаевичу Бурцеву исполнилось 50 лет.

Он родился 10 октября 1966 года в городе Ош Киргизской ССР. После окончания школы в 1983 году поступил на геолого-разведочный факультет Ленинградского горного института. Окончил его в 1988 году по специальности «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых», получив квалификацию «горный инженер», и в том же году по распределению поступил в Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Был принят на должность стажера-исследователя, впоследствии занимал должности младшего научного сотрудника, научного сотрудника, старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией (с 1996 г.), заместителя директора по научной работе (с 1997 г.).

В 1995 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН защитил кандидатскую диссертацию на тему «Минералогические критерии технологической оценки лейкоксеновых руд».

Область научных интересов — геология и минерагения Тимано-Североуральского региона, технологическая минералогия, геолого-экономическое районирование, финансово-геологическая оценка месторождений, обеспечение экологической безопасности при реализации горно-рудных проектов. В опубликованных работах на примере крупнейших месторождений титановых руд, кварцевого сырья, угля, меди, горючих сланцев и многих других видов полезных ископаемых им показаны возможности и перспективы комплексного использования минерального сырья, эффективного освоения месторождений.

По инициативе И. Н. Бурцева и при его личном участии организованы поисково-оценочные и ревизионные работы на месторождениях и проявлениях медно-никелевых руд (Северный Тиман), алмазов, редких металлов (Средний Тиман), угля (Неченское месторождение), кварцево-жильного сырья (Полярный Урал), золота (Магаданская область), выполнена разведка с постановкой на государственный баланс запасов на Чим-Лоптюгском месторождении горючих сланцев.



Юбилар большое внимание уделяет инновационной и внедренческой работе. Он организовал и возглавляет Испытательный центр «Геонаука», развивает идею создания геотехнологического центра и технопарка в Республике Коми.

Игорь Николаевич ведет большую научно-организационную деятельность, является руководителем и участником программ фундаментальных исследований РАН, организатором конференций разного уровня, членом редакционных коллегий журналов («Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН», «Известия Коми НЦ УрО РАН»). Входит в состав различных советов, комиссий, рабочих групп, член Комиссии по технологической минералогии РМО, Ученого совета ИГ Коми НЦ УрО РАН, коллегии Министерства промышленности и энергетики РК, экспертных комиссий Территориальной комиссии по запасам, Управления Росприроднадзора по Республике Коми, Управления природных ресурсов и экологии НАО, Коминедра, Минприроды РК.

И. Н. Бурцев — автор и соавтор более двухсот пятидесяти опубликованных и рукописных научных работ, в том числе семи монографий, более тридцати брошюр и отдельных изданий, шестидесяти пяти отчетов по научно-исследовательским работам. Основными монографиями являются «Лейкоксен Тимана» (СПб.: Наука, 1997), «Недропользование и охрана окружающей природной среды за рубежом» (Сыктывкар: Геопринт, 2001. 215 с.), «Перспективные геотехнологии» (СПб.: Наука, 2010. 376 с.). Им получено четыре патента на изобретения.

Награжден почетными грамотами Коми рескома ВЛКСМ (1990 г.), Всероссийского общества изобретателей и рационализаторов (1994 г.), администрации г. Сыктывкара (2007 г.), Республики Коми (2007 г.), РАН и Профсоюза работников РАН (2008 г.), Минприроды РК (2011 г.), Коми НЦ УрО РАН (2012 г.). Лауреат Демидовского гранта для молодых ученых в области наук о Земле (1997 г.), премии Правительства Республики Коми в области научных исследований (2011 г.). Награжден нагрудными знаками «За заслуги в изучении недр Республики Коми» (2000 г.), «Горняцкая слава» III степени (2008 г.), «Отличник разведки недр» (2012 г.).

Поздравляем Игоря Николаевича Бурцева с 50-летним юбилеем, желаем новых достижений, удачных маршрутов и всего самого доброго!

ХРОНИКА

1 сентября — 40 лет трудовой деятельности старшего геолога Н. С. Лавренко.

11–15 сентября — директор Института геологии академик А. М. Асхабов и д. г.-м. н. Е. А. Голубев приняли участие во Второй Европейской минералогической конференции в г. Римини, Италия.

20 сентября — 45 лет трудовой деятельности руководителя группы автоматизации научных исследований В. Ф. Куприянова.

24 сентября — 50 лет трудовой деятельности старшего лаборанта З. Г. Скок.

29 сентября — 50-летний юбилей ведущего инженера группы изотопной геохимии И. В. Смолевой.

29 сентября — А. М. Асхабов, Ю. А. Ткачев и Я. Э. Юдович награждены памятной медалью «95 лет Республике Коми» за большой вклад в социально-экономическое развитие Республики Коми (Распоряжение Главы Республики Коми № 288-р).

1 октября — 40 лет трудовой деятельности старшего инженера-химика Л. А. Антоновой.

10 октября — 50-летний юбилей зам. директора по научным вопросам и заведующего лабораторией минерально-сырьевых ресурсов к. г.-м. н. И. Н. Бурцева.

18 октября — присуждена стипендия им. проф. А. А. Чернова студенту кафедры геологии 4-го курса А. С. Мяндину.

18 октября — присуждена стипендия им. проф. В. А. Варсанофьевой студентке кафедры геологии 4-го курса О. А. Лютоевой.

19 октября — 60-летний юбилей главного научного сотрудника д. г.-м. н. В. И. Ракина.

20 октября — И. Н. Бурцеву присвоено почетное звание «Заслуженный работник Республики Коми» (Указ Главы Республики Коми № 124).

21 октября — В. И. Ракину присвоено звание «Почетный деятель науки Республики Коми» (Распоряжение Главы Республики Коми № 350-р).

27 октября состоялась 19-я студенческая научная конференция «Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе».

28 октября — 45 лет трудовой деятельности лаборанта Р. С. Араслановой.

Chronicle

September 1 — 40 years of work of senior geologist N. S. Lavrenko.

September 11–15 — Director of the Institute of Geology, Academician A. M. Askhabov and Doctor of geological and mineralogical sciences E. A. Golubev took part in the second European Mineralogical Conference in Rimini, Italy.

September 20 — 45 year of work of director of research automation group V. F. Kupriyanov.

September 24 — 50 years of work of senior laboratory assistant Z. G. Skok.

September 29 — the 50th anniversary of I. V. Smoleva — leading engineer of isotope geochemistry group.

September 29 — A. M. Askhabov, Yu. A. Tkachev and Ya. E. Yudovich were awarded with commemorative medal «95 years of Komi Republic» for their great contribution to the social and economic development of Komi Republic (Decree of the Head of Komi Republic No. 288-p).

October 1 — 40 years of work of L. A. Antonova — senior engineer-chemist.

October 10 — 50th anniversary of PhD I. N. Burtsev — Scientific Director and Head of Laboratory of mineral resources
October 18 — 4th year student of Geology Department A. S. Myvandin was awarded with Professor A. A. Chernov Scholarship

October 18 — 4th year student of Geology Department L. O. Alexandrovna was awarded with a Professor V. A. Varsanofeva Scholarship

October 19 – the 60th anniversary of Chief Scientist DSc V. I. Rakin.

October 20 — I. N. Burtsev was awarded with the honorary title «Honored Worker of Komi Republic» (Decree of the Head of Komi Republic No. 124).

October 21 — R. V. Ivanovich was awarded with the honorary title «Honored Worker of Science of Komi Republic» (Decree of the Head of Komi Republic No. 350-р).

October 27 — 19th Student Scientific Conference «Geological and archaeological researches in Timan-Northern Ural region» was held.

October 28 — 45 years of work of R. S. Araslanova — laboratory assistant.

Ответственные за выпуск:
Б. А. Макеев

Редакторы издательства:
О. В. Габова,
К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:
Р. А. Шуктомов