



Вестник

Апрель 2017 г., № 4 (268)



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

Содержание

Научные статьи

- | | | | |
|--|----|---|----|
| Особенности состава основных породообразующих минералов амфиболитов ильменской серии ильменогорского комплекса (Южный Урал)
<i>А. С. Никандров, С. Н. Никандров</i> | 3 | Минералогия доменных шлаков
<i>Е. А. Горбатова, С. А. Харченко, Е. Г. Ожогина, О. А. Якушина</i> | 24 |
| Включение золота в аксессуарном цирконе Кожимского гранитного массива
<i>Ю. В. Денисова</i> | 12 | Сорбенты радионуклидов на основе промышленных отходов: физико-химические свойства и перспективы использования
<i>О. Б. Котова, Л. Н. Москальчук, Д. А. Шушков, Т. Г. Леонтьева, А. А. Баклай</i> | 29 |
| Позднедевонско-раннекаменноугольная изолированная карбонатная платформа на Приполярном Урале (р. Бол. Надота)
<i>Д. А. Груздев</i> | 16 | Сравнительная гистология конодонтов и ранних позвоночных
<i>А. В. Журавлев</i> | 37 |

Хроника, события, факты

- | | | | |
|--|----|--|----|
| Визит посла Бахрейна | 43 | Фанатик от науки
(к 95-летию со дня рождения Б. И. Гуслицера) | 46 |
| Новые результаты сотрудничества ученых Стэнфордского университета и Института геологии | 44 | Мастер структурных форм
(к 75-летию со дня рождения Л. А. Януловой) | 47 |
| Петрографический калейдоскоп И. И. Голубевой
(к 60-летию юбилею) | 45 | | |

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> |



Content

Scientific articles

- Compositional features major rock-forming minerals of the amphibolites of ilmenskaya series of ilmenogorsky complex (the South Urals)
A. S. Nikandrov, S. N. Nikandrov 3
- The inclusion of gold in accessory zircon of the Kozhim granitic massif
Yu. V. Denisova 12
- The Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platform in the Subpolar Urals (Bol'shaya Nadota River)
D. A. Gruzdev 16
- Mineralogy of blast furnace slags
E. A. Gorbatova, S. A. Kharchenko, E. G. Ozhogina, O. A. Yakushina 24
- Radionuclide sorbents based on industrial wastes: physical and chemical properties and application potential
O. B. Kotova, L. N. Makalchuk, D. A. Shushkov, T. G. Leontieva, A. A. Baklai 29
- Comparative histology of conodonts and early vertebrates
A. V. Zhuravlev 37

Chronicle, events, facts

- The visit of the Ambassador of Bahrain 43
- New results of cooperation of researchers from Stanford University and the Institute of Geology 44
- I. I. Golubeva's petrographical kaleidoscope (Commemorating the 60th Jubilee) 45
- Fanatic of Science (Commemorating the 95th Anniversary of the birth of B. I. Guslitsky) 46
- Master of structural forms (Commemorating the 75th birthday of L. A. Yanulova) 47

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. Voytekhovsky, 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 Männik, Tallinn, Estonia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОСНОВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ АМФИБОЛИТОВ ИЛЬМЕНСКОЙ СЕРИИ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А. С. Никандров, С. Н. Никандров

Ильменский государственный заповедник, Миасс
nik@ilmeny.ac.ru

В работе приведены результаты изучения различных типов амфиболитов, пространственно совмещенных в пределах ильменской серии ильменогорского комплекса (Южный Урал). В состав серии входят различные амфиболиты (до 80 % от общего объема), плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, диопсид-скаполитовые породы, различной мощности гранитные дайки и пегматитовые тела. Ильменская серия является одной из важных структурно-вещественных частей ильменогорского комплекса. Исследован минеральный состав амфиболитов, изучены особенности основных породообразующих и второстепенных минералов (амфиболы, пироксены, плагиоклазы, слюды и т. д.). Амфиболиты разделены на две группы: с пироксеном и беспироксеновые.

Ключевые слова: ильменогорский комплекс, ильменская серия, амфиболиты, состав породообразующих минералов.

COMPOSITIONAL FEATURES MAJOR ROCK-FORMING MINERALS OF THE AMPHIBOLITES OF ILMENSKAYA SERIES OF ILMENOGORSKY COMPLEX (THE SOUTH URALS)

A. S. Nikandrov, S. N. Nikandrov

Ilmen State Reserv, Miass
nik@ilmeny.ac.ru

The paper shows the results of the study of various types of amphibolites joint within "ilmenkaya series" of the ilmenogorsky complex (South Urals). This "series" is build up of amphibolites (up to 80 % of the total), biotite plagiogneiss, garnet-biotite rocks, diopside-scapolite rocks, granites dike and pegmatite of varying thickness. "Ilmenkaya series" is the important structural parts of the ilmenogorsky complex. The mineral composition of amphibolites were studied, features of composition of the major and minor rock-forming minerals (amphibole, pyroxene, plagioclase, mica and etc.) were analyzed. Amphibolites were separated for several groups: with and without pyroxenes.

Keywords: ilmenogorsky complex, ilmenkaya series, amphibolites, composition of the major rock-forming minerals.

Введение

Ильменогорский комплекс представляет собой субмеридиональную структуру, сложенную различными магматическими (щелочными, кислыми, основными и ультраосновными) и метаморфическими породами (амфиболиты, гнейсы, кристаллосланцы). Последние в виде резко асимметричных (дайкоподобных или пластообразных) тел слагают толщу, которая является вмещающей для тел магматических пород. Такое строение метаморфической толщи длительное время объяснялось с позиций моноциклического формирования комплекса за счет палеозойских осадочных толщ и сопровождалось попытками стратификации разреза. Вместе с тем в ходе продолжающегося изучения комплекса появлялась новая информация, в корне противоречащая данной трактовке: разрозненность разрезов, тектонические границы подразделений, геохимические данные, сведения по абсолютному возрасту и другие. В соответствии с вышеперечисленным в последние десятилетия сформировалась концепция, что ильменогорский комплекс представляет собой региональную постколлизийную сдвиговую зону, которая сформировалась в возрастном диапазоне от перми до ранней юры. Большой объем пород под влиянием хрупкопластичных деформаций был переработан в бластомилониты: апогранитные, апопсиенитовые, апогнейсовые. Между ними располагаются фрагменты реликтовых пород [3, 4, 13, 14].

Среди слагающих ильменогорский комплекс пород широко распространены амфиболиты, которые

по ряду признаков контрастно выделяются на фоне других типов пород, что делает их удобным модельным объектом. В соответствии с концепцией пространственного совмещения различных типов пород амфиболиты разных участков ильменогорского комплекса могут иметь несхожий генезис или эволюцию. При этом некоторые из них могли образоваться непосредственно в период формирования серий и принадлежать конкретным сериям, а другие вошли в состав серий позже, т. е. являются инородными. Это определило объект исследования — разновидности амфиболитов, пространственно совмещенных в ильменогорском комплексе.

Краткая геологическая характеристика комплекса

В настоящее время в составе метаморфических толщ ильменогорского комплекса (рис. 1) выделяют три главных структурно-вещественных подразделения [4, 13].

Селянкинская серия. Имеет амфиболит-мигматит-гнейсовый состав. Располагается в «осевой» зоне ильменогорского комплекса. Считается, что она представляет собой часть древнего кристаллического фундамента платформы, так как именно для нее характерны высокометаморфизованные породы, а также известны наиболее древние значения абсолютного возраста (по результатам изотопно-хронологических исследований цирконов) — 1.85—2.3 млрд лет [13].

Ильменская серия. Сложена породами гнейсово-амфиболитового состава с преобладанием амфиболитов (до 80 %). Датировки возраста пород в ней варьируют в широком диапазоне — от раннего протерозоя до мезозоя. Считается, что она представлена фрагментами доуральской (вендской или более древней) океанической литосферы [3].

Сайтовская серия. Состоит из пород кварцито-сланцевого состава, располагающихся к востоку от осевой зоны. Сведения об абсолютном возрасте пород этой серии отсутствуют, но на основе определения возрастных датировок цирконов допускается предположение, что она представляет собой фрагмент утоненного чехла континентальной окраины, сформированный в раннем палеозое [14].

В настоящей статье обсуждаются результаты изучения амфиболитов именно ильменской серии. С целью их типизации решались следующие задачи: определение минеральных ассоциаций, выявление особенностей вещественного состава минералов, петрохимическая характеристика амфиболитов.

В составе рассматриваемой ильменской серии объединены выделявшиеся ранее, в период «стратификации разреза», кыштымская, ильменогорская и еланчиковская толщи [4]. Данная серия характеризуется широким диапазоном радиологических возрастов: наряду с древними породами — 2.03–1.88 млрд лет — имеются более молодые, с несколькими хронокластерами — 643, 470, 410, 330–360, 249 млн лет [3, 13]. Считается, что гетерогенность серии связана с объединением под воздействием тектонических процессов в единую структуру комплексов пород, формировавшихся в разное время и в разных геодинамических обстановках (пространственное совмещение).

Методы исследований

Для характеристики означенных амфиболитов из различных проявлений на территории Ильменского заповедника для сравнения был отобран ряд проб: 8 из ильменской серии и 1 из сайтовской (рис. 1).

Комплекс исследований базировался на стандартных методиках: 1) первичные исследования минерального состава (полевые определения минералов); 2) стандартные исследования на поляризационном микроскопе (шлифы); 3) определение составов минералов на сканирующем электронном микроскопе (микронзонд), аналитик В. А. Котляров. Кристаллохимический пересчет полученных данных осуществлялся по стандартным методикам.

Аналитические исследования проводились в Институте минералогии УрО РАН г. Миасса. Анализируются главным образом породообразующие минералы (пироксены, амфиболы, полевые шпаты), выборочно — аксессуарные и единичные минералы.

Для лучшей визуализации различий в составах пироксенов и амфиболов данные по ним вынесены на диаграммы определенного типа. Для каждой пробы, характеризующей конкретный тип амфиболита, получены серии анализов разных минералов. Фигуративные точки, соответствующие этим анализам, на диаграммах группируются в «кластеры». На диаграмме составов пироксенов (рис. 2) представлены все анализы, поэтому четко виден характер кластеров,

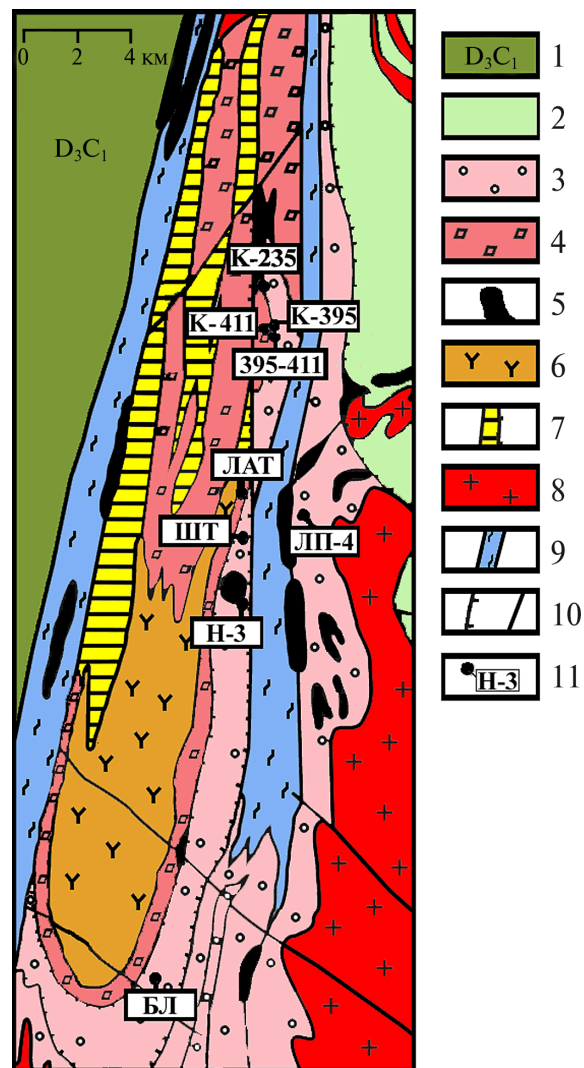


Рис. 1. Геологическая схема ильменогорского комплекса (по [4], упрощ.). Условные обозначения: 1 — осадочно-вулканогенные, преимущественно слабометаморфизованные толщи, 2 — сайтовская серия, 3 — ильменская серия, 4 — селянкинская серия, 5 — метагипербазиты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — фениты, 8 — гранитоиды, 9 — бластомилониты, 10 — разломы и другие тектонические контакты, 11 — точки отбора проб амфиболитов

Fig. 1. Simplified schematic geological map of the ilmensky complex after [4]. Legend: 1 — sedimentary-volcanogenic strata, 2 — saitovo group, 3 — ilmensky group, 4 — selyankino group, 5 — metagabbro, 6 — nepheline syenite, 7 — fenites, 8 — granitoids, 9 — blastomylonites, 10 — tectonic and other borders, 11 — sampling point of the amphibolites

их конфигурация, плотность, размещение в поле диаграммы. Для амфиболов же количество анализов значительно больше, больше и кластеров, к тому же у них высока степень совмещения, и если их все вынести на сводные диаграммы, то их «чтение» будет существенно затруднено. Поэтому на сводных диаграммах кластеры амфиболов «стянуты» в точки (рис. 3 и 4).

Пироксены (48 анализов, все пироксены моноклинные) пересчитаны по стандартной методике катионным способом (на 16 катионов) с расчетным балансом Fe^{2+} и Fe^{3+} . Ранее нами показано, что балансы, полученные как на основании расчетов микронзондовых анализов, так и по данным месс-

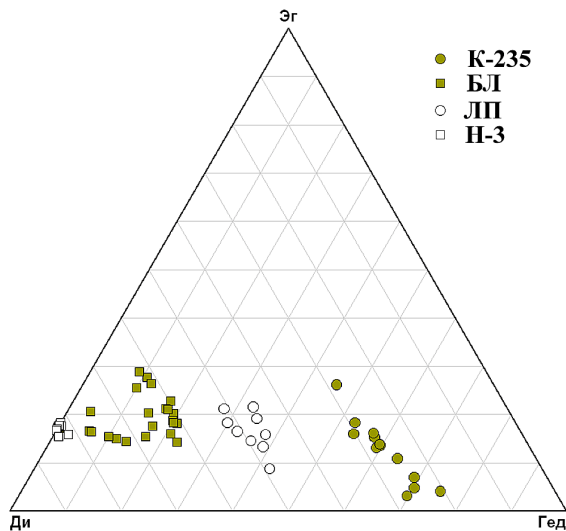


Рис. 2. Составы пироксенов
Fig. 2. Compositions of the pyroxenes

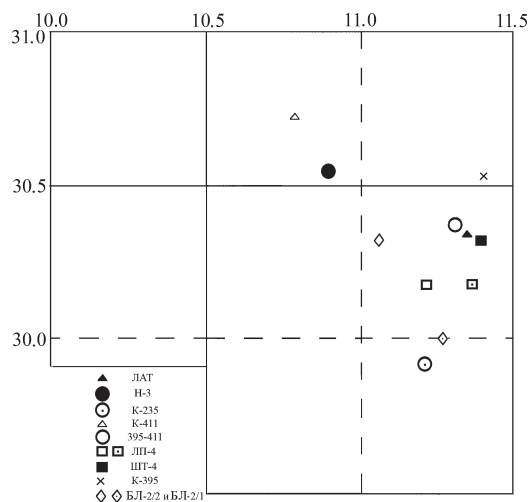


Рис. 3. Сводная диаграмма распределения суммарных зарядов по катионным позициям структуры нормальных амфиболов [9]
Fig. 3. The diagram of distribution of the total charge for the cationic structural positions of the normal amphiboles [9]

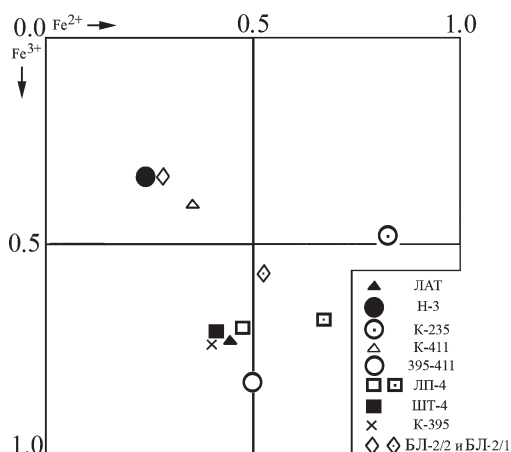


Рис. 4. Сводная диаграмма баланса катионов октаэдрической позиции структуры амфиболов [9]
Fig. 4. The diagram of the cations balance for the octahedral structural position of the amphiboles [9]

бауэровской спектроскопии, близки и сопоставимы [11]. Преобладающими катионами октаэдрической позиции М(1) для них являются Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺. Это позволяет рассмотреть их в тройной системе диопсид—геденбергит—эгирин (Ди—Гед—Эг) и представить на трехкомпонентной (треугольной) диаграмме с соответствующими параметрами (рис. 2). Такая же диаграмма приведена в справочнике «Минералы» [6], но границы конечных членов для нее приведены в соответствии с рекомендациями ММА [12] в представлении [8].

Амфиболы (124 анализа, все амфиболы моноклинные) пересчитаны на 13 катионов с приведением суммарного катионного заряда к +46 путем перевода части Fe²⁺ в Fe³⁺ для сохранения электронейтральности, как это рекомендовано ММА [5]. Высокая сходимость такого расчетного баланса Fe²⁺ и Fe³⁺ для амфиболов с данными мёссбауэровской спектроскопии показана нами ранее [10]. Анализ полученных данных проведен на основе принципов матричной модели номенклатуры амфиболов [7]. Для визуализации составов минералов этой группы использованы диаграммы двух типов (рис. 3 и 4). Первая — диаграмма распределения суммарных зарядов по катионным позициям структуры нормальных амфиболов [9], сокращенно диаграмма зарядов. Она представляет положение конкретного амфибола в общей системе амфиболов (поле диаграммы) и принадлежность амфибола к конкретной серии в целом. Вторая — диаграмма баланса катионов октаэдрической позиции С структуры амфиболов, на ее основе определяется конечный член серии [9], сокращенно С-диаграмма. Линии со значением 0.5 делят С-диаграмму на четыре квадранта, соответствующих четырем конечным членам большинства серий амфиболов, за исключением двухчленных серий: тремолита, рихтерита и эденита. Эта диаграмма универсальна для всех серий. В некоторых случаях, как показано нами ранее [10], баланс разновалентных катионов для разных серий на зарядовой диаграмме может смещаться в сторону смежных серий на величину, превышающую некоторое критическое значение. Это приводит к тому, что в области пограничных составов фигуративные точки смежных серий могут сближаться или даже перемешиваться, образуя единый кластер. В этом случае серия определяется по балансу непосредственно катионов.

После кристаллохимических пересчетов в соответствии с общепринятой практикой, на основе баланса альбитовой (Na) и анортитовой (Ca) составляющих плагиоклазов присвоен номер, указывающий долю анортитового компонента.

Минеральные ассоциации амфиболов

Амфиболиты преимущественно мелкозернистые, размеры зерен варьируют от 0.1 до 1.5 мм, в отдельных участках отмечены более крупнозернистые разновидности (до 2—3 мм, редко более). Породообразующие минералы представлены амфиболом, плагиоклазом, в ряде случаев пироксеном, в качестве аксессуаров отмечены титанит, апатит и циркон (размер зерен, как правило, не более 0.5 мм). Рудным минералом является ильменит, а вторичными образованиями — слюды и скаполит. Большинство зерен во всех амфибо-

литах ксеноморфны, реже гипидиоморфны (исключение составляют акцессории, которые сохраняют собственную форму). Во всех амфиболитах имеются вторичные изменения, в основном в виде деформации зерен, трещинок, заполненных кварцем, явлений серицитизации.

В таблице 1 сведены полученные данные по минеральному составу исследованных амфиболитов. Таблица 2 содержит типичные составы основных минералов.

Характеристика амфиболитов и основных минералов

БЛ (группа проб), ильменская серия. Амфиболит из обнажения в борту выемки дороги Миасс — Чебаркуль (примерно в 150 м к востоку от копи № 50). Выемкой вскрыта вкрест простирающаяся пачка темных гнейсовидных амфиболитов мощностью не менее 20 м. В отдельных участках шириной 1—2 м на амфиболит наложена более поздняя пироксен-скаполитовая минерализация в двух видах. Секущие прожилки с небольшими полостями, содержащими мелкие кристаллы скаполита и пироксена (фация заполнения), и отдельные прослои, согласные с гнейсоватостью мощностью от долей мм до 3 см (фация замещения). Из-за этого порода на данных участках имеет выраженную полосчатую структуру, соотношение темных и светлых полос примерно 1:1. Состав светлых полос: пироксен ~ 55 %, амфибол ~ 5 %, плагиоклаз и скаполит ~ 30 % и ~ 5 % — рудная и акцессорная минерализация (титанит). По существу, каждый такой прослой не амфиболит, а пироксен-скаполитовая порода. Состав темных полос (собственно амфиболит): амфибол ~ 70 %, плагиоклаз ~ 25 %, рудная и акцессорная минерализация ~ 5 %. Пироксен — диопсид (рис. 2). Амфибол образует кроме мелких крупных зерна (до 2 мм). И в светлой, и в темной частях соответствует серии паргасита-гастингсита (рис. 3, 4). На обеих диаграммах амфиболы образуют по одному компактному кластеру. На зарядовой диаграмме оба кластера находятся в поле паргасита-гастингсита. На С-диаграмме есть различия. Кластер амфибола из темных полос находится в поле паргасита, один анализ находится в поле магнезиогастингсита, но близ границы с полем паргасита. Кластер амфибола из светлых полос располагается на границе двух конечных членов: часть соответствует магнезиогастингситу, часть — гастингситу, один анализ находится в поле ферропаргасита, но близ границы с полем гастингсита. Плагиоклаз имеет № от 67—70 до 100. Доля мейонитового компонента в скаполите составляет 65—70 %.

К-235, ильменская серия. Копь № 235 расположена ~ в 2—2.5 км к северо-западу от оз. Б. Таткуль. Амфиболит копи № 235 является вмещающим для жилы амазонитового пегматита и по текстурно-структурным особенностям сходен с амфиболитом пробы БЛ, только полосчатость в нем существенно менее контрастная. Состав светлых полос: амфибол — 15 %, пироксен — 55 %, скаполит ~ 25 % и 2—3 % рудная и акцессорная минерализация. В темных полосах соотношение амфибол—пироксен обратное. Пироксен, относится к геденбергиту (рис. 2), образует крупные зерна размером до 2.0 мм. Скаполит, видимо, замещает плагиоклаз (плагиоклаз не обнаружен; все зер-

на, первично диагностированные как плагиоклаз, оказались скаполитом). По составу мейонит № 65. Амфиболы соответствуют серии паргасита-гастингсита (рис. 3, 4), но все они являются калийдоминантными аналогами нормативных конечных членов: ферропаргасита и гастингсита (К преобладает над Na в позиции А). На обеих диаграммах образуют по одному компактному кластеру.

Н-3, ильменская серия. Мезократовый амфиболит коренных обнажений восточного склона Няшевского гипербазитового массива (курья Штанная, оз. Б. Миассово), имеет слабовыраженную полосчатость. Состав: 30 % — амфибол, 25 % — пироксен, 40 % — плагиоклаз, ~ 5 % — акцессорная минерализация (в основном титанит, отмечены также апатит, эпидот, циркон, рудные минералы). Пироксен — диопсид (рис. 2), представлен зернами крупного размера (до 3 мм). Амфибол образует кроме мелких крупные зерна (до 3.5 мм). Соответствует сериям эденита и паргасита-гастингсита (рис. 3, 4), один анализ отнесен к серии чермакита (по балансу катионов — ферричермакит). На зарядовой диаграмме образуют единый кластер (за исключением ферричермакита), при этом точки, соответствующие разным сериям, группируются в разных частях кластера, т. е. их можно рассматривать как два смыкающихся кластера. На С-диаграмме формируют единый, несколько удлинённый кластер, в котором точки, соответствующие разным сериям, также группируются в разных его частях. При этом точки серии эденита целиком располагаются в поле эденита, а точки серии паргасита-гастингсита — частью в поле паргасита, частью в поле магнезиогастингсита. В этой же части кластера располагается ферричермакит. Основность плагиоклаза № 64—75.

ЛАТ, ильменская серия. Южный берег курьи Латочка, оз. Б. Миассово. Меланократовый амфиболит с выраженной полосчатостью. Состав: 70 % — амфибол, 25 % — плагиоклаз, 5 % — рудная и акцессорная минерализация. Пироксен отсутствует. Амфиболы соответствуют сериям чермакита и паргасита-гастингсита (рис. 3, 4). Разделены по степени заселенности позиции А. На зарядовой диаграмме образуют компактный кластер, располагающийся в поле, соответствующем названным сериям (в области их пересечения). Точки конкретных серий тяготеют к участкам кластера, расположенным ближе к соответствующим сериям поля диаграммы. На С-диаграмме все точки перемешаны и образуют компактный кластер, целиком расположенный в одном квадранте для серии чермакита, — это квадрант ферричермакита, для серии паргасита-гастингсита — магнезиогастингсит. Основность плагиоклаза № 36—40.

ШТ-4, ильменская серия. Северный берег курьи Штанная, оз. Б. Миассово. Амфиболит, сходный с амфиболитом ЛАТ как по текстурно-структурным особенностям, так и по минеральному составу: 70 % — амфибол, 26 % — плагиоклаз, 4—5 % — рудная и акцессорная минерализация. Пироксен отсутствует. Амфибол соответствует серии чермакита (рис. 3, 4) и один анализ — серии паргасита-гастингсита (по балансу катионов магнезиогастингсит). Разделены по степени заселенности позиции А. На диаграммах кластеры расположены аналогично амфиболитам серии ЛАТ. Основность плагиоклаза от № 34.

Таблица 1

Минеральный состав амфиболитов

Table 1

The mineral composition of amphibolites

Минералы	Обнажение в районе копи № 50 (БЛ)	Копь № 235 (К-235)	Обнажение на южном берегу курьи Липовая (ЛП-4)	Восточный склон Няшевского массива (Н-3)	Обнажение на берегу курьи Латочка (ЛАТ)	Южный берег курьи Штанная (ШТ-4)	Район копи № 395 (К-395)	Обнажение между копиями № 395 и 411 (395—411)	Ксенолит в гранитном пегматите копи № 411 (К-411)
Пироксен	диопсид	геденбергит	диопсид, близ границы с геденбергитом	диопсид					
Амфибол	паргасит гастингсит магнезиогас- тингсит ферропаргасит	калийферро- паргасит калийгастинг- сит	магнезиогас- тингсит гастингсит ферриферро- чермакит ферропаргасит феррогорнблен- дит	эдениит паргасит магнезиогас- тингсит ферричермакит	ферричермакит магнезиогас- тингсит	ферричермакит магнезиогас- тингсит	ферримagneзио- горнблендит ферричермакит тремолит	гастингсит магнезиогас- тингсит ферричермакит ферриферро- чермакит ферриферро- горнблендит	эдениит ферримagneзио- горнблендит
Слюда					Аннит				Флогопит
КПШ					+		+		
Плагио- клаз	основной (от № 67 до 100)		основной (№ 85—86)	основной (№ 64—75)	средний (№ 36—40)	средний (№ 34)	средний (№ 36)	средний (№ 32), кислый (№ 25)	средний (№ 46), кислый (№ 23)
Титанит	+	+	+		+			+	
Гранат			альмандин- гроссуляр						
Кальцит	+								
Скаполит	+	+							
Хлорит							+	(клинохлор)	
Ильменит					+		+	+	
Эпидот					+				
					(редкозе- мельный)				



Таблица 2

Микрозондовые анализы типичных минералов (выборка, мас. %)

Table 2

Microprobe analyses of typical minerals (selection, mas. %)

Номер	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO
1	48.96	1.81	0.18	4.35	0.20	22.31	0.02	1.15	20.96
2	48.78	26.39	4.64	-	0.71	15.45	-	-	0.34
3	28.98	2.59	-	-	-	29.94	37.70	-	0.72
4	37.16	13.08	1.36	2.75	2.66	11.95	1.45	0.76	26.72
5	51.14	2.39	0.49	13.75	0.40	23.92	-	0.74	7.11
6	46.88	34.13	1.25	-	0.30	17.21	-	-	0.12
7	28.77	2.92	-	-	0.41	29.68	36.96	-	0.38
8	44.17	12.73	2.46	14.16	0.60	12.37	0.83	0.09	10.94
9	39.66	12.95	1.68	7.70	0.77	12.61	1.05	0.91	21.07
10	49.69	2.49	0.68	8.73	0.30	21.94	0.09	1.10	14.88
11	46.62	34.85	0.98	-	-	17.33	-	-	0.08
12	37.81	21.15	-	1.12	-	16.22	0.10	2.45	21.13
13	27.97	1.90	-	-	-	29.72	39.76	-	0.52
14	39.83	12.54	1.93	4.77	1.04	11.71	0.72	0.24	25.75
15	40.29	13.09	1.43	5.09	0.86	11.33	0.70	0.55	25.12
16	51.32	3.71	0.68	14.79	0.55	23.14	0.18	0.44	5.01
17	49.20	34.02	0.97	-	0.64	15.03	-	-	0.04
18	45.44	10.92	2.52	15.56	0.37	12.28	0.85	0.45	9.87
19	44.86	12.32	2.48	14.74	0.31	12.47	0.77	0.54	10.01
20	42.66	11.78	1.77	9.90	0.27	11.67	1.33	0.91	18.24
21	60.98	25.08	6.33	-	0.17	7.13	-	-	0.23
22	41.88	11.83	1.64	8.96	0.72	11.36	1.22	0.07	20.00
23	42.06	10.95	2.02	9.18	0.66	11.59	1.08	0.21	20.10
24	58.67	25.65	7.29	0.14	0.11	7.36	-	-	0.60
25	64.05	18.02	0.11	0.15	15.95	0.15	-	-	0.42
26	35.37	16.17	-	10.64	7.11	0.38	2.42	-	24.79
27	-	-	-	-	-	-	52.87	2.26	44.66
28	44.40	9.96	1.59	10.31	0.26	11.26	1.22	0.20	18.55
29	43.72	10.62	1.40	9.97	0.39	11.54	1.45	0.12	18.65
30	56.30	27.35	6.04	-	0.16	9.60	-	-	0.08
31	-	-	-	-	-	-	53.81	1.88	44.16
32	42.33	10.07	1.75	8.61	0.55	11.44	1.62	0.24	21.08
33	42.34	9.58	2.34	8.46	0.42	11.28	1.52	0.07	21.50
34	59.58	25.15	7.57	-	0.27	6.60	-	-	0.08
35	29.32	0.97	-	-	-	27.76	40.69	-	0.44
36	29.62	0.99	-	-	-	27.94	40.41	-	0.66
37	46.16	9.49	1.99	13.02	0.95	12.17	0.51	0.28	13.72
38	56.53	27.10	6.26	-	0.22	9.46	-	-	0.22
39	41.27	12.90	0.00	17.62	9.39	0.15	0.28	0.23	14.54

Примечание. Учитываются наиболее часто встречающиеся минералы.

К-235: 1 — геденберgit, 2 — скаполит (* — содержит хлор 0,99 масс. %), 3 — титанит, 4 — калийферропаргасит; **БЛ:** 5 — диопсид, 6 — плагиоклаз, 7 — титанит, 8 — паргасит, 9 — гастингсит; **ЛП-4:** 10 — диопсид, 11 — плагиоклаз, 12 — гранат (отнесен к серии альмандин-гроссулар), 13 — титанит, 14 — гастингсит, 15 — ферриферрочермакит; **Н-3:** 16 — диопсид, 17 — плагиоклаз, 18 — эденит, 19 — паргасит; **ШТ:** 20 — ферричермакит, 21 — плагиоклаз; **ЛАТ:** 22 — ферричермакит, 23 — магнезиогастингсит, 24 — плагиоклаз, 25 — КПШ, 26 — аннит, 27 — ильменит; **К-395:** 28 — ферримagneзиогорнблендит, 29 — ферричермакит, 30 — плагиоклаз, 31 — ильменит; **395—411:** 32 — ферричермакит, 33 — гастингсит, 34 — плагиоклаз, 35 — титанит, 36 — ильменит; **К-411:** 37 — эденит, 38 — плагиоклаз, 39 — флогопит.

Note (the most common minerals are considered).

K-235: 1 — hedenbergite, 2 — scapolite (* — contains 0.99 % by weight of chlorine), 3 — titanite, 4 — potassium ferropargasite; **BL:** 5 — diopside, 6 — plagioclase, 7 — titanite, 8 — parasite, 9 — hastingsite; **LP-4:** 10 — diopside, 11 — plagioclase, 12 — garnet (referred to the almandine-grossular series), 13 — titanite, 14 — hastingsite, 15 — ferriferrochermacite; **H-3:** 16 — diopside, 17 — plagioclase, 18 — edenite, 19 — parasite; **ShT:** 20 — ferrichermacite, 21 — plagioclase; **LAT:** 22 — ferrichermacite, 23 — magnesiohastingsite, 24 — plagioclase, 25 — KPSH, 26 — annite, 27 — ilmenite; **K-395:** 28 — ferrimagnesiohorbendite, 29 — ferrichermacite, 30 — plagioclase, 31 — ilmenite; **395-411:** 32 — ferrichermacite, 33 — hastingsite, 34 — plagioclase, 35 — titanite, 36 — ilmenite; **K-411:** 37 — edenite, 38 — plagioclase, 39 — phlogopite.



К-395, ильменская серия. Меланократовый амфиболит со слабо выраженной полосчатостью. Является вмещающей породой для жилы гранитного пегматита копи № 395 (примерно 1 км южнее копи № 235 и 1.5 км на северо-запад от оз. Б. Таткуль). Состав: 65 % — амфибол, ~ 35 % — плагиоклаз, около 1 % акцессориев (в основном титанит). Пироксен отсутствует. Амфибол соответствует серии горнблендита (рис. 3, 4), несколько анализов серии чермакита, один анализ серии тремолита (по балансу катионов тремолит). На зарядовой диаграмме образуют единый кластер (за исключением тремолита). На С-диаграмме точки образуют единый компактный кластер, целиком расположенный в квадранте: для серии горнблендита это квадрант ферримагнезиогорнблендита, для чермакита — ферричермакит. Здесь же расположена и фигуративная точка, соответствующая тремолиту. Плагиоклаз кроме мелких образует крупные зерна (до 2.4 мм), основность № 36.

395—411 (группа проб), ильменская серия. Меланократовый полосчатый амфиболит из обнажения, располагающегося между копиями № 395 и 411 (примерно 100 м на запад от копи № 395). Состав: ~ 60 % — амфибол, 35 % — плагиоклаз и 5 % — акцессорная и рудная минерализация. Пироксен отсутствует. Амфибол соответствует сериям чермакита и паргасита-гастингсита (рис. 3, 4). Разделены по степени заселенности позиции А. Один анализ соответствует серии горнблендита, по балансу катионов — ферриферрогорнблендит. На зарядовой диаграмме точки образуют компактный кластер, располагающийся в поле, соответствующем названным сериям (в области их пересечения). Фигуративная точка ферриферрогорнблендита отдалена от кластера, но незначительно. На С-диаграмме точки образуют единый компактный кластер, который расположен в пограничной области. Для серии паргасита-гастингсита часть анализов соответствует магнезиогастингситу, а часть — гастингситу. Для серии чермакита часть анализов — ферричермакит, а часть — ферриферрочермакит. Точка ферриферрогорнблендита расположена вне кластера. Основность плагиоклаза № 46 и 23.

К-411 (группа проб), ильменская серия. Меланократовый амфиболит из крупного ксенолита внутри жилы гранитного пегматита копи № 411. Копь расположена примерно в 150 м. на запад от копи № 395. Состав амфиболита: ~ 65—70 % — амфибол и 30—35 % — плагиоклаз, также рудная и акцессорная минерализация (среди акцессориев преобладает апатит, менее 1 %). Пироксен отсутствует. Амфибол соответствует серии эденита (рис. 3, 4), один анализ — серии горнблендита (по балансу катионов ферримагнезиогорнблендит). Разделены по степени заселенности позиции А. На зарядовой диаграмме точки эденитов образуют компактный кластер, располагающийся в соответствующем поле, но близ границы с полем горнблендитов. Точка ферримагнезиогорнблендита расположена вне кластера. На С-диаграмме точки эденитов также образуют единый кластер, расположенный в поле эденита. Точка ферримагнезиогорнблендита находится вне кластера и расположена в соответствующем поле. Основность плагиоклаза № 25 и 32.

ЛП (группа проб), сайтовская серия. Мезократовый амфиболит с выраженной полосчатостью из обнаже-

ний южного берега курьи Липовая (оз. Б. Миассово). Состав: 60 % — амфибол, 20 % — пироксен, ~ 35 % — плагиоклаз, 5 % — титанит. Пироксен — диопсид, но на диаграмме образует кластер на границе с полем геденбергита (рис. 2). Амфибол соответствует серии паргасита-гастингсита (рис. 3, 4), несколько анализов к серии чермакита, один анализ к серии горнблендита (по балансу катионов феррогорнблендит). На зарядовой диаграмме точки (кроме феррогорнблендита) образуют единый кластер вблизи границы серий паргасита-гастингсита и чермакита. Анализы, соответствующие серии чермакита, группируются в одной части кластера, поэтому в принципе его можно рассматривать как отдельный кластер, но смыкающийся с кластером серии паргасита-гастингсита. Баланс катионов в других позициях у анализов этих серий близок. Отнесение одного анализа к серии горнблендита обусловлено повышенным количеством Si (позиция Т). На С-диаграмме фигуративные точки образуют два компактных, но четко обособленных друг от друга кластера. В одном кластере находятся только магнезиогастингситы, и расположен он близ границы с полем гастингсита. Во втором кластере присутствуют и точки, отвечающие гастингситу, и точки, отвечающие ферриферрочермакиту (такое возможно в силу универсальности С-диаграммы). Основность плагиоклаза № 85—86.

Обсуждение результатов исследований

Основными пороодообразующими минералами всех изученных амфиболитов является амфибол и плагиоклаз, пироксен установлен только в четырех образцах, в качестве акцессорных или вторичных минералов отмечены титанит, слюды, гранат и др. (табл. 1). В одном амфиболите плагиоклаз отсутствует, его замещает скаполит.

Все проанализированные амфиболы относятся к высококальциевым разновидностям и группируются в области четырех смежных серий: эденита — горнблендита ($6.5 < \text{к. ф. Si} < 7.5$); паргасита-гастингсита — чермакита ($5.5 < \text{к. ф. Si} < 6.5$). Отличаются между собой степенью заселения позиции А: в эденитах и паргасит-гастингситах к. ф. А > 0.5, в горнблендитах и чермакитах к. ф. А < 0.5. При этом они характеризуются заселением позиции А, близким к критическому значению 0.5 к. ф. Поэтому в большинстве амфиболитов амфиболы, точки составов которых на диаграммах относятся к одному кластеру, формально относятся к разным сериям, хотя баланс катионов в других позициях у них близкий или даже одинаковый. Например, в паре смежных серий паргасит-гастингсита и чермакита, если к. ф. Na в А чуть больше 0.5 (в реальных анализах 0.52—0.65), то это серия паргасит-гастингсита, а чуть меньше (в реальных анализах 0.35—0.49) — серия чермакита, но на диаграммах это один вполне компактный кластер.

По составу плагиоклаза амфиболиты разделяются на две группы. В первой плагиоклаз имеет повышенную основность: № от 65 до 98—100. Во второй — среднюю: № от 32 до 46. В двух амфиболитах наряду с плагиоклазом средней основности в незначительном количестве присутствует плагиоклаз с низкой с основностью, № менее 25 (табл. 1).



Пироксен обнаружен в пробах четырех амфиболитов (К-235, БЛ, ЛП и Н-3). Он существенно кальциевый, относится к ряду диопсид — геденбергит. На тройной диаграмме составов точки образуют ряд кластеров и характеризуются постепенным нарастанием железистости от почти чистого диопсида (магнезиальный пироксен) с переходом в диопсид-геденбергит (магнезиально-железистый пироксен) до геденбергита (железистый пироксен). Эгириновая составляющая в них не более 15–20 %. Это отличает данный пироксен от пироксенов других пород (в пироксенах из щелочных пород и пегматитов эгириновая составляющая очень высока, вплоть до нормального эгирина, т. е. в них высокие содержания Na и Fe [11]). Сравнение железистости амфиболов из этой группы амфиболитов обнаруживает ту же тенденцию: в амфиболитах, где железистость пироксена ниже, железистость амфибола тоже ниже; там же, где железистость пироксена выше, и железистость амфибола выше. Плаггиоклазы именно этой группы амфиболитов характеризуются повышенной основностью, по сравнению с плаггиоклазами из других исследованных амфиболитов: от 64 до 98–100, т. е. почти чистого анортита. В амфиболите К-235 плаггиоклаз не установлен, но присутствует скаполит, и он тоже имеет повышенную основность — 65 % мейонитовой составляющей, скаполит с такой же основностью присутствует и в амфиболите БЛ (65–70 %). Повышенная железистость (до 40 % для пироксенов), повышенное содержание кальция (амфиболы и пироксен являются существенно кальциевыми), низкое количество натрия, высокий номер плаггиоклаза указывают на низкотемпературные условия метаморфизма [2].

Остальные амфиболиты, в которых пироксен не установлен, представлены в пробах ЛАТ, ШТ-4, К-395 и 395–411. Фигуративные точки, отражающие составы амфиболов, на зарядовых диаграммах образуют компактные кластеры, располагающиеся вблизи критической границы +30.5, т. е. все кластеры амфиболов данной группы амфиболитов можно рассматривать как единый. На С-диаграммах всех амфиболитов данной группы они также образуют компактные кластеры, фактически смыкающиеся друг с другом, а частично и пересекающиеся, что также позволяет трактовать их как единый. Плаггиоклазы данных амфиболитов характеризуются средней/нижесредней основностью (№ 32–40), в амфиболите 395–411 вместе с плаггиоклазом средней основности установлен плаггиоклаз с низкой основностью (№ 25).

Амфибол из амфиболита К-235, в отличие от нормальных амфиболов из других амфиболитов, является калийдоминантным аналогом, т. е. в позиции А у него К преобладает над Na. При этом у него самый низкий к. ф. Si, т. е. он самый низкокремниевый.

Амфиболит К-411 слагает ксенолит в жиле гранитного пегматита, вскрытого выработками копи № 411. Практически весь амфибол здесь относится к эдениту, но заполнение позиции «А» в нем близко к критическому (к. ф. А ~ 0.51–0.65), т. е. близко к границе с серией горнблендита. На обеих диаграммах точки образуют компактные кластеры, существенно обособленные от кластеров амфиболов из других амфиболитов, за исключением амфибола из Н-3 — с его кластерами они сближены.

Заключение

Таким образом, по особенностям состава исследованной группы амфиболитов выделяются две группы: 1) амфиболиты, содержащие пироксен; 2) амфиболиты, не содержащие пироксен (табл. 1).

Для первой группы характерна невысокая степень согласования параметров состава основных минералов — на соответствующих диаграммах фигуративные точки, отражающие их, образуют кластеры, обособленные друг от друга. При этом на диаграммах составов амфиболов для некоторых амфиболитов этой группы имеются два обособленных разобщенных кластера (рис. 3, 4, амфиболиты БЛ и ЛП). Это свидетельствует о том, что данные породы подверглись дополнительному преобразованию, вероятно низкотемпературному метаморфизму, на финальной стадии образования — наложению поздней пироксен-скаполитовой или пироксен-плаггиоклазовой минерализации. Именно в амфиболитах этой группы плаггиоклаз обладает повышенной основностью.

Для второй группы характерна высокая степень совпадения параметров состава основных минералов (на диаграммах составов поля амфиболов из этих амфиболитов сливаются, образуя единые кластеры). Это свидетельствует о единстве генезиса и эволюции этих амфиболитов. В амфиболитах этой группы плаггиоклаз обладает пониженной основностью.

Эденитовый состав амфибола из амфиболита К-411 (ксенолит внутри жилы гранитного пегматита) отличает его от других амфиболитов (некоторое сходство есть с Н-3, но сильно отличаются плаггиоклазы). Влияние пегматита на данный амфиболит выражено в развитии внешней зоны изменения индивидов амфибола с развитием флогопита — основной катионный состав практически тот же (Mg, Si, Al), но исчезает кальций и появляется калий как отражение калиевой направленности процесса формирования пегматита.

Наличие в амфиболите К-235 калийдоминантного амфибола было бы логичным объяснить влиянием жилы гранитного амазонитового пегматита, для которой этот амфиболит является вмещающим, так как основной порообразующий минерал пегматита — калиевый полевой шпат. Вместе с тем подобного не наблюдается в амфиболите К-411 (см. выше). Данный амфиболит по параметрам состава амфибола приближается к описанному амфиболиту [1]. Вероятно, повышенный калий в этих амфиболах отражает не влияние на вмещающие породы расположенного поблизости гранитного пегматита, а какой-то специфический процесс минералообразования.

Литература

1. Вализер П. М., Медведева Е. В., Никандров С. Н., Кобяшев Ю. С. Калийпаргасит из ильменогорского комплекса (Южный Урал) // ЗВМО. 2003. № 3. С. 125–130.
2. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 456 с.
3. Краснобаев А. А., Давыдов В. А. Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии // Доклады РАН, 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
4. Ленных В. И., Вализер П. М. К геологической схеме ильменогорского комплекса // Геология и минералогия



ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20—27.

5. Лик Б. Е., Никель Э., Мандарино Д. Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 82—102.

6. Минералы: Справочник / Под ред. акад. Ф. В. Чухрова. М.: Наука, 1981. Т. III. Вып. 2. С. 241—470. (Пироксены).

7. Никандров С. Н., Кобяшев Ю. С., Вализер П. М. Матричная модель представления амфиболов // Записки ВМО. 2000. № 4. С. 105—112.

8. Никандров С. Н., Кобяшев Ю. С., Вализер П. М. К номенклатуре пироксенов серии эгирин—диопсид—геденбергит // Кристаллогенезис и минералогия: Матер. междунар. конф. СПб.: СПбГУ, 2001. С. 266—267.

9. Никандров С. Н. Согласованная система классификаций основных групп породообразующих минералов (амфиболы, пироксены, слюды) в виде матричных моделей // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 131—160.

10. Никандров С. Н., Никандров А. С., Никандрова Н. К. Амфиболы серии нибейта // Записки РМО. 2011. Ч. 140. № 4. С. 106—117.

11. Никандров А. С., Никандров С. Н., Никандрова Н. К. Особенности состава клинопироксенов ильменогорского комплекса: новые данные // Записки РМО. 2013. № 4. С. 90—100.

12. Никель Э. Х. Твердые растворы в номенклатуре минералов // Зап. ВМО. 1992. Ч. 121. № 4. С. 89—92.

13. Русин А. И., Краснобаев А. А., Вализер П. М. Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3—19.

14. Русин А. И., Вализер П. М., Краснобаев А. А., Банева Н. Н., Медведева Е. В., Дубинина Е. В. Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород ильменогорского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 1. С. 91—109.

References

1. Valizer P. M., Medvedeva E. V., Nikandrov S. N., Kobyashev Yu. S. *Kaliipargasit iz Ilmenogorskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural)* (Potassic pargasite from Ilmenogorsky complex (Southern Urals). ZVMO, 2003, No. 3, pp. 125—130.

2. Dobretsov N. L., Kochkin Yu. N., Krivenko A. P., Kutolin V. A. *Porodoobrazuyushchie pirokseny* (Rock-forming pyroxenes). Moscow: Nauka, 1971, 456 pp.

3. Krasnobayev A. A., Davydov V. A. *Vozrast i proishozhdenie Ilmenogorskoi tolschi po dannym tsirkonologii* (age and genesis of Ilmenogorsky formation according to zircons). Doklady RAN, 2000, V. 372, No. 1, pp. 89—94.

4. Lennih V. I., Valizer P. M. *K geologicheskoi sheme ilmenogorskogo kompleksa. Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problem* (Geological map of Ilmenogorsky massif. Geology and mineralogy of Ilmenogorsky complex: situation and problems). Miass: IGZ UB RAS, 2006, pp. 20—27.

5. Lik B. E., Nikel' E., Mandarino D. *Nomenklatura amfibolov: doklad podkomiteta po amfibolam komissii po novym mineralam i nazvaniyam mineralov Mezhdunarodnoi Mineralogicheskoi Assotsiatsii (KNMNM MMA)* Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee on amphiboles of commission of new minerals and titles IMA). Zapiski VMO, 1997, No. 6, pp. 82—102.

6. *Mineraly: Spravochnik* (Minerals: Reference book). Editor F. V. Chuhrov. Moscow: Nauka. 1981, V. III, No. 2, 470 pp. (pyroxenes: pp. 241—470).

7. Nikandrov S. N., Kobyashev Yu. S., Valizer P. M. *Matrichnaya model predstavleniya amfibolov* (Matrix model of amphiboles). Zapiski VMO, 2000, No. 4, pp. 105—112.

8. Nikandrov S. N., Kobyashev Yu. S., Valizer P. M. *K nomenklature piroksenov serii egirin-diopsid-gedenbergit* (Nomenclature of pyroxenes of aegirine-diopside-hedenbergite series). *Kristallogenezis i mineralogiya* (Crystal genesis and mineralogy) Proceedings of conference. Sankt-Peterburg: SPbGU, 2001, pp. 266—267.

9. Nikandrov S. N. *Soglasovannaya sistema klassifikatsii osnovnykh grupp porodoobrazuyushchikh mineralov (amfiboly, pirokseny, sludy) v vide matrichnykh modelei* (Confirmed system of classification of basic groups of rock-forming minerals (amphiboles, pyroxene, micas) as matrix models). *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problem* (Geology and mineralogy of Ilmenogorsky complex: situation and problems). Miass: IGZ UB RAS, 2006, pp. 131—160.

10. Nikandrov S. N., Nikandrov A. S., Nikandrova N. K. *Amfiboly serii nibeita* (Amphiboles of nibeite series). Zapiski RMO, 2011, Part 140, No. 4, pp. 106—117.

11. Nikandrov A. S., Nikandrov S. N., Nikandrova N. K. *Osobennosti sostava klinopiroksenov Ilmenogorskogo kompleksa: novye dannye* (Features of clinopyroxene composition of Ilmenogorsky complex: new data). Zapiski RMO, 2013, No. 4, pp. 90—100.

12. Nikel E. H. *Tverdye rastvory v nomenklature mineralov* (Solid solutions in mineral nomenclature). Zap. VMO, 1992. part 121, No. 4, pp. 89—92.

13. Rusin A. I., Krasnobayev A. A., Valizer P. M. *Geologiya Ilmenskih gor: situatsiya i problem* (Geology of Ilmen mountains: situation and problems). *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problem* (Geology and mineralogy of Ilmenogorsky complex: situation and problems). Miass: IGZ UB RAS, 2006, pp. 3—19.

14. Rusin A. I., Valizer P. M., Krasnobayev A. A., Baneva N. N., Medvedeva E. V., Dubinina E. V. *Priroda granat-anortit-klinopiroksen-amfibolovykh porod Ilmenogorskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural)* (Nature of garnet-anorthite-clinopyroxene-amphibole rocks of Ilmenogorsky complex (South Urals)). Litosfera, 2012, No. 1, pp. 91—109.



ВКЛЮЧЕНИЕ ЗОЛОТА В АКЦЕССОРНОМ ЦИРКОНЕ КОЖИМСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Ю. В. Денисова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yulden777@yandex.ru

Кристаллы циркона благодаря своей устойчивости к внешнему воздействию способны раскрыть информацию об особенностях среды минералообразования, в том числе и за счет включений, наблюдаемых в минерале. Циркон может содержать различные минеральные включения: биотит, плагиоклаз, кварц, апатит и др. Однако ни в одном цирконе из гранитов Приполярного Урала ранее не встречалось включение золота. В данной работе представлены результаты изучения включения золота в акцессорном цирконе Кожимского гранитного массива. Сделано предположение о характере минералообразующей среды и этапе формирования циркона.

Ключевые слова: акцессорный циркон, гранит, включение, золото, Кожимский массив, Приполярный Урал.

THE INCLUSION OF GOLD IN ACCESSORY ZIRCON OF THE KOZHIM GRANITIC MASSIF

Yu. V. Denisova

Institute of geology of Komi Science Centre of RAS, Syktyvkar

The crystals of zircon can reveal information about their formation environment due to their resistance to external influence and also inclusions observed of them. Zircon can contain different mineral inclusions: biotite, plagioclase, quartz, apatite, etc. However no information about gold inclusions has been available in the zircons from granites of the Sudpolar Urals. The study results of the inclusions of gold in accessory zircon of the Kozhim granitic massif are presented in this paper. The studied mineral is a dark-brown translucent short-prismatic crystal containing an inclusion of gold and nodules of quartz. According to our studies, the inclusion of gold formed during the growth of zircon and it is gold covered with a thin film of oxide gold. It was confirmed that the crystallization of the studied zircon occurred at a temperature of 800 °C and above at the stage of formation of granites of Kozhim massif. We suggested the presence of an additional temperature mode when the temperature decreased to 700 °C and below during the postmagmatic stage.

Keywords: accessory zircon, granite, inclusion, gold, the Kozhim massif, the Subpolar Urals.

Введение

При изучении типоморфических и типохимических особенностей акцессорных минералов крайне важно уделять внимание имеющимся в минерале включениям, исследование которых позволяет получить информацию о фазовом составе, химизме, температуре и давлении минералообразующей среды [1, 5–9, 14, 15 и др.]. Особенно интересен в этом отношении циркон, характеризующийся исключительной стойкостью к различным химическим и физическим воздействиям, происходящим в среде минералообразования. Кристаллы акцессорного циркона из гранитоидов Приполярного Урала часто переполнены газо-жидкими и твердыми минеральными включениями. Синпетрогенные включения представлены биотитом, хлоритом, роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем, апатитом и другими минеральными образованиями [16]. Впервые при исследовании циркона гранитоидов Приполярного Урала было установлено включение золота, результаты изучения которого представлены в данной работе.

Объект изучения

Кожимский массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, находящихся на левом и правом берегах Кожима в бассейнах рек Осею и Понью (рис. 1). Граниты Кожимского массива представляют собой среднезернистые лейкократовые породы розового цвета с зеленовато-серым оттенком, обладающие массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью [13].

Акцессорные цирконы в гранитах представлены тремя морфологическими типами. В первый морфологический тип выделены бесцветные прозрачные короткопризматические цирконы. Размер кристаллов 0.05–0.15 мм. Коэффициент удлинения 1.0–1.8. Развиты грани (100), (110). Присутствует дипирамида (111). Поверхность граней гладкая, блестящая. В отдельных кристаллах наблюдаются включения кварца, эпидота, апатита. В цирконе этого морфотипа отмечаются самые высокие средние содержания Nb, U, Th, TR. Кроме того, наблюдаются наибольшие значения таких элементов, как Y, Hf, что свидетельствует о выделении минерала на поздних стадиях образования гранитов. Содержание описываемых цирконов оставляет 80–90 % от общего объема этого минерала в породе. Ко второму морфологическому типу отнесены коричневые полупрозрачные и матовые короткопризматические цирконы. Размер таких кристаллов 0.03–0.10 мм. Коэффициент удлинения 1.0–2.0. Облик кристалла обусловлен развитием граней (100), (110). Поверхность граней гладкая, блестящая. Наблюдаются включения кварца, эпидота, апатита, золота (в одном зерне). Содержание цирконов этого типа 5–10 % от общего состава содержания минерала в породе. Третий морфологический тип составляют прозрачные длиннопризматические кристаллы циркона светло-желтого цвета. Размер кристаллов 0.4–0.8 мм, коэффициент удлинения 2.0–4.0 (до 6.0). Под биноклем видна гладкая блестящая поверхность. Среди включений распространены образования кварца, апатита, эпидота. Содержание цирконов этого типа в среднем 5–10 % от общего объема минерала в породе.



Рис. 1. Геологическая карта Кожимского гранитного массива (по: Пыстин, Пыстина, 2011):

1 — слюдяно-кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 — слюдяно-кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 — граниты; 4 — габбро; 5 — геологические границы: а — стратиграфические и магматические, б — тектонические; 6 — элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 — Кузпуяуский; 2 — Кожимский (название массивов по [12])

Fig. 1. The Kozhim granite massif (by Pystin, Pystina, 2011):

1 — mica-quartz shales, green orthoschists, quartzite; 2 — mica-quartz shales, porphyries, porphyrites, interlayers of marbles and quartzites; 3 — granites; 4 — gabbro; 5 — the geological boundaries: stratigraphic and igneous, b — tectonic; 6 — the occurrence of planar structures. The massifs (numerals in circles): 1 — the Kuzpuy massif; 2 — the Kozhim massif (the names of the massifs by [12])

Результаты исследования и их обсуждение

В настоящей работе мы остановимся на характеристике циркона второго морфотипа, среди включений которого при микрозондовом исследовании было обнаружено золото. Акцессорный циркон представляет собой темно-коричневый полупрозрачный короткопризматический кристалл (рис. 2, а) размером 0.04 мм и с коэффициентом удлинения 1.65. Растровые изображения получены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (комплекс Vega3 Tescan, аналитик С. С. Шевчук). Облик кристалла обусловлен развитием граней (110), (111), (100). Кристаллизация этого морфотипа происходила на начальной стадии

формирования гранитного массива при температуре 700–900 °С и повышенной щелочности среды [2].

Включение золота (рис. 2, б) образовалось, судя по всему, во время роста циркона. Подобное выпадение золота из расплава могло произойти за счет повышения вязкости кремнистых расплавов и медленного падения растворимости с температурой. Также необходимо учитывать, что при восстановлении золота из расплавов оно не выпадает в осадок, а образует гидрозолы [5], которые, свою очередь, могли быть частью сложных силикатных термофлюидных сред с температурой около 800 °С, обогащенных кремнеземом, из которых формировались массивные включения кварца в гранитах [11]. Подобное предположение подтверж-

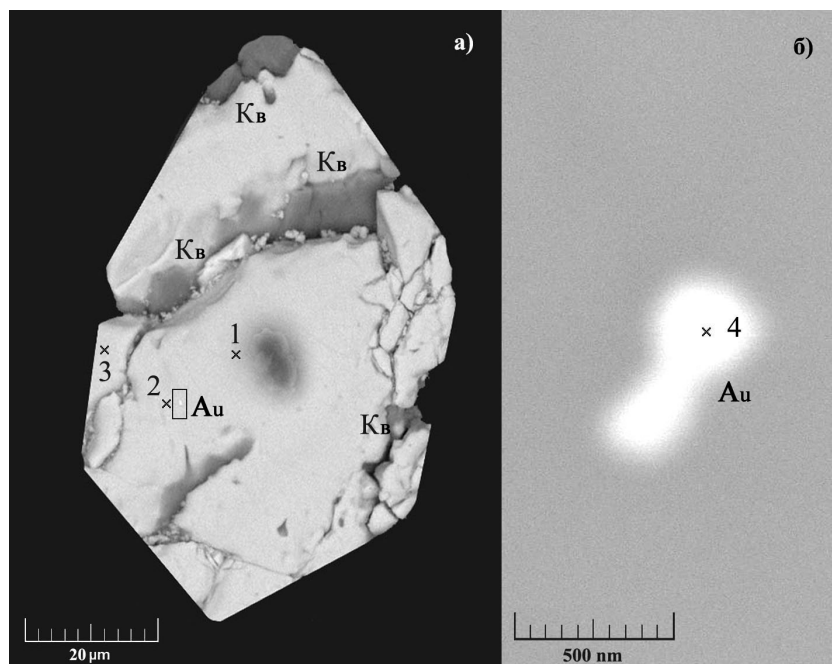


Рис. 2. Акцессорный циркон из гранита Кожимского массива:

а) циркон с выделениями кварца (Кв) и включениями золота (Au); б) включение золота. 1–4 — точки определения химического состава минерала

Fig. 2. Accessory zircon from granite of the Kozhim massif.

а) zircon with secretions of quartz (Кв) and inclusions of gold (Au); б) the inclusion of gold. 1–4 — the point determination of the chemical composition of the mineral.

The bitmap images obtained in the research Geosciences Institute of Geology, Komi science centre, Urals branch of RAS (complex Vega3 Tescan, analyst S. S. Shevchuk).



Химический состав циркона и золота, мас. %
Chemical compositions of zircon and the inclusion of gold, weight. %

Элемент Element	Циркон / Zircon			Золото / Gold	σ
	1	2	3		
Zr	46.49	46.44	46.01	21.62	0.12
Si	16.55	16.74	16.93	8.05	0.17
O	32.02	31.55	31.47	18.15	0.08
Na	0.11	0.02	0.01	0.15	0.11
Al	0	0.02	0.08	0.06	0.09
K	0.01	0.02	0.01	0.06	0.08
Fe	0.14	0.08	0.01	0.02	0.14
Se	0.06	0.05	0.04	0.25	0.18
Y	0.46	0.48	0.47	0.26	0.25
Ce	0.13	0.51	0.31	0.33	0.21
Gd	0.18	0.19	0.34	0.06	0.25
Dy	0.01	0.09	0.15	0.11	0.25
Er	0.05	0.04	0.06	0.41	0.48
Yb	0.01	0.05	0.06	0.11	0.25
Hf	1.18	1.24	1.36	0.27	0.25
Th	0.22	0.28	0.26	0.26	0.25
U	0.58	0.52	0.54	0.05	0.25
Au	0	0	0	48.22	1.75
Сумма / Total	98.2	98.32	98.11	98.44	-

Примечание. 1—4 — точки определения химического состава минерала, σ — приборная характеристика систематической погрешности методики анализа.

Designation. 1—4 — the point determination of the chemical composition of the mineral. σ — the instrument characteristic systematic errors of the analysis techniques.

Note. Sampling site: on the left bank of the river Kozhim in 30 meters from the watershed and 1,200 meters below the mouth (massive gray-green granite). Microprobe analysis is performed at the Institute of Geology KSC UB RAS (Vega3 Tescan, analyst S. S. Shevchuk).

дается наличием выделений кварца в исследованном цирконе. Таким образом, присутствие в цирконе золота говорит о высоких температурах (800 °C и выше) минералообразующей среды и подтверждает предполагаемый температурный диапазон кристаллизации акцессорного циркона на раннемагматической стадии формирования гранитов Кожимского массива [2, 3].

Как правило, в составе золота в заметных количествах всегда отмечается серебро, содержание которого увеличивается от ранних генераций золота к более поздним [10]. В изученном включении (место отбора пробы — левый берег р. Кожим, в 30 м от водораздела и в 1200 м ниже устья; массивные серо-зеленые граниты) отсутствуют даже незначительные примеси Ag (см. таблицу, микрозондовый анализ выполнен в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН — комплекс Vega 3 Tescan, аналитик С. С. Шевчук). Это позволяет предположить, что небольшое количество золота присутствовало уже в высокотемпературном материнском расплаве. В цирконе и в золоте (с дополнительным составом циркона) отмечаются следы редких элементов иттриевой группы. К сожалению, включение золота в акцессорном цирконе настолько мало, что при микрозондовом анализе получилось определить химический состав только в одной точке золотины (составы в остальных точках характеризовались очень плохими суммами), что не позволило выявить особенности распределения редких земель.

Исследуемая золотина при полировке пробы не была вскрыта полностью, в результате чего представленный в таблице химический состав золота содержит и «наложившийся» состав циркона. При пересчете формулы циркона было выявлено наличие избыточного

кислорода, что позволяет предположить, что изученное включение представляет собой золото, покрытое тонкой пленкой оксида золота. Несмотря на то, что кислород инертен по отношению к золоту, образование такого оксида возможно при 500—700 °C в результате взаимодействия кислорода с атомами золота на его поверхности [4]. Это дает основание предположить, что в течение роста циркона температура минералообразующей среды могла снижаться до 700 °C и ниже.

Закключение

Таким образом, обнаруженное включение золота и его химический состав позволяют сделать вывод о кристаллизации изученного акцессорного циркона при температуре 800 °C и выше на раннемагматическом этапе формирования гранитов Кожимского массива и далее при снижении температуры до 700 °C и ниже на постамагматическом этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература

1. Гармаев Б. Л., Дамдинов Б. Б., Миронов А. Г. Золотовисмутное проявление Пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 533—545.
2. Денисова Ю. В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 5. С. 9—16.



3. Денисова Ю. В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 12. С. 37—44.
4. Дюсембаева К. Ш. Микроскопическое исследование руд золота. Алматы: КазНТУ, 2011. 135 с.
5. Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 120 с.
6. Ипатьева И. С. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 110 с.
7. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.
8. Мальков Б. А., Филиппов В. Н., Куратов В. В. Au-Pd-геотермометр для импактных риолитов — «малдынитов» хр. Малдынырд // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения — 2014): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 22—23.
9. Носырев И. В., Ромул В. М., Есипчук К. Е., Орса В. И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.
10. Осовецкий Б. М. Типоморфизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 244 с.
11. Перетяжко И. С., Смирнов С. З., Котельников А. Р., Котельникова З. А. Экспериментальное изучение системы H_3BO_3 —NaF— SiO_2 — H_2O при 350—800 °С и 1—2 кбар методом синтетических флюидных включений // Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 450—472.
12. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25—38.
13. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4 (8). С. 14—19.
14. Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Котов А. Б., Толмачева Е. В., Плоткина Ю. В., Козловский А. М., Ярмолюк В. В., Федосеенко А. М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb-датирования (на примере хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 482—495.
15. Хабибулина Т. С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозой (петрогенетические аспекты). Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 147 с.
16. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.; Л.: Наука, 1968. 252 с.
- Sublopar Urals). Vestnik of Institute geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, No. 12, 2016, pp. 37—44.
4. Dyusembaeva K. Sh. *Mikroskopicheskoe issledovanie rud zolota* (Microscopical investigation of gold ores). Almaty: KazNTU, 2011, 135 pp.
5. Zvyagintsev O. E. *Geohimiya zolota* (Gold geochemistry). Moscow-Leningrad: Izd-vo AN SSSR, 1941, 120 pp.
6. Ipateva I. S. *Aktsessornye mineraly pozdnemezozoiskih granitoidov Severo-vostoka SSSR* (Accessory minerals of Late Mesozoic granitoids of North-Eastern USSR). Novosibirsk: Nauka, 1976, 110 pp.
7. Krasnobaev A. A. *Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov* (Zircon as indicator of geological processes). Moscow: Nauka, 1986, 146 pp.
8. Mal'kov B. A., Filippov V. N., Kuratov V. V. *Au-Pd geotermometr dlya impaktnykh riolitov "maldynitov" hr. Maldynyrd* (Au-Pd geothermometer for impact rhyolites "maldynites" from Maldynyrd Range). *Problemy i perspektivy sovremennoi mineralogii* (Yushkinskie chteniya — 2014) (Problems and prospects of modern mineralogy (Yushkin Readings — 2014): Proceedings of conference. Syktyvkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2014, pp. 22—23.
9. Nosyrev I. V., Romul V. M., Esipchuk K. E., Orsa V. I. *Generatsionnyi analiz aktsessornogo tsirkona* (Generation analysis of accessory zircon). Moscow: Nauka, 1989, 203 pp.
10. Osovetskii B. M. *Tipomorfizm shlihovyykh mineralov* (Typomorphism of placer minerals). Perm: Perm university, 2001, 244 pp.
11. Peretyazhko I. S., Smirnov S. Z., Kotelnikov A. R., Kotelnikova Z. A. *Eksperimentalnoe izuchenie sistemy H_3BO_3 —NaF— SiO_2 — H_2O pri 350—800 °S i 1—2 kbar metodom sinteticheskikh flyuidnykh vkluychenii* (Experimental study oa system H_3BO_3 —NaF— SiO_2 — H_2O at 350—800 °S and 1—2 kbar by method of synthetic fluid inclusions). *Geologiya i Geofizika*. 2010, No. 4, pp. 450—472.
12. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Metamorfizm i granitoobra-zovanie v proterozoisko- rannepaleozoiskoi istorii formirovaniya Pripolyarnouralskogo segmenta zemnoi kory* (Metamorphism and granite formation in Proterozoic-Early Paleozoic history of formation of Sublopar Urals segment of earth crust). *Litosfera*, 2008, No. 11, pp. 25—38.
13. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Novye dannye o vozraste granitoidov Pripolyarnogo Urala v svyazi s problemoi vydelenii kozhim-skoi srednerifeiskoi granit-riolitovoi formatsii* (New data about age of granitoids of Subpolar Urals in connection with problem of kozim-skaya Middle Riphean granite-rhyolite suite). *Izvestiya Komi SC UB RAS, Syktyvkar*, 2011. No. 4 (8), pp. 14—19.
14. Salnikova E. B., Yakovleva S. Z., Kotov A. B., Tolmacheva E. V., Plotkina Yu. V., Kozlovskii A. M., Yarmolyuk V. V., Fedoseenko A. M. *Kristallogenezis tsirkona shelochnykh granitov i osobennosti ego U-Pb datirovaniya (na primere hangaisk-ogo magmaticheskogo areala)* Crystal genesis of zircon from alkaline granites and features of its U-Pb dating (Khangaysky magmatic areal)). *Petrologiya*, 2014, V. 22, No. 5, pp. 482—495.
15. Habibulina T. S. *Tipologiya i sostav tsirkonov granitoidov Verhoyano- Kolymskih mezozoid (petrogeneticheskie aspekty)* (Typology and composition of granitoids of Verkhoyan-Kolyma mesozoids (Petrogenetical aspects). Yakutsk: Sahapoligrafizdat, 2003, 147 pp.
16. Fishman M. V., Yushkin N. P., Goldin B. A., Kalinin E. P. *Mineralogiya, tipomorfizm i genezis aktsessornykh mineralov izverzhennykh porod severa Urala i Timana* (Mineralogy, typomorphism and genesis of accessory minerals of igneous rocks of Northern Urals and Timan). Moscow- Leningrad: Nauka, 1968, 252 pp.

References

1. Garmaev B. L., Damdinov B. B., Mironov A. G.. *Zoloto-vismutovoe proyavlenie pogranchnoe (Vostochnyi Sayan): sostav i svyaz' s magmatizmom* (Gold-bismuth occurrence pogranchnoe (Eastern Sayany): composition and connection to magmatism). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*, 2013, V. 55, No. 6, pp. 533—545.
2. Denisova Yu. V. *Tipomorficheskie i tipohimicheskie osobennosti aktsessornykh tsirkonov granitoidov Pripolyarnogo Urala* (Typomorphic and typechemical features of accessory zircons of granitoids of Subpolar Urals). *Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar*, No. 5, 2014, pp. 9—16.
3. Denisova Yu. V. *Termometriya tsirkona iz granitoidov Pripolyarnogo Urala* (Thermometry of zircon from granitoids of



ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ИЗОЛИРОВАННАЯ КАРБОНАТНАЯ ПЛАТФОРМА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (Р. БОЛ. НАДОТА)

Д. А. Груздев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
gruzdev@geo.komisc.ru

Наличие целого комплекса обнажений, компактно расположенных в пределах бассейна р. Б. Надота (Приполярный Урал), дает уникальную возможность реконструировать структуру и историю развития среднепалеозойской изолированной карбонатной платформы. Установлены три фациальные зоны и выделено три этапа осадконакопления. Построены временные модели седиментации, отражающие закономерности развития органогенных построек и их окружения. Анализ особенностей распределения компонентов биогермно-отмельных образований на площади и в разрезе показал, что для большенадотинского карбонатного комплекса наиболее приемлема модель *тепловодной* изолированной карбонатной платформы.

Ключевые слова: Приполярный Урал, верхний девон, нижний карбон, большенадотинский карбонатный комплекс, модели седиментации, изолированная карбонатная платформа.

THE LATE DEVONIAN-EARLY CARBONIFEROUS ISOLATED CARBONATE PLATFORM IN THE SUBPOLAR URALS (BOL'SHAYA NADOTA RIVER)

D. A. Gruzdev

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

A number of outcrops located in the basin of the Bol'shaya Nadota River (Subpolar Urals) supply a unique possibility to study the Middle Palaeozoic isolated carbonate platform and to reconstruct its composition and development.

The Middle Devonian — Lower Carboniferous sequence of the region is represented by the Middle Devonian Nadotamyk Formation composed of argillites and siltstones overlaid by clayey carbonates, the Frasnian Matyashor Formation composed of detritic and organogenous limestones, the Famennian-Tournaisian (?) Bolshaya Nadota Formation comprising oolitic limestones, Izvestnyakovo-Dolomitovaya and Izvestnyakovo-Brtekhevaya formations of the Late Visean — Serpukhovian age composed of detritic, clastic, and oolitic limestones, and the Olysa Reef of the Late Visean — Serpukhovian age.

Three facies belts possessing different evolution of the sedimentation are detected in the area under consideration. The Eastern and Central facies belts are dominated by organogenous buildups, and the detritic and oolitic limestones are characteristic for the Western facies belt. These facies compose the Bol'shaya Nadota shoal (isolated carbonate platform) similar to Great Bahamas Bank.

Elaborated models of evolution of sedimentation reflect development of buildups and surrounding areas in the Early Frasnian — Serpukhovian time. Composition of the Bol'shaya Nadota shoal and distribution of biota suggest a warm-water environment for the isolated carbonate platform.

Keywords: Subpolar Urals, Devonian, Lower Carboniferous, Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, sedimentation models, isolated carbonate platform.

Введение

Древние карбонатные сооружения Приполярного Урала, перекрытые, как правило, мощным осадочным чехлом и пластинами шарьяжей, а также имеющие внушительные размеры и протяженность, ставят целый ряд вопросов при диагностировании их строения, состава и условий образования. Информация, которой приходится оперировать, главным образом основывается на отрывочных данных — это материалы бурения и результаты сейсморазведочных работ. Поэтому изучение ряда обнажений, компактно расположенных в пределах бассейна р. Б. Надота (Приполярный Урал), представляет определенную ценность и рассматривается как важный естественный объект для исследования и выявления морфологии древних карбонатных тел, их строения, состава и условий карбонатонакопления.

Начало изучения верхнепалеозойских карбонатных органогенных построек Предуралья связано с исследованиями А. И. Елисеева, который изучил и выделил в качестве нижнекаменноугольного (верхневизейского) Большенадотского рифа и его окружения ряд обнажений в бассейне р. Бол. Надота. На тот момент определение возраста проводилось по фораминиферам и микрофауне, дающим вполне удовлетворительную точ-

ность, особенно учитывая масштаб работ Александра Ивановича. В своей публикации 1971 года он впервые выделил ядро рифа, хорошо проявленное в геоморфологическом плане как гора Олыся, и его тыловые шлейфы.

Собственно моделям седиментации посвящены две работы. Первая из них отражает результаты исследований в этом районе польских ученых в 1999 г. [8]. С. Скомпски (S. Skompski) с соавторами на основании данных по микрофауне (в основном по фораминиферам) и остаткам брахиопод и аммоноидей уточнили возраст слоев массивных известняков, залегающих в нижней части разреза г. Олыся и традиционно принимавшихся ранее за верхневизейские отложения (C_1v_2), отнеся их к франскому ярусу верхнего девона (D_3f). По другим карбонатным разрезам, встречающимся в бассейне р. Б. Надота, был установлен возраст верхней части карбонатного массива, отвечающий серпуховскому ярусу раннего карбона (C_1s).

Помимо фаунистической корректировки возраста отложений авторами была предложена модель формирования верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, слагающих карбонатный массив и впервые обозначенный как большенадотинский карбонатный комплекс — Bol'shaya Nadota Carbonate Complex [8].

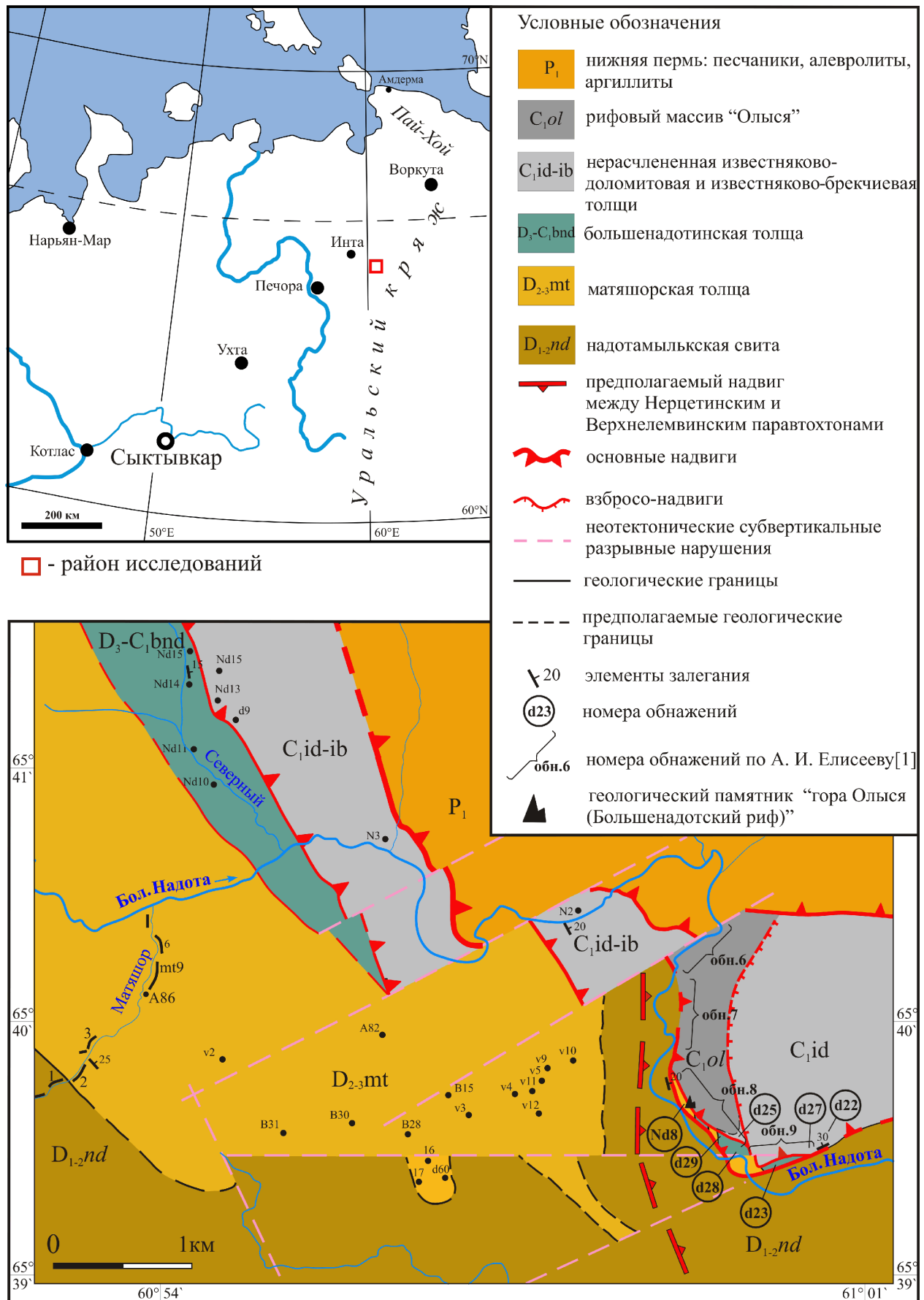


Рис. 1. Геологическая карта района и расположение основных изученных разрезов (по материалам Д. А. Груздева, Д. Б. Соболева, А. В. Журавлева, Я. А. Вевель, Р. С. Карманова, С. Ю. Камзалаковой, В. А. Коноваловой с привлечением материалов геологосъемочных работ: Афанасьева А. К. и др., 1986; Шишкина М. А. и др., 2002

Fig. 1. Geological sketch map of the study area and localities of the main outcrops (compiled on the base of materials by the author, D. B. Sobolev, A. V. Zhuravlev, Ya. A. Vevel, R. S. Karmanov, S. Yu. Kamzalakova, V. A. Konovalova, and geological mapping: A. K. Afanas'ev et al., 1986; M. A. Shishkin et al., 2002

Вторая попытка, реконструирующая условия осадконакопления для рассматриваемого района, дана в статье А. В. Журавлева [5]. На основе данных биостратиграфии и выводах о глубине эрозионного среза автор воссоздает геологическую картину развития региона на примере биогермно-отмельного комплекса изолированной карбонатной платформы, современным гомологом которой является Багамская банка [5].

Данная статья посвящена рассмотрению истории формирования и развития в позднедевонско-раннекаменноугольное время изолированной карбонатной платформы, расположенной в бассейне р. Б. Надота Приполярного Урала (рис. 1).

Объект и предмет исследования

Материалы, использованные в данной работе, были получены в ходе полевых сезонов 1999, 2000, 2002, 2003 и 2008 годов. Изучено свыше 60 обнажений, включая карстовые воронки на водоразделе рр. Матяшор и Б. Надота. Суммарная мощность описанных разрезов составляет порядка 700 м. Материал собран совместно с Д. Б. Соболевым, А. В. Журавлевым, Я. А. Вевель, Р. С. Кармановым, С. Ю. Камзалаковой, В. А. Коноваловой. Кроме того, дополнительные материалы по разрезам горы Олыся были любезно предоставлены К. А. Коковинным.

В Большенадотинском районе развиты средне- и верхнепалеозойские (от нижнего девона до нижней перми) терригенные и карбонатные отложения. Снизу вверх по разрезу выделяются (рис. 2): надотамыльская свита ($D_{1-2} nd$), мятяшорская толща ($D_{2-3} mt$), большенадотинская толща ($D_3-C_1 bn$), объединенная известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толщи ($C_1 id-C_1 ib$), рифовый массив Олыся ($C_1 ol$) и отложения нижней перми (P_1). По литологическому

составу для перечисленных выше местных стратиграфических подразделений установлено три типа разреза — западный, центральный и восточный, за исключением нижнепермских терригенных отложений. **Надотамыльская свита ($D_{1-2} nd$)** представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами (западный тип разреза), с появлением в верхней части линз и прослоев глинистых известняков (центральный и восточный типы разреза). **Матяшорская толща ($D_{2-3} mt$)** в западном типе разреза охарактеризована в основном биокластовыми известняками, реже биоморфными (амфиפורовыми) их разновидностями. В основании разреза наблюдаются аргиллиты, постепенно исчезающие вверх по разрезу, и лишь в отдельных его интервалах отмечаются редкие глинистые прослои и примазки по наслоению в тонкоплитчатых биокластовых известняках (разрез по руч. Матяшор). Для центрального типа разреза характерны биогермные и биокластовые известняки (обнажения карстовых воронок водораздела рр. Матяшор — Б. Надота: v1-10, B-30, -31, 16, 17). Восточный тип разреза слагают биокластовые и биоморфные (микробиально-водорослевые) известняки [2] (скальные выходы г. Олыся, N4, Nd8, обн. 8 по А. И. Елисееву [3]) (рис. 1). **Большенадотинская толща ($D_3-C_1 bn$)** в западном типе разреза (руч. Северный, Nd 14, 15, d14) представлена оолитовыми известняками с прослоями монолитокластовых их разновидностей, сложенных обломками оолитовых известняков гравелистой (2—10 мм) размерности (рис. 1). Центральный тип разреза сложен оолитовыми известняками, выходы которых наблюдаются весьма фрагментарно (обн. d28, d29), а восточный тип разреза — биокластово-оолитовыми известняками (обн. d23 и разрезы рр. Лемва, Парнокау).

Известняково-доломитовая толща ($C_1 id-C_1 ib$) представлена лито- и биокластовыми известняками

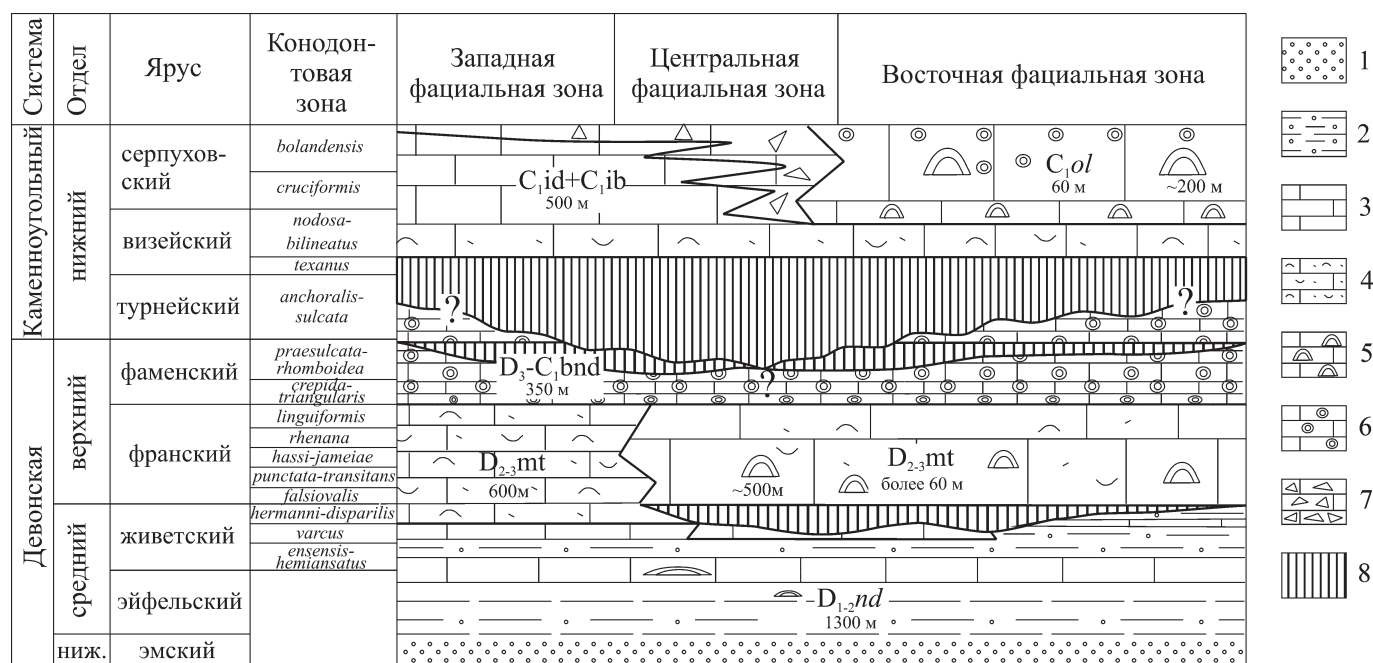


Рис. 2. Местная стратиграфическая схема (по [2]). Условные обозначения: 1 — песчаники, 2 — аргиллиты и алевролиты, 3 — известняк, 4 — известняк детритовый, 5 — известняк биогермный, 6 — известняк оолитовый, 7 — известняковые конглобрек-ции, 8 — отложения отсутствуют

Fig. 2. Local stratigraphical scheme [2]. Legend: 1 — sandstone; 2 — argillite and siltstone; 3 — limestone; 4 — detritic limestone; 5 — bioherm limestone; 6 — oolitic limestone; 7 — limestone breccia; 8 — absence of sediments



(обн. Nd12, 13, d9), которые подстилают известняковые брекчии (известняково-брекчиевая толща) на западе (обн. N2), а на востоке (в обн. d25) — рифовый массив Олыся (C_1ol) (восточный тип разреза), наблюдаемый в ряде обнажений Nd9, d27, d22 (рис. 1). Верхняя часть массива выходит на дневную поверхность в обнажениях 6 и 7, по А. И. Елисееву [3].

Результаты исследований

Сопоставляя строение, состав отложений и мощности слагающих их толщ в пределах бассейна р. Б. Надота (Приполярный Урал), в среднедевонско-нижнекаменноугольном стратиграфическом интервале мы установили три фациальные зоны — западную, центральную и восточную — соответственно типам разреза. В развитии осадконакопления этих зон выделено три крупных этапа: франский, фаменско-турнейский и визе-серпуховский (рис. 3).

Франский этап

На западе во франском веке (D_3f) накапливались преимущественно разнообразные слоистые биокластовые известняки, в составе которых отмечаются остатки брахиопод, колоний табулят, ругоз, строматопорат, криноидей, водорослей. Местами формировались небольшие (толщиной до 1.5 м) куполовидные строматопорово-водорослевые постройки, сложенные биоморфными известняками. В незначительном количестве в них присутствуют остатки брахиопод, двустворок, иглокожих, водорослей. В верхах разреза появляются прослои оолитовых известняков, количество которых увеличивается ближе к кровле.

В центральной части происходило формирование комплекса органогенных построек, основными строителями которых выступали микробиально-водорослевые сообщества при активном участии цианобактерий *Renalcis* и багряных водорослей (?). В большом количестве среди них встречаются остатки раковинных моллюсков (брахиопод, гастропод и остракод), реже фораминифер.

В восточной части происходило формирование карбонатных образований микробиально-водорослевых сообществ (?). Они обнажены непосредственно в скальных выходах горы Олыся и представлены в нижней части массивными микробиально-водорослевыми известняками, образующими биогермы толщиной до 3—5 м. Над ними, выше тектонического контакта, выходят грубопесчаниковидные биокластовые моноксонные (криноидные) известняки с массивной или линзовидно-слоистой текстурой. Далее вверх по разрезу состав органических остатков становится разнообразнее — отмечаются остатки иглокожих, брахиопод, также появляются единичные оолиты. Вероятно, образование биокластовых известняков происходило на фоне трансгрессивно-регрессивных циклов, сформировавших различные аккумулятивные формы [2].

Фаменско-турнейский этап

Для западной фациальной зоны характерно формирование слоистых толщ оолитовых известняков с прослоями гравелитов и конгломератов карбонатно-

го состава, с редкими слоями биокластовых известняков.

Известняки оолитовые (сложены оолитами на 55—85 %) размером 0.3—1.0 мм, реже до 3 мм, шаровидной, эллипсоидальной и бисфероидальной формы, с ясно выраженным концентрическим строением, число каемок варьирует от 2 до 6 и более. Оолиты сложены микрозернистым кальцитом в целом с хорошо выраженным ядром (затравкой), выполненным кальцитом, либо органическими остатками — кальциферами, фораминиферами и др. Гравелиты известняковые представлены хорошо окатанными обломками (размером до 5—7 мм в диаметре) оолитовых и микрозернистых известняков, сцементированными спаритом. Встречаются прослои с галькой оолитовых известняков размером до 5—7 см.

Отложения центральной фациальной зоны представлены весьма фрагментарно, преимущественно оолитовыми известняками. Условно к этой фациальной зоне можно отнести и оолитовые известняки с примесью био- и литокластового материала, выходящие в обн. 9 на южном склоне горы Олыся с находками раннекаменноугольных конодонтов (обн. d23), однако подобный набор литотипов больше тяготеет к восточной зоне осадконакопления.

На востоке в это время накапливались известковые осадки, представленные биокластовым и оолитовым материалом и многочисленными остатками водорослей. Присутствие остатков водорослей наводит на мысль, что формирование синхронных органогенных построек края отмели продолжалось по крайней мере до среднего фамена (D_3fm_2). Восточнее происходила разгрузка обломочных потоков, формировавших фронтальные обломочные шлейфы, карбонатные турбидиты [5].

Визейско-серпуховский этап

Здесь выделяются две фациальные зоны — западная и восточная. Для западной характерны слоистые известняки и известняковые брекчии, которые на востоке, в верхней части, фациально замещаются большенадотинским рифовым комплексом (риф Олыся).

В западной и, возможно, центральной фациальной зонах в начале этапа формировались зернистые осадки, преимущественно биокластовые и литокластовые известняки. Позже среди обломочных разностей появляется оолитовый материал. Органические остатки представлены обломками раковин брахиопод, остракод с остатками цианобактериальных образований (*Ortonella*, *Garwoodia*), известковых водорослей (*Palaeoberesellidae*), члениками иглокожих и раковин фораминифер.

На востоке накапливались аккумулятивные формы, сложенные обломочным, преимущественно биокластовым материалом. Вероятно, эти отложения, сформировавшие положительные формы рельефа, послужили базисом для Большенадотинского органогенного сооружения.

Серпуховские отложения (C_1s) западной фациальной зоны представлены брекчиями, состав обломков которых достаточно разнообразен, — это обломки оолитовых, водорослевых и биокластовых известняков, которые, скорее всего, являются продуктом раз-

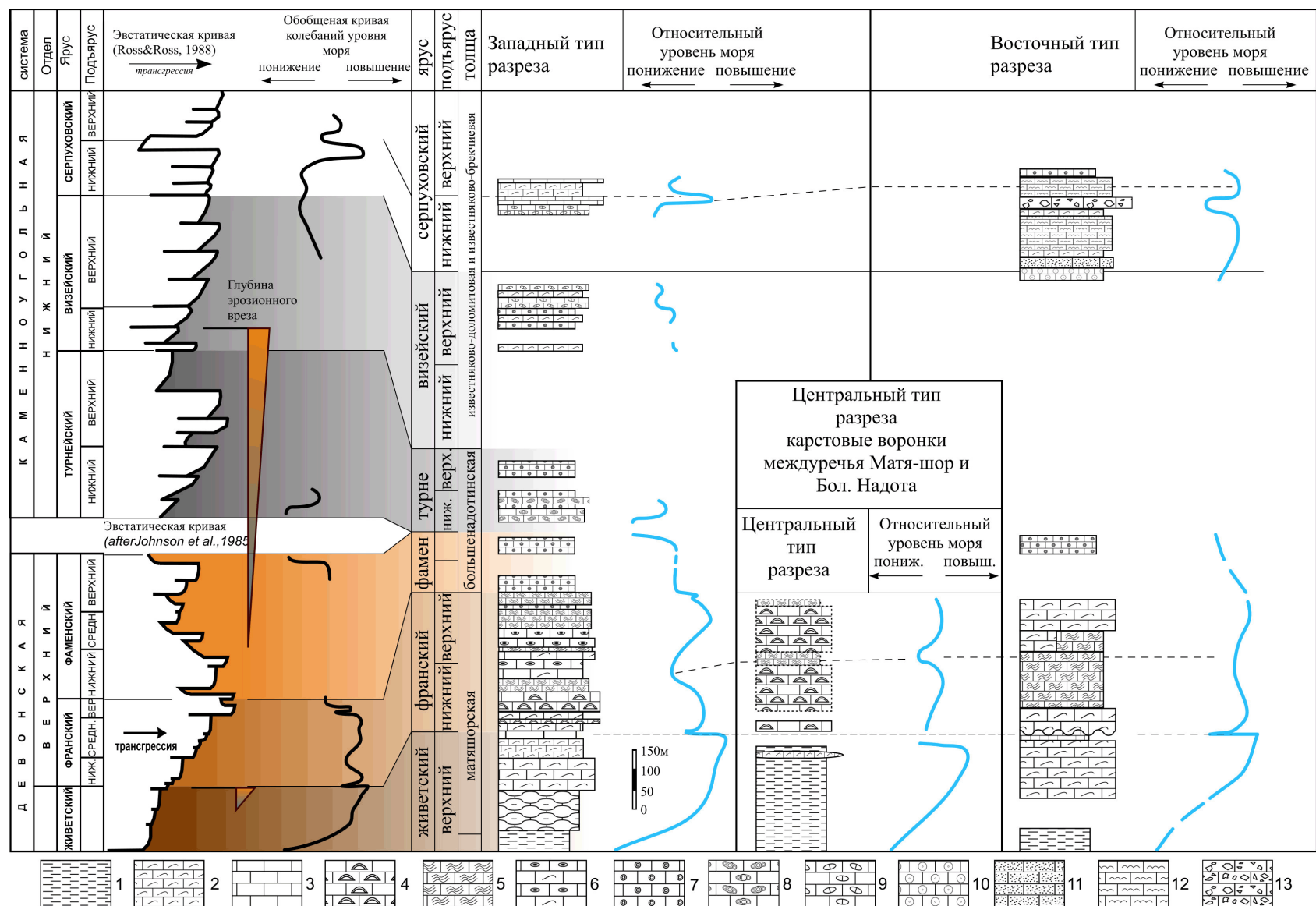


Рис. 3. Корреляция изученных разрезов и сопоставление с эвстатическими кривыми (по: [11, 12]). Условные обозначения: 1 — аргиллиты и алевролиты, 2 — известняк биокластовый, 3 — известняк, 4 — известняк строматопоровый, 5 — известняк биогермный, 6 — известняк биокластовый с водорослевыми желваками, 7 — известняк оолитовый, 8 — известняковый гравелит, 9 — известняк литокластовый, 10 — известняк биокластовый криноидный, 11 — известняковый песчаник, 12 — известняк водорослевый, 13 — брекчии известняковые

Fig. 3. Correlation of the study sections and comparison to eustatic curves [11, 12]. Legend: 1 — argillite and siltstone, 2 — bioclastic limestone, 3 — limestone, 4 — stromatoporoid limestone, 5 — bioherm limestone, 6 — bioclastic limestone with algae nodules (oncolites), 7 — oolitic limestone, 8 — gravel limestone, 9 — clastic limestone, 10 — bioclastic crinoides limestone, 11 — calcareous sandstone, 12 — algal limestone, 13 — limestone breccia



мыва органогенных комплексов и их тыловых фаций, формировавшихся восточнее.

В восточной фациальной зоне в конце визейско-го — в начале серпуховского времени ($C_1 v-s$) формируется Большенадотинский рифовый массив. Нижняя его часть представлена в основном массивными микробиально-водорослевыми и биокластовыми известняками. В это время происходит активное образование органогенных сооружений при подавляющем участии водорослей. Помимо этого встречаются значительные скопления рифолюбов: брахиопод, криноидей, гониатит, наутилоидей, гастропод, мшанок. Западнее происходило накопление оолитовых и обломочных карбонатных осадков, отвечающих тыловым фациям органогенных построек. Более детально фациальная зональность органогенных построек рассмотрена в работах С. Скомпски с соавторами и А. И. Антошкиной [10, 1]. По Скомпски с соавторами [10], над толщей массивных известняковых брекчий появляются биогермные известняки, характеризующие следующий этап формирования органогенных построек. Сначала происходит накопление зернистых отложений — известняковых песчаников, переходящих в биокластовые криноидные пески с редкими ооидами, а далее на этой подложке формируются водорослево-пеллоидные биогермы с заполнением межбиогермного пространства оолитами.

Выше разрез завершается пачкой оолитовых известняков, наследующих положительную форму предшествующего органогенного сооружения и отвечающих очередной фазе обмеления бассейна (обн. б, по А. И. Елисееву [3]) (рис. 1).

Обсуждение результатов

Возникшая в начале франского века и просуществовавшая в том или ином виде в течение всего рассматриваемого периода глубоководная внутришельфовая впадина [8] наложила ряд ограничений на развитие органогенных сооружений краевого поднятия шельфа, обусловив образование изолированной карбонатной платформы. Во франском веке, в период трансгрессии, фотическая зона как область, благоприятная для известьвыделяющих организмов, сокращалась: со стороны бассейна влиял угол наклона континентального склона, а с другой — восточный борт глубоководной внутришельфовой впадины. Подобная ситуация провоцировала рост построек по вертикали (литодинамическое равновесие) и не давала расширяться им по площади.

В фаменском веке происходил размыв и нивелирование изолированной карбонатной платформы, а также накопление продуктов размыва, формировавших обломочные шлейфы на периферии краевого поднятия. За счет этого наращивались борта, а сама платформа приобретала очертания мегабанки с положительной вершиной [7].

В турнейском веке, отложения которого практически уничтожила последовавшая в раннем визе регрессия, возможно, с переывом ранее накопившихся отложений, предполагается образование аккумулятивных форм в рельефе дна морского бассейна, сложенных обломками био-, литокластовых и отчасти оолитовых известняков, в меньшей степени био-

генным материалом. Формирование аккумулятивных форм продолжалось и в позднем визе ($C_1 v_2$), подготавливая и создавая положительные формы рельефа для возникновения собственно Большенадотинского рифа.

При этом, отражая динамику среды волнового воздействия, платформа проградировала в сторону батиаля Палеоуральского океана. Из-за этого, вероятно, раннекаменноугольные органогенные постройки смещались к востоку относительно их позднедевонских аналогов.

Визейско-серпуховское время ($C_1 v-s$) — эпоха активного строительства карбонатных органогенных сооружений краевых поднятий со всеми производными — тыловыми и фронтальными обломочными шлейфами и проградирующей фронтальной зоной органогенного сооружения. Следует отметить, что органогенные постройки франского и визейско-серпуховского возраста сформированы при активном участии организмов хлорозоановой ассоциации: водорослей (кодиевые, дазикладиевые), цианобактерий (*Ortonella*, *Garwoodia*), колониальных кораллов, цефалопод.

В раннекаменноугольную эпоху формировались сооружения, имеющие морфологию и структуру рифогенного облика, развитие которых завершилось начальными (пионерными) стадиями рифовой сукцессии — стабилизацией и колонизацией.

Выводы

Таким образом, формирование и развитие изолированной карбонатной платформы в позднедевонско-раннекаменноугольное время контролировалось различными факторами, имеющими как глобальное, так и региональное значение. Фиксируемые в разрезах трансгрессивно-регрессивные последовательности в целом хорошо согласуются с эвстатикой [11,12] (рис. 3, 4). Тектоническое заложение в начале франского века и достаточно длительное существование внутришельфовой впадины в качестве регионально-го физико-географического фактора предопределило становление и тип карбонатной платформы, ее развитие и эволюцию карбонатных сооружений краевых поднятий. При этом рост платформы обеспечивался за счет развития биогермно-отмельных комплексов, которые показали способность не только создавать, транспортировать и аккумулировать осадки, но и оперативно реагировать на изменения уровня моря. За счет биогенного и механогенного (с образованием аккумулятивных форм) факторов платформа наращивалась вертикально, что препятствовало её затоплению (формированию затопленной платформы). Анализ особенностей распределения компонентов биогермно-отмельных комплексов — хлорозоановой ассоциации биокластов, наличие ооидов и пеллоидного материала показали, что для большенадотинского карбонатного комплекса наиболее приемлема модель *тепловодной* изолированной карбонатной платформы [4].

Автор выражает искреннюю признательность А. И. Антошкиной и анонимным рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

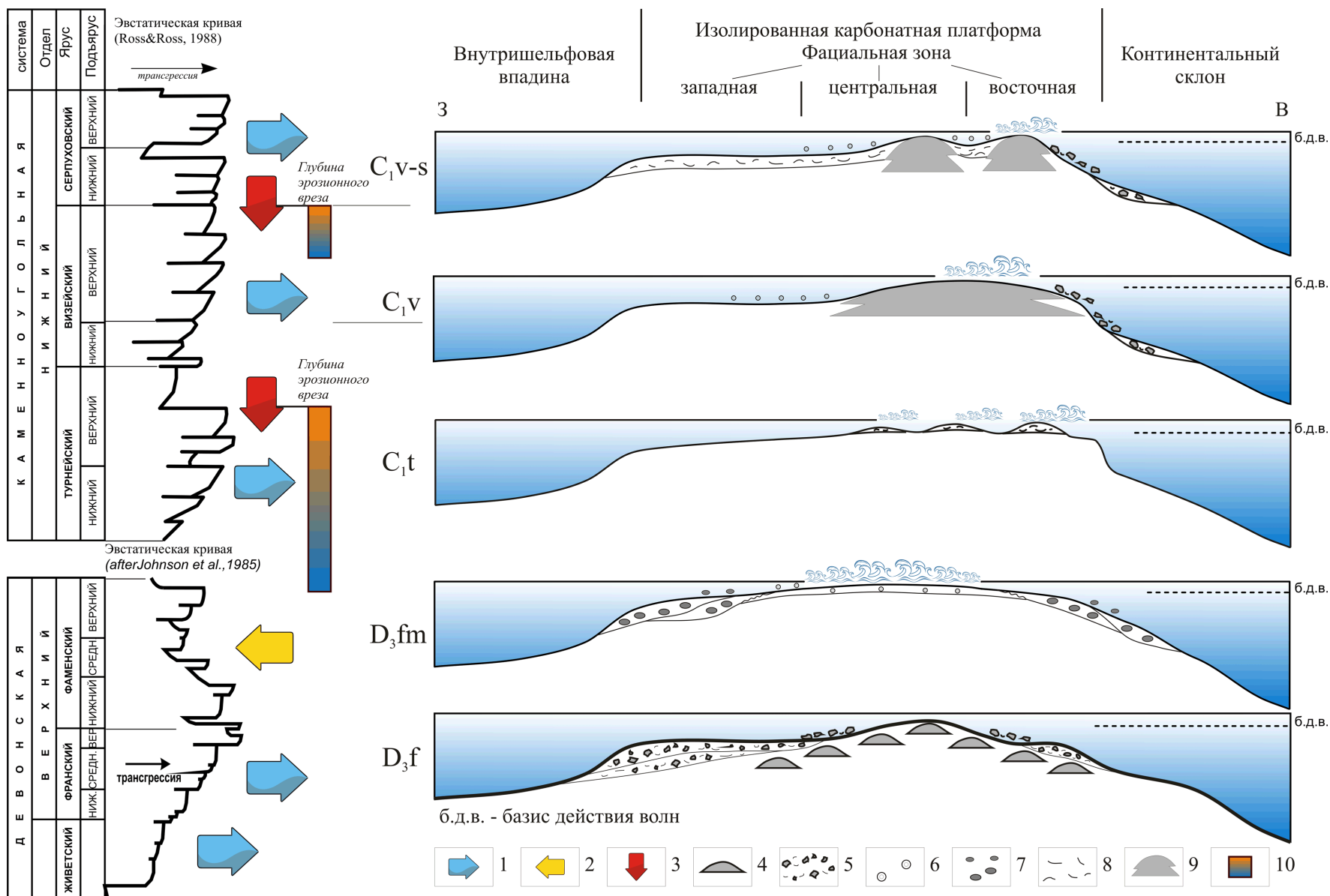


Рис. 4. Модели формирования и развития позднедевонско-раннекаменноугольной изолированной карбонатной платформы (Большенадотинский район). Условные обозначения: 1 — транзгрессия, 2 — регрессия, 3 — размыв отложений, 4 — биогермы, 5 — продукты разрушения (детритовые и обломочные известняки), 6 — оолиты, 7 — обломочные разности (гравелиты, конгломераты), 8 — детритовый известняк, 9 — органогенная постройка, 10 — глубина эрозионного вреза

Fig. 4. Genetic models of the Late Devonian — Early Carboniferous isolated carbonate platform (Bolshaya Nadota district). Legend: 1 — transgression, 2 — regression, 3 — erosion, 4 — bioherms, 5 — reworked results of erosion, 6 — ooids, 7 — clastic limestone, 8 — detritic limestone, 9 — organic buildups, 10 — depth of erosion



Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 304 с.
2. Груздев Д. А., Соболева М. А., Соболев Д. Б., Журавлев А. В. Франские отложения на р. Большая Надота (матяшорская толща) — стратиграфия и условия образования // Литосфера. 2016. № 6. С. 97—116.
3. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
4. Жемчугова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. Москва: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
5. Журавлев А. В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
6. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Карманов Р. С., Груздев Д. А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2000. № 8 (68). С. 6—7.
7. Соболев Д. Б., Груздев Д. А., Коновалова В. А., Журавлев А. В., Вевель Я. А., Карманов Р. С., Камзалакова С. Ю. Тектоническое положение живетско-визейских биогермных комплексов на р. Б. Надота // Геология рифов: Материалы междунар. совещ. Сыктывкар, 2005. С. 158—161.
8. Цыганко В. С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 360 с.
9. Шишкин М. А. Геология зоны сочленения елецких и лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала: Автореферат дис. ... к. г.-м. н., Сыктывкар, 2003. 20 с.
10. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals // Acta Geologica Polonica, Vol. 51 (2001), No. 3, pp. 217—235.
11. Johnson J. G., Klapper G., Sandberg C. A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Geological Society of America Bulletin № 96, 1985. p. 567—587.
12. Ross. C. A., Ross. J. R. P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In: Wilgus, C.K., Ross, C. A., Posamentier, H.(Eds.), Sea-165 level Changes: An Integrated Approach. SEMP Special Publication, 42, 1988. p. 227—247.
2. Gruzdev D. A., Soboлева M. A., Soboлев D. B., Zhuravlev A. V. *Franskie otlozheniya na r. Bol'shaya Nadota (matyashorskaya tolscha) — stratigrafiya i usloviya obrazovaniya* (Frasnian deposits at the Bolshaya nadota river (matyashorskaya series). Litosfera, 2016, No. 6, pp. 97—116.
3. Eliseev A. I. *Karbon Lemvinskoi zony Severa Urala* (Carboniferous Lemva zone of Northern Urals). Leningrad: Nauka, 1973, 95 pp.
4. Zhemchugova V. A. *Rezervuarnaya sedimentologiya karbonatnykh otlozhenii* (Reservoir sedimentology of carbonate sediments). Moscow: EAGE Geomodel, 2014, 232 pp.
5. Zhuravlev A. V. *Sedimentatsionnaya model oblasti sochleneniya Eletskei i Lemvinskoi formatsionnykh zon Pripolyarnogo Urala v pogranichnom devonsko-kamennougolnom interval* (Sedimentation model of joint zone of eletskaia and Lemvinskaya zones of Subpolar Urals in boundary Devonian-Carboniferous interval). Neftgazovaya geologiya. Teoriya i praktika. 2012, V. 7, No.4, http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
6. Soboлев D. B., Zhuravlev A. V., Karmanov R. S., Gruzdev D. A. *Novye dannye o geologicheskom stroenii raiona Bol'shenadotinskogo rifa (Pripolyarnyi Ural)* (New data about geological structure of Bolshenadotsky reef). Vestnik of IG Komi SC UB RAS. Syktyvkar: Geoprint, No.8 (68), 2000, pp. 6—7.
7. Soboлев D. B., Gruzdev D. A., Konovalova V. A., Zhuravlev A. V., Vevel Ya. A., Karmanov R. S., Kamzalakova S. Yu. *Tektonicheskoe polozhenie zhivet'sko-vizejskikh biogermnykh kompleksov na r. B. Nadota* (Tectonic location of Zhivetian-Visean complexes at the Bolshaya Nadota river). Geologiya rifov (Reef geology). Proceedings of conference. Syktyvkar, 2005, pp. 158—161.
8. Tsyganko V. S. *Devon zapadnogo sklona severa Urala i Pai-Hoya (stratigrafiya, printsipy raschleneniya, korrelyatsiya)* (Devonian western slope of Northern Urals and Pay-Khoy (stratigraphy, division, correlation)). Ekaterinburg: UB RAS, 2011, 360 pp.
9. Shishkin M. A. *Geologiya zony sochleneniya Eletskei i lemvinskih fatsii na zapadnom sklone Polyarnogo Urala* (Geology of joint zone of eletskaia and lemvinsky facies on western slope of Polar Urals). Extended abstract of PhD dissertation, Syktyvkar, 2003, 20 pp.
10. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. Acta Geologica Polonica, Vol. 51 (2001), No. 3, pp. 217—235.
11. Johnson J. G., Klapper G., Sandberg C. A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America Bulletin № 96, 1985, pp. 567—587.
12. Ross. C. A., Ross. J. R. P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In: Wilgus, C. K., Ross, C. A., Posamentier, H.(Eds.), Sea-165 level Changes: An Integrated Approach. SEMP Special Publication, 42, 1988, pp.227—247.

References

1. Antoshkina A. I. *Rifoobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredelnye oblasti)* (Reef formation in Paleozoic (Northern Urals and adjacent territories). Ekaterinburg: UB RAS, 2003, 304 pp.



МИНЕРАЛОГИЯ ДОМЕННЫХ ШЛАКОВ

Е. А. Горбатова¹, С. А. Харченко², Е. Г. Ожогина¹, О. А. Якушина¹

¹ВИМС им. Н. М. Федоровского, Москва; lana_gorbatova@mail.ru, vims-ozhogina@mail.ru, yak_oa@mail.ru

²Магнитогорский государственный технический университет им. Г. И. Носова, Магнитогорск; as.mgtu@mail.ru

Рост потребностей народного хозяйства в продукции металлургического производства сопровождается получением побочных техногенных образований, характеризующихся гетерогенным фазовым составом и строением.

Целью работы является изучение минералогии доменных шлаков ОАО «ММК» комплексом современных минералого-аналитических методов для определения сферы их применения.

Доменные шлаки пористые, строение порфировое, интерсертальное и сферолитовое. Главными шлакообразующими минералами являются акерманит, псевдоволластонит (79—94 %), второстепенными — фаялит, диопсид, ольдгамит, перовскит, якобит, биксбит, феррит (3 %). Аморфная составляющая не превышает 18 %.

Ключевые слова: доменный шлак, техногенное сырье, переработка, лабораторное изучение, минеральный состав, структура, акерманит, псевдоволластонит.

MINERALOGY OF BLAST FURNACE SLAGS

E. A. Gorbatova¹, S. A. Kharchenko², E. G. Ozhogina¹, O. A. Yakushina¹

¹FSUE «VIMS», Moscow; lana_gorbatova@mail.ru, vims-ozhogina@mail.ru, yak_oa@mail.ru

²Magnitogorsk State Technical University, Magnitogorsk; as.mgtu@mail.ru

National economy development requires an increase of metallurgical production accompanied by technogenic mineral matter characterized by heterogeneous phase composition and structure.

The aim of this study is a comprehensive mineralogical investigation of blast furnace slags produced by OJSC «MMK» for prognoses of possibility and areas of their utilization. We implemented a complex of modern mineralogical-analytical methods.

These blast furnace slags have porous structure of porphyry, intersertal and spherulite type. The main slag-forming minerals are akermanite, pseudowollastonite (79—94 %), secondary — fayalite, diopside, oldhamite, perovskite, jacobsite, bixbyite, ferrite (3 %). The amorphous component of slags does not exceed 18 %.

Keywords: blast furnace slag, industrial raw materials, processing, laboratory study, mineral composition, structure, akermanite, pseudowollastonite.

Введение

Интенсивное развитие металлургической промышленности в России привело к накоплению огромного количества побочного продукта — металлургических шлаков. Наибольший интерес представляют доменные шлаки, занимающие первое место по объему производства в металлургическом переделе [1].

С доменного цеха начинается полный цикл производства черных металлов с последующим получением готовой продукции — проката, поэтому его по праву можно назвать одним из основных цехов ОАО «Магнитогорский металлургический комбинат» (ОАО «ММК»). С 2010 года на комбинате наблюдается положительная динамика производительности доменного цеха.

Доменные шлаки по фазовому составу и способу образования приближаются к природным полезным ископаемым. Рациональное использование техногенного металлургического сырья возможно в качестве переделной продукции для извлечения ценных компонентов, в дорожном строительстве, при производстве строительных материалов и изделий, для получения шлакового щебня, шлакоситаллов, каменного литья, шлаковой ваты, применяемой в качестве теплоизоляционного материала. Гранулированные доменные шлаки используют для получения шлакопортландцемента.

Состав и свойства доменного шлака зависят от химического и минерального состава железных руд, золы кокса, содержания серы в шихте, характера про-

цесса восстановления и теплового состояния печи, а также от вида выплавляемого чугуна. Оценкой качества доменных шлаков занимались ведущие ученые СНГ — Д. С. Белянкин, Б. В. Иванов, В. В. Лапин, Ю. С. Калмыкова, Э. Б. Хоботова, М. И. Уханёва, С. С. Потапов, М. А. Игнатова и др. Всесторонние исследования металлургических шлаков позволяют прогнозировать на современном этапе развития технологии и техники экономически обоснованную целесообразность их вовлечения в освоение, способы переработки, контролировать эффективность производства и управления им, а также предопределять экологические последствия освоения [2, 5].

Целью работы является получение достоверных данных о фазовом составе и строении металлургических шлаков, позволяющих прогнозировать способ их дальнейшей переработки, на примере доменных шлаков ОАО «ММК».

Методы исследования

Полная и достоверная информация о природных и технологических свойствах и состоянии запасов техногенных минеральных ресурсов может быть получена только комплексом современных минералого-аналитических методов, позволяющих принимать решение об эффективности и безопасности вовлечения шлаков в переработку в зависимости от потребности в них [2, 5].

Методами аналитической химии определялись содержания основных шлакообразующих элементов.



Для определения морфологии и взаиморасположения минеральных агрегатов, характера срастания шлакообразующих минералов, фазового состава, размера и формы индивидов, а также внутреннего строения минералов была применена оптическая микроскопия (минераграфический, оптико-петрографический и оптико-геометрический методы) (Leica RD-DPT — световой микроскоп, Leica MZ 12.5 B — стереомикроскоп высшего класса, Германия).

Рентгенографическим фазовым анализом диагностированы и количественно оценены все кристаллические фазы, величина кристаллитов которых более 0.02 мкм (рентгеновский дифрактометр X-Pert PRO, Philips, Голландия).

Идентификация главных минералов, присутствующих в весьма незначительных количествах и имеющих микро- и нанометровую размерность, а также особенностей их состава и строения проведена аналитической электронной микроскопией. Следует подчеркнуть, что надежная диагностика этих фаз осуществлялась рентгеноспектральным микроанализом (просвечивающий микроскоп Technai B, микроанализатор Jeol JXA-8100, Япония).

Морфоструктурные параметры гетерогенных объектов — неоднородность/поликомпонентность состава исследуемых шлаков, морфометрические и гранулометрические характеристики индивидов — установлены методом рентгеновской микротомографии (микротомограф ВТ-50-1, Россия).

Обсуждение результатов

Доменный шлак — это технический камень, являющийся поликристаллическим материалом, состоящий из нескольких искусственных минералов, выпускаемый в массовом количестве и находящий широкое применение в технике [6].

Шлаки представлены техногенными образованиями с неправильными очертаниями, участками наблюдаются формы течения. Цвет шлака на свежем сколе серый, на внешней поверхности светло-серый. Изменение окраски, вероятно, происходит за счет образования более поздних светлых минералов.

Сложение доменных шлаков пористое, возникшее при дегазации шлакового расплава (рис. 1). Форма пор разнообразная, от изометричной до вытянутой и неправильной, размер пор варьирует от долей

миллиметра до 10 мм в диаметре. Закрытые поры частично выполнены серой. Открытые поры инкрустированы пластинчатыми кристаллами гипса (рис. 2).

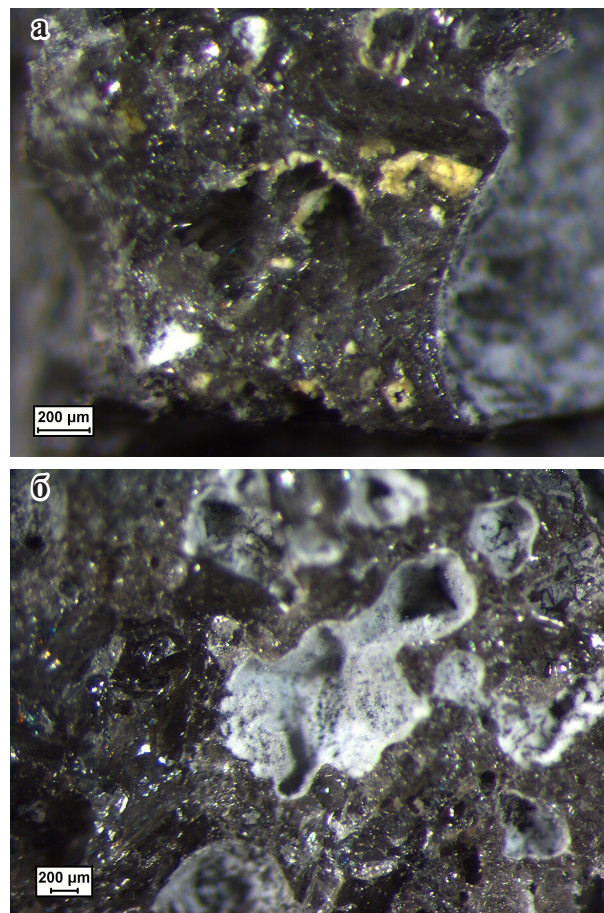


Рис. 2. Выполнение пор доменного шлака серой (а) и гипсом (б)
Fig. 2. Blast-furnace slag pores filled with sulfur (a) and gypsum (b)

Структура шлака подобна природной — порфировая, интерсерральная и сферолитовая (рис. 3). Вкрапленники, представленные крупными и хорошо окристаллизованными тонкотаблитчатыми зернами

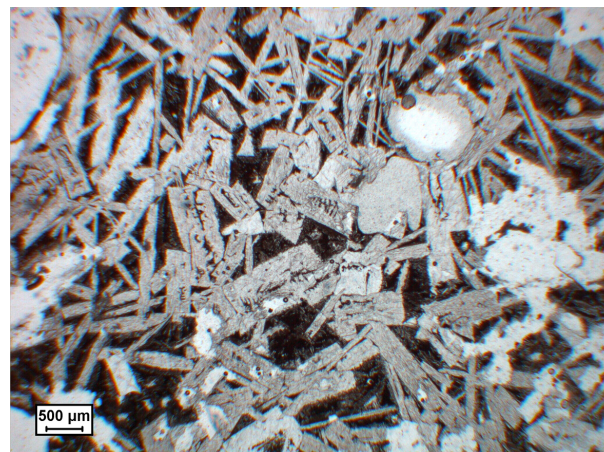


Рис. 3. Порфировая структура доменного шлака. Проходящий свет, николи параллельны
Fig. 3. Porphyry structure of blast-furnace slag; passing light, nicolas are parallel

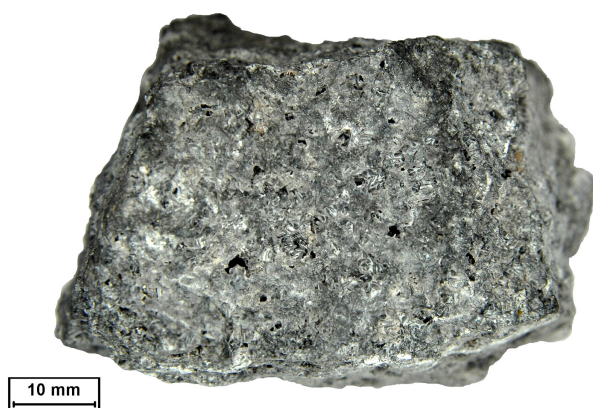


Рис. 1. Пористый шлак
Fig. 1. Porous blast-furnace slag

акерманита, беспорядочно расположены в массе шлака и часто пересекаются с образованием угловатых промежутков. Строение основной массы шлака, локализуемой в интерстициях между вкрапленниками, представленными минеральными агрегатами псевдоволластонита, фаялита, диопсида, и скелетными образованиями ольдгамита, — полнокристаллическое. Участками в шлаке наблюдаются неправильной формы пучкообразные агрегаты стекла с характерным радиально-лучистым погасанием.

Шлакообразующие минералы отличаются самой разнообразной формой, определяющей строение агрегатов. Кристаллически-зернистые агрегаты сформированы зернами идиоморфной, аллотриоморфной и интерстиционной форм. Для агрегатов скелетного строения типичны вершинные и реберные образования. Каплевидное строение обусловлено сложным взаимоотношением минералов.

Химический состав доменных шлаков представлен более 20 различными компонентами. К главным шлакообразующим оксидам относятся CaO , FeO , MgO , MnO , Al_2O_3 и SiO_2 (табл. 1), остальные встречаются в подчиненном количестве.

Оксид кремния — основная составляющая доменных шлаков, слагающая анионную группу всех силикатов. Оксид кальция является одним из постоянно присутствующих шлакообразующих компонентов. Он входит в состав большинства силикатов (акерманита, псевдоволластонита, диопсида), сульфида (ольдгамита) и оксида (перовскит). Его высокое содержание подчеркивает основность шкалы. Оксиды магния и алюминия образуют акерманит и диопсид. Оксид железа формирует фаялит, якобит, биксбиит и феррит. Основными минеральными формами марганца являются якобит и биксбиит.

Фазовый состав доменных шлаков определяется не только их химическим составом, но и условиями охлаждения [3, 4]. По данным минералогических исследований, металлургические шлаки характеризуются гетерогенностью минерального состава (рис. 4). Главными шлакообразующими минералами являются акерманит, псевдоволластонит (79—94 %), второстепенными — фаялит, диопсид, ольдгамит, перовскит, якобит, биксбиит, феррит (3 %). Аморфная составляющая не превышает 18 %.

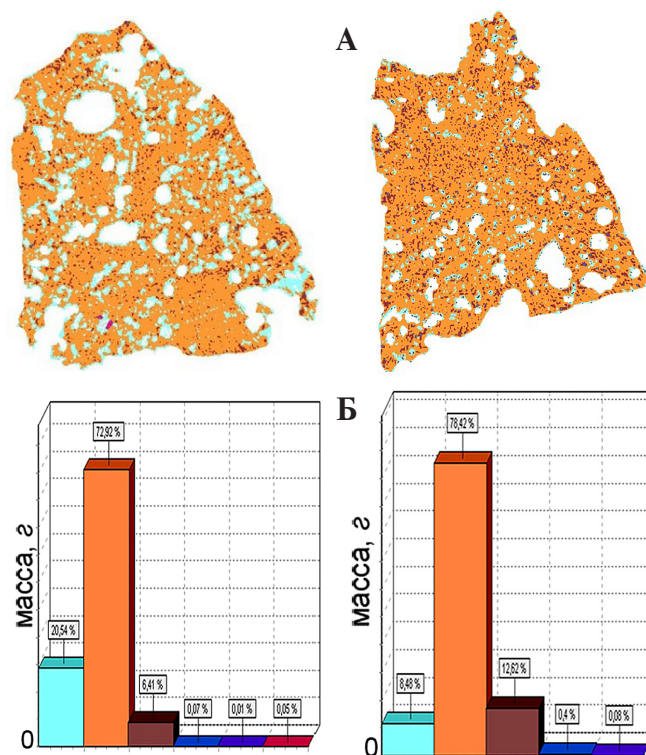


Рис. 4. Доменные шлаки μRT , размер обломков 1.0—1.5 см: А — обработка томограммы по TomAnalysis, Б — соотношение фаз, %; голубое — псевдоволластонит и шпинель, оранжевое — акерманит и геленит (гр. миллелита), коричневое — фаялитовое стекло с ольдгамитом, синее — биксбиит, фиолетовое — якобит, малиновое — феррит

Fig. 4. Blast-furnace slag, μRT ; fragment size 1.0—1.5 cm: А — segmentation by «TomAnalysis»; Б — phase ratio, in %: light-blue — quartz, pseudowollastonite and Spinel, orange — millelite group (okermanite and gelenite), brown — fayalite glass with oldgamite, blue — bixbyiten, violet — jacopite, raspberry — ferrite

Акерманит слагает основную часть шлака, его содержание достигает 60—75 %. По данным рентгено-спектрального микроанализа, минерал характеризуется относительно устойчивым химическим составом и его можно определить как близкий к акерманиту вследствие преобладания акерманитовой составляющей 62—69 % (табл. 2).

Химический состав шлака, %

Chemical composition of slag, %

FeO	CaO	MgO	MnO	Al_2O_3	SiO_2	S	Сумма / Total
2.35	39.87	6.61	3.89	8.89	37.83	0.56	100 %

Химический состав акерманита, МРСА

Chemical composition of akermanite

Компоненты Components	Содержание (вес. %) / Content (wt. %)					
SiO_2	38.16	38.82	38.66	38.37	39.53	41.68
Al_2O_3	11.29	10.40	10.57	10.83	9.71	9.96
MgO	9.78	10.08	10.04	10.01	10.22	9.00
CaO	40.06	39.90	39.97	40.16	39.49	36.38
Na_2O	0.70	0.80	0.75	0.64	1.05	2.98

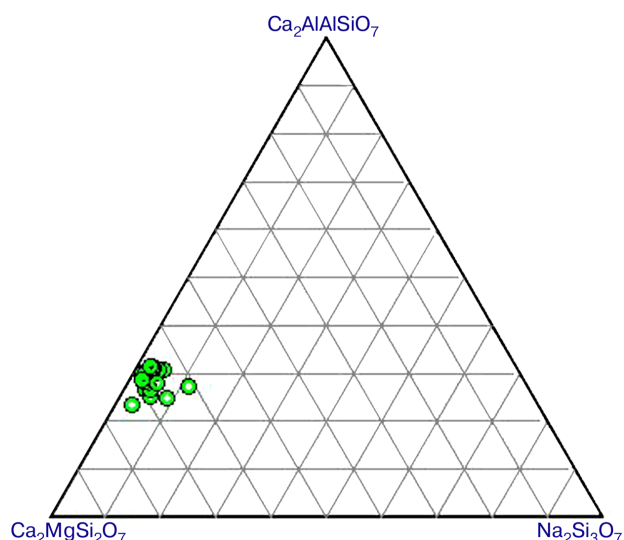


Рис. 5. Трехкомпонентная диаграмма $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$, $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$ и $\text{Na}_2[\text{Si}_3\text{O}_7]$

Fig. 5. A three-component diagram of $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$, $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$ and $\text{Na}_2[\text{Si}_3\text{O}_7]$

Расчет шлакового акерманита позволил установить слагающие его компоненты — $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ (67.56 %), $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$ (28.78 %) и $\text{Na}_2[\text{Si}_3\text{O}_7]$ (3.66%) (рис. 5).

В шлифе акерманит образует бесцветные короткопризматические таблитчатые кристаллы и тонкозернистые агрегаты основной массы. Размер кристаллов варьирует от 0.3 до 2 мм по длинной оси, в основном 0.8—1.5 мм. Соотношение длины к ширине изменяется от 1/3 до 1/15.

В центральной части индивидов отмечаются мельчайшие каплевидные включения металлического железа (размером не более 5 мкм), а во внешней зоне кристаллов перпендикулярно к их граням располагается ряд параллельных друг другу удлинённых выделений стекла, похожих на гвоздики, клинышки (рис. 6) [3, 4].

Псевдоволластонит является вторым по значению минералом доменных шлаков, его содержание достигает 19 %. Размер агрегатов варьирует от 0.1 до 0.4 мм. Часто параллельные сростки кристаллов псевдоволластонита перпендикулярно или под определенным углом нарастают на грани акерманита.

Интерференционные окраски высокие — оранжевые до синих второго порядка. Рельеф высокий. На отдельных кристаллах просматривается спайность в одном направлении.

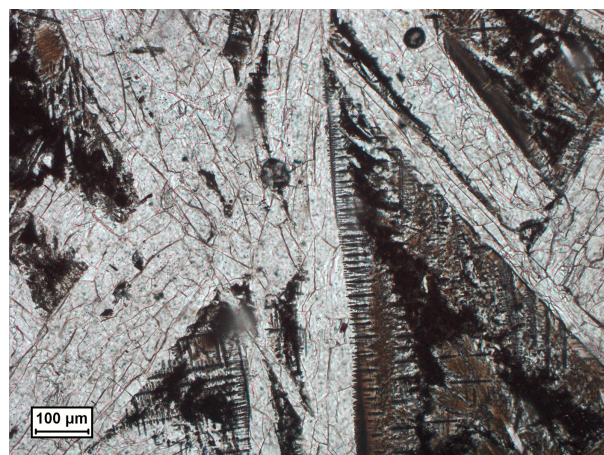


Рис. 6. Кристаллы акерманита. Проходящий свет, николи параллельны

Fig. 6. Okermanite crystals; passing light, nicolas are parallel

По данным микрорентгеноспектрального анализа химический состав минерала (табл. 3) можно определить как близкий к псевдоволластониту, что подтверждается высокой температурой кристаллизации шлака и высокими цветами интерференции.

Интересно, что кристаллические фазы пироксеноида практически не содержат примесей, установлены незначительные количества оксидов алюминия (Al_2O_3 до 0.9 %) и натрия (Na_2O до 0.7 мас. %).

Фаялит и диопсид встречаются в подчиненном количестве (менее 1 %) и образуют небольшие выделения в интерстициях между зернами акерманита. С этими минералами связана концентрация якобсита, биксбиита и перовскита.

Рудные минералы не превышают 3 % шлака и представлены ольдгамитом, перовскитом, якобитом, биксбиитом, α -Fe.

Ольдгамит и перовскит в шлаках образуют скелетно-дендритные реберно-вершинные кристаллы с ветвями разных порядков. На морфологию кристаллов рудных минералов накладывает отпечаток симметрия среды, поскольку они растут в интерстициях между кристаллами акерманита (рис. 7, а). Размеры субиндивидов, слагающих скелетно-дендритные кристаллы, не превышают 20 мкм.

Феррит пропитан кристаллами акерманита, распределение неравномерное. Он образует круглые до овальных выделения. Размер феррита менее 10 мкм.

Таблица 3

Химический состав псевдоволластонита, МРСА

Table 3

Chemical composition of pseudowollastonite

Компоненты Components	Содержание (вес. %) / Content (wt. %)					
CaO	48.42	48.35	48.26	48.44	48.45	48.31
SiO ₂	51.07	51.16	51.23	51.24	51.25	49.75
Al ₂ O ₃	0.38	0.31	0.25	0.17	0.23	1.66
Na ₂ O	0.12	0.18	0.26	0.15	0.07	0.28

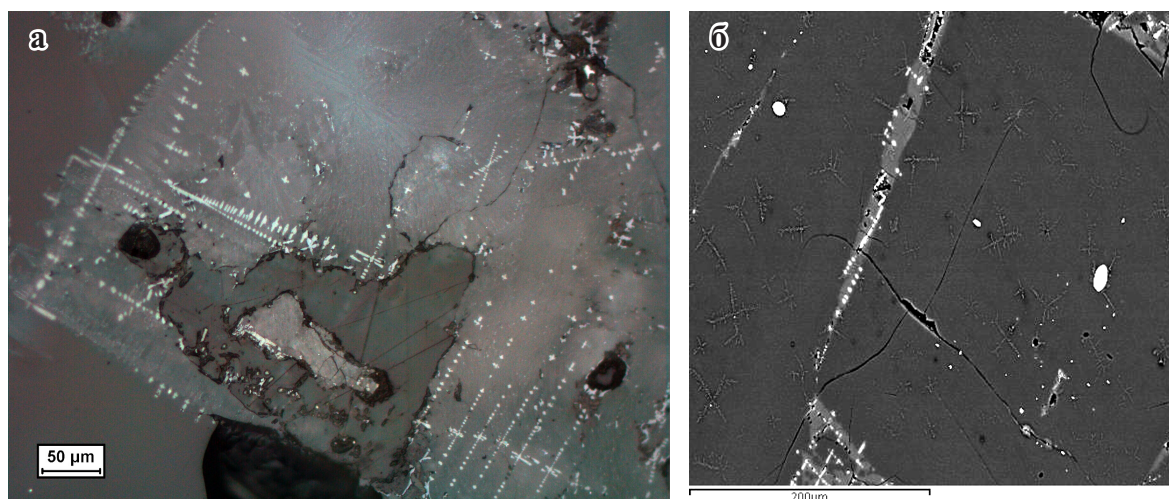


Рис. 7. Морфология рудных минералов: а — скелетно-дендритные реберно-вершинные кристаллы ольдгамита, отраженный свет, николи параллельны; б — каплевидные выделения феррита, изображение в обратнорассеянных электронах, МРСА
Fig. 7. Morphology of the ore-forming minerals: а — skeletal-dendritic costal-vertex crystals of oldgamite, reflected light, light, Nicolas are parallel; в — drop-like ferrite segregations, EPMA

Выводы

Доменные шлаки ОАО «ММК» по минеральному составу можно отнести к акерманитовым. Наблюдается хорошее соответствие массовых долей главных минералов шлака, обнаруженных различными методами исследования.

Главные шлакообразующие минералы — акерманит и псевдоволластонит, составляющие 79—94 % от общей массы, обладают высокой гидравлической активностью. Отвальный доменный шлак ОАО «ММК» является кристаллическим. Массовая доля аморфного вещества менее 18 %. Поэтому основным направлением утилизации отвального доменного шлака является производство вяжущих материалов.

Литература

Промышленное производство в России. 2016: Стат. сб. М.: Росстат, 2016. 347 с.

Котова О. Б., Ожогина Е. Г. Минералогическое сопровождение технологии переработки твердых полезных ископаемых // Современные процессы комплексной и глубокой переработки труднообогатимого минерального сырья (Плаксинские чтения): Материалы международного совещания. Иркутск, 2015. С. 42—45.

Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1956. 583 с.

Лапин В. В. Петрография металлургических и топливных шлаков. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1956. Вып. 2. 322 с.

Ожогина Е. Г., Якушина О. А., Броницкая Е. С. и др. Анализ и выбор способов переработки металлургических шлаков // Цветные металлы. 2002. № 8. С. 26—29.

Перепелицын В. А. Основы технической минералогии и петрографии: Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1987. 255 с.

References

Promishlennoe proizvodstvo v Rossii (Industrial production in Russia). 2016: Stat. SB. Moscow: Rosstat, 2016, 347 pp.

Kotova O. B., Ozhogina E. G. *Mineralogicheskoe soprovozhdenie tehnologii pererabotki tverdykh poleznykh iskopayemykh* (Mineralogical support of technology of processing of solid minerals). *Sovremennyye protsessy kompleksnoi i glubokoi pererabotki trudnoobogatimogo mineral'nogo syr'ya* (Plaksinskie chteniya) (Modern processes of complex and deep processing of refractory mineral raw materials (Plaksin Readings)). Proceedings of International meeting. Irkutsk: 2015, pp. 42—45.

Belyankin D. S., Ivanov. B. V., Lapin V. V. *Petrografiya promishlennogo kamnya* (Petrography of technical stone). Moscow: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1956, 583 p.

Lapin V. V. *Petrografiya metallurgicheskikh i toplivnykh sh-lakov* (Petrography of metallurgical and fuel slags). Vol. 2. M.: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1956. 322 p.

Ozhogina E. G., Yakushina O. A., Bronitskaya S. E., etc. *Analiz i vibor sposobov pererabotki metallurgicheskikh sh-lakov* (Analysis and selection of methods of processing of metallurgical slag). Non-ferrous metals, 2002, No. 8, pp. 26—29.

Perepelitsyn V. A. *Osnovy tekhnicheskoi mineralologii i petrografii* (Fundamentals of technical mineralogy and petrography): Textbook for Universities. Moscow: Nedra, 1987, 255 p.



СОРБЕНТЫ РАДИОНУКЛИДОВ НА ОСНОВЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ: ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

О. Б. Котова¹, Л. Н. Москальчук², Д. А. Шушков¹, Т. Г. Леонтьева^{2,3}, А. А. Баклай³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; kotova@geo.komisc.ru

²Международный экологический институт им. А. Д. Сахарова

Белорусского государственного университета, Минск; leonmosk@tut.by

³Объединенный институт энергетических и ядерных исследований — Сосны

Национальной академии наук Беларуси, Минск; t.leontieva@tut.by

Актуальной задачей представляется объединение усилий ученых разных стран для поиска эффективных сорбирующих материалов и разработка технологий их получения для очистки водных систем, техногенных образований от радионуклидов, тяжелых металлов и других загрязнений. В качестве объектов исследования выбраны красные шламы Уральского алюминиевого завода и глинисто-солевые шламы 3-го рудоуправления ОАО «Беларуськалий», которые исследованы современными аналитическими методами. Дана оценка перспективности использования промышленных отходов переработки бокситов (Россия) и сиверитовой руды (Беларусь), накопившихся на предприятиях горно-добывающей отрасли данных стран, в технологиях реабилитации нарушенных природных агроэкосистем и очистки водных сред и экосистем от радионуклидов.

Ключевые слова: красные шламы, глинисто-солевые шламы, физико-химические свойства, сорбция, радиоактивное загрязнение, уран, радий, торий, радиоцезий.

RADIONUCLIDE SORBENTS BASED ON INDUSTRIAL WASTES: PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES AND APPLICATION POTENTIAL

O. B. Kotova¹, L. N. Maskalchuk², D. A. Shushkov¹, T. G. Leontieva^{2,3}, A. A. Baklai³

¹Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

²International Sakharov Environmental Institute of Belarusian State University, Minsk,

³Joint Institute for Power and Nuclear Research — Sosny of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk

The actual task is to unite the efforts of scientists from different countries to find efficient sorbing materials and develop technologies for their production for purification of water systems, technogenic structures from radionuclides, heavy metals and other contaminants. The objects of the research are red mud (RM) from Ural aluminum plant and clay-salt slimes (CSS) from the 3rd mining factory of JSC «Belaruskali», which were studied by modern analytical methods. We estimated the application potential of the industrial wastes of bauxite processing (Russia) and sylvinitic ore (Belarus) accumulated at enterprises of mining industry of these countries, in the technologies of rehabilitation of disturbed agroecosystem and purification of water environments and ecosystems from radionuclides.

Keywords: red mud, clay-salt slimes, physical and chemical properties, sorption, radioactive contamination, uranium, radium, thorium, radiocesium.

Введение

Утилизация накопившихся промышленных отходов является одной из приоритетных проблем современности. В настоящее время остро стоят вопросы загрязнения атмосферы и гидросферы, восстановления и поддержания экологического баланса регионов, особенно после природных и техногенных аварий и катастроф. Считается, что вторичное использование отходов — наиболее ресурсосберегающий путь. Вопросам утилизации промышленных отходов посвящено множество работ [22, 25–27]. Так, в Российской Федерации существует проблема реабилитации водоемов, загрязненных радионуклидами (общий объем водной массы составляет около $3 \cdot 10^8 \text{ м}^3$) [1, 11]. В результате аварии на Чернобыльской АЭС (ЧАЭС) значительному радиоактивному загрязнению подвергся целый ряд водных объектов и экосистем: пруд-охладитель ЧАЭС, водные экосистемы реки Днепр и каскад днепровских водохранилищ, ряд озер Брянской области (Россия) и Гомельской области (Беларусь), скандинавских стран (Швеция и др.) [6]. Наибольшую радиоэкологическую опасность представляет долгоживущий и биологически

подвижный радионуклид ^{137}Cs . Особенностью радиоактивного загрязнения является тот факт, что его невозможно ликвидировать химическим путем. Единственным определяющим фактором, позволяющим снизить уровень загрязнения, является физический распад данного радионуклида (для ^{137}Cs — 30.2 лет). В работе [15] показано, что период полураспада непроточных водоемов и озер средней полосы России от ^{137}Cs составляет 10–20 лет. В этой связи для снижения радиационного воздействия на население необходимо проведение мероприятий по очистке данных водоемов от ^{137}Cs путем его иммобилизации твердой фазой сорбента для обеспечения безопасной изоляции данного радионуклида.

К числу известных и успешно применяемых методов очистки водных сред от ^{137}Cs относится сорбционный метод с использованием органических и неорганических материалов [16]. Эффективность очистки водных сред и различных природных экосистем от ^{137}Cs зависит от селективности сорбентов и присутствия органических и неорганических компонентов в водных средах. К числу перспективных неорганических сорбентов относятся природные тонкоди-



сперсные алюмосиликатные сорбенты — клиноптилолит и глауконит [2, 12]. Авторами [2, 13] показана эффективность поглощения ^{137}Cs сорбентами на основе природного минерального сырья, модифицированного кремнийсодержащими соединениями (торговая марка «Экозоль»), клиноптилолитом и глауконитом, модифицированными смешанными ферроцианидами никеля-калия (Россия).

Результатами ранее проведенных исследований установлена перспективность использования крупнотоннажных отходов калийного производства ОАО «Беларуськалий» (глинисто-солевых шламов) в качестве сорбентов ^{137}Cs и ^{90}Sr для решения проблемы реабилитации загрязненных радионуклидами почв Беларуси [10].

Целью работы является оценка перспективности использования красных шламов Уральского алюминиевого завода (г. Екатеринбург, Российская Федерация) и глинисто-солевых шламов ОАО «Беларуськалий» (г. Солигорск, Республика Беларусь) для реабилитации природных экосистем и очистки водных сред и экосистем от радионуклидов.

Материалы и методы

Красный шлам (КШ) — промышленные отходы от переработки бокситов. Химический состав КШ определяли с помощью силикатного анализа. Фазовую диагностику осуществляли методом рентгеновской дифракции (Shimadzu XRD-6000, излучение $\text{CuK}\alpha$). Удельную площадь поверхности определяли методом БЭТ (кривая адсорбции азота) с помощью анализатора площади поверхности и размера пор NOVA 1200e, Quantachrome. Плотность измеряли пикнометрическим методом.

Сорбцию радионуклидов проводили в статических условиях при комнатной температуре и соот-

ношении твердой и жидкой фаз 1 : 10 (3 г сорбента и 30 мл раствора) из водных растворов нитрата урана, хлорида радия и хлорида тория, в которых радионуклиды представлены природной смесью изотопов [Титаева, 1992]. Время контакта фаз составляло от 0.5 до 24 ч; pH раствора 6. Кислотность жидкой фазы доводили до необходимого уровня путем подщелачивания концентрированным (13 моль/л) раствором гидроксида аммония. После сорбции сорбенты отделяли от жидкой фазы фильтрованием. В фильтрате определяли содержание радионуклидов, по убыли которых рассчитывали степень извлечения урана, радия и тория.

Определение естественных радионуклидов в фильтратах проводилось по общепринятым методикам. Содержание урана определяли люминесцентным методом (чувствительность $2.0 \cdot 10^{-8}$ г/г, ошибка измерений 20 %) по свечению перлов с NaF, интенсивность свечения измеряли на фотометре ЛЮФ-57 [4]. Торий определяли фотоколориметрически с арсенозо III, с отделением примесей на катионите КУ-2 (чувствительность метода $1.0 \cdot 10^{-8}$ г/г, ошибка измерений 20 %) [7]. Радий определяли эманационным методом на приборе «Альфа-1» (чувствительность — $2.0 \cdot 10^{-12}$ г/г, ошибка измерений 15 %) [17].

Прочность поглощения (десорбцию) оценивали по содержанию радионуклидов в вытяжках, полученных последовательной обработкой обогащенного радионуклидами сорбента 30 мл дистиллированной воды, 1М-растворами ацетата аммония ($\text{CH}_3\text{COONH}_4$) и соляной кислоты (HCl). Время контакта на каждой из стадий десорбции — 24 ч.

Глинисто-солевые шламы (ГСШ) — промышленные отходы от переработки сильвинитовой руды, представляющие собой взвешенный осадок глины в насыщенном растворе солей (KCl и NaCl) и относящиеся к 4-му классу опасности [Классификатор...,

Химический состав красного шлама, мас. %

Chemical composition of red mud, wt. %

Компонент / Component	Содержание, % / Content, %	Компонент / Component	Содержание, % / Content, %
SiO_2	7.87	K_2O	0.13
TiO_2	3.27	Na_2O	2.68
Al_2O_3	12.17	P_2O_5	0.81
Fe_2O_3	34.18	п.п.п.	12.77
FeO	5.40	SO_3	2.53
MnO	0.41	H_2O^-	1.96
CaO	15.27	CO_2	6.00
MgO	1.40	$\text{S}_{\text{общ}}$	1.66

Содержание радиоактивных элементов в красном шламе и бокситах

Composition of radioactive elements in red mud and bauxites

Образец / Sample	Уран, г/т Uranium g/t	Радий, г/т Radium, g/t	Торий, г/т Cesium, g/t
Красный шлам / Red mud	0.54	$4.78 \cdot 10^{-6}$	31.67
Бокситы (Вежаю-Ворыквинское месторождение, среднее содержание) [14] Bauxites (Vezhayu-Vorykva deposit, average content)	7.5	8.5	35



2016]. Исследование образца ГСШ-1, отобранного из шламохранилища 3-го рудоуправления ОАО «Беларуськалий», проводили в соответствии с фундаментальным принципом физико-химического анализа материалов, который определяет взаимосвязь: состав — морфология (структура) — свойства. Образец ГСШ-2 получали в лабораторных условиях пятикратной промывкой н.о. образца ГСШ-1 дистиллированной водой с последующей сушкой до постоянной массы при 50 °С в течение 6 ч. Образец ГСШ-3 получали из образца ГСШ-2 путем разрушения карбонатов 0.1М-раствором соляной кислоты, промывкой дистиллированной водой и сушкой до постоянной массы при 50 °С в течение 6 ч.

Исследования физико-химических свойств образцов ГСШ осуществляли с использованием стандартизированных методик. Гранулометрический анализ образцов ГСШ-2 и ГСШ-3 осуществляли на лазерном анализаторе размеров частиц Analysette 22 (Fritsch, Германия). Диапазон измерения прибора 0.1—602.5 мкм. Морфологию и размер частиц образца ГСШ-3 изучали методом СЭМ на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (JEOL, Япония). Кратность увеличения варьировалась в диапазоне от $\times 500$ до $\times 11000$. Свободную удельную поверхность образца ГСШ-1 определяли методом БЭТ по адсорбции паров азота при температуре -195 °С на приборе ASAP-2010, Micromeritics.

Исследование сорбционных свойств образца ГСШ-1 по отношению к радиоцезию проводили в соответствии с методикой [23].

Результаты и обсуждение

Красные шламы. Основными компонентами химического состава КШ являются $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO , Al_2O_3 (табл. 1), потери при прокаливании составили 12.77 %. Рентгенофазовым анализом диагностированы гематит, кальцит, лепидокрокит, нозеан, пирит, гранаты, рентгеноаморфные соединения железа. Удельная площадь поверхности составила 18.7 м²/г, плотность 2.84—2.94 г/см³.

Как видно из данных, приведенных в табл. 2, содержание тория в красном шламе по сравнению с бокситами примерно одинаковое, урана — ниже в 14 раз, радия — в 10^{-6} раза.

КШ характеризуется высокой сорбционной активностью в отношении естественных долгоживущих радионуклидов — урана, радия, тория (U^{238} , Ra^{226} , Th^{232}). Кинетика сорбции радионуклидов КШ (табл. 3) показала, что в течение 30 мин взаимодействия из раствора извлекается более 95 и 97 % урана и радия соответственно. Через 2 ч более 98.8 % радия (содержание в растворе ниже предела обнаружения) сорбируется КШ. Коэффициент распределения по радю составил более 4040 мл/г. Извлечение урана с увеличением времени реакции незначительно возрастает и достигает 96.63 %. Сорбция тория протекает хуже: через 1 ч извлекается около 20 %, через 24 ч — более 60 %.

Десорбция радионуклидов при последовательной обработке насыщенного радионуклидами КШ дистиллированной водой, ацетатом аммония и соляной кислотой представлена на рис. 1. Изучение характери-

Показатели сорбции урана, радия, тория красным шламом

Таблица 3

Table 3

Sorption of uranium, radium, thorium by red mud

Время контакта, ч Contact time, h	Концентрация радионуклида в растворе после сорбции, г/мл Concentration of radionuclide in solution after sorption, g/ml	Степень извлечения, % Degree of concentration, %	Коэффициент распределения, мл/г Distribution coefficient, ml/g
Уран , $\text{n} \times 10^{-6}$ г/мл (исходная концентрация урана в растворе 2.0657×10^{-6} г/мл) Uranium $\text{n} \times 10^{-6}$ g/ml (Initial concentration of uranium in solution 2.0657×10^{-6} g/ml)			
0.5	0.0868	95.80	228.04
1	0.0778	96.23	246.95
2	0.0778	96.23	246.95
4	0.0696	96.63	258.03
24	0.0696	96.63	258.03
Радий , $\text{n} \times 10^{-10}$ г/мл (исходная концентрация радия в растворе 0.289×10^{-10} г/мл) Radium $\text{n} \times 10^{-10}$ g/ml (Initial concentration of radium in solution 0.289×10^{-10} g/ml)			
30	0.007	97.7	420.5
2	$\leq 0.001^*$	99.8	4040
4	0.002	99.5	1698.0
24	0.004	98.6	601.5
Торий , $\text{n} \times 10^{-6}$ г/мл (исходная концентрация тория в растворе 0.58×10^{-6} г/мл) Thorium $\text{n} \times 10^{-6}$ g/ml (Initial concentration of thorium in solution 0.58×10^{-6} g/ml)			
0.5	0.58	0	—
1	0.45	21.7	2.7
4	0.23	61.2	14.2
24	0.24	58.3	11.7

Примечание. * — концентрация радия ниже предела обнаружения.

стик десорбции показало, что сорбенты обладают высокой прочностью поглощения (или низкой суммарной десорбцией). При взаимодействии с водой и ацетатом аммония десорбция радионуклидов составила менее 1 %, при кислотной обработке наиболее прочно удерживаются радий и уран (десорбция составила 6.3 и 11.6 % соответственно), наименее прочно — радий (до 48.4 % десорбируется в раствор).

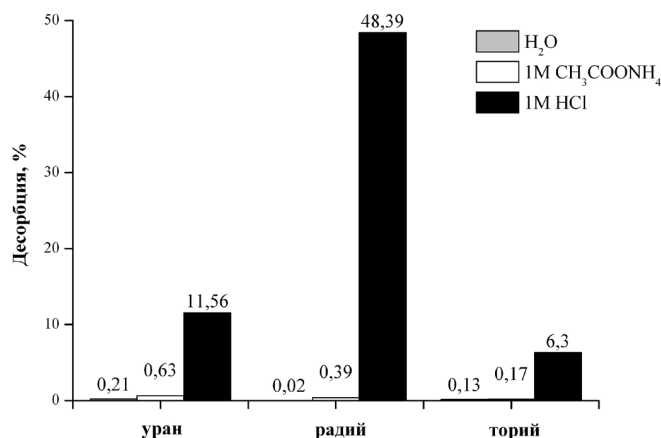


Рис. 1. Десорбция радионуклидов красным шламом

Fig. 1. Desorption of radionuclides by red mud

Глинисто-солевые шламы. В результате исследования физико-химических свойств образца ГСШ-1 установлено, что данный образец имеет щелочную реакцию среды (pH_B равен 7.7), общее содержание водорастворимых солей составляет 55.5 г/л, потери при прокаливании — 24.6 %.

Результаты исследований химического состава образца ГСШ-1 приведены в таблице 4.

Согласно данным [8, 9], нерастворимый остаток (н.о.) образца ГСШ-1 содержит в своем составе доломит, кальцит, кварц, калиевый полевой шпат и иллит в количестве (8.1 ± 0.8) , (5.2 ± 1.1) , (24 ± 1.8) , (27.7 ± 2.1) , (34.9 ± 2.2) мас. % соответственно.

Распределение частиц по размерам для образцов ГСШ-2 и ГСШ-3 представлено на рис. 2 в виде интегральных и дифференциальных кривых.

Присутствие частиц различного размера в образцах ГСШ-2 и ГСШ-3 является следствием их многокомпонентного состава. Как видно из полученных данных (рис. 2), размер частиц в образцах ГСШ варьирует от 0.25 до 25 мкм. Для образца ГСШ-2 содержание основной фракции размером 0.25–1.5 мкм составляет 59 мас. %, а для образца ГСШ-3 при вариации размеров частиц от 0.25 до 4.5 мкм — 97 мас. %.

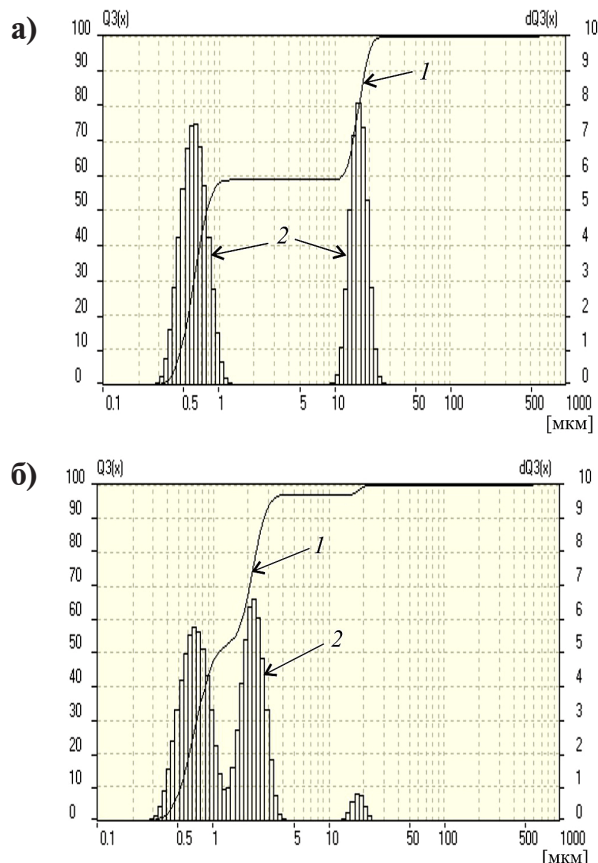


Рис. 2. Интегральная (1) и дифференциальная (2) дисперсные кривые для образцов ГСШ-2 (а) и ГСШ-3 (б)

Fig. 2. Integral (1) and differential (2) dispersed curves for samples ГСШ-2 (а) and ГСШ-3 (б)

Разрушение карбонатов в н. о. образца ГСШ-1 является одним из способов модификации, позволяющим повысить его дисперсность в 1.6 раза. По размеру частиц к глинам принадлежат материалы, состоящие более чем на 50 мас. % из частиц размером до 10 мкм [3]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что образцы ГСШ-2 и ГСШ-3 можно отнести к глинистым материалам.

Известно, что водорастворимые соли значительно изменяют структурное состояние глинистых минералов. В работе [19] показано, что для NaCl-сметита характерно образование микроагрегатов из плотно упакованных пластинчатых элементов. Согласно результатам электронно-микроскопического анализа, дисперсный состав образца ГСШ-3 (рис. 3) представлен как крупными агломератами, так и более мелкими частицами округлой формы. Размер частиц ГСШ-3 колеблется в пределах от 0.25 до 25 мкм. Структура ча-

Химический состав образца ГСШ-1, мас. %

Chemical composition of sample ГСШ-1, wt. %

Компонент / Component	Содержание, % Composition, %	Компонент / Component	Содержание, % Composition, %
SiO ₂	27.35	CaO	19.85
TiO ₂	1.07	MgO	5.26
Al ₂ O ₃	7.53	K ₂ O	13.21
FeO	9.72	Na ₂ O	2.86

Таблица 4

Table 4



стиц слоистая и состоит из плотноупакованных пластинчатых элементов, что хорошо согласуется с данными [23].

Удельная поверхность ГСШ-1, определенная по тепловой десорбции азота, составляет $(42.8 \pm 4.7) \text{ м}^2/\text{г}$. Значительная степень дефектности кристаллической структуры и высокое значение удельной поверхности образца ГСШ-1 обуславливают его высокую сорбционную способность.

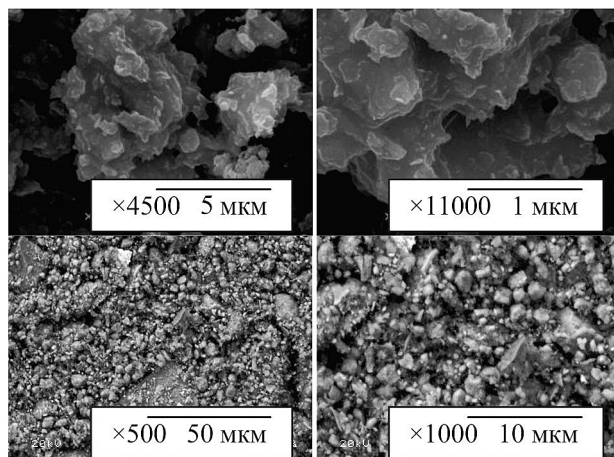


Рис. 3. Микроструктура образца ГСШ-3

Fig. 3. Microstructure of sample ГСШ-3

Неорганические сорбционные материалы обладают высокой химической и радиационной устойчивостью и проявляют селективность по отношению к некоторым радионуклидам [12]. Также известно, что селективные свойства сорбционных материалов в значительной мере определяются природой матрицы сорбента и его функциональных групп [12]. Помимо высокой селективности сорбционные материалы должны обладать высокой скоростью извлечения радионуклидов, что определяется природой сорбционного материала и возможной формой их использования (мелкодисперсной, волокнистой, гранулированной). В работе [23] показано, что перспективными природными материалами для селективной сорбции ионов цезия из растворов являются глинистые минералы группы иллита.

Для оценки возможности использования ГСШ-1 в качестве сорбционного материала для очистки водных сред и экосистем от ^{137}Cs проведены сорбционные эксперименты, согласно которым сорбция ^{137}Cs на образце ГСШ-1 из водопроводной воды заканчивается в течение первых 60 мин контакта, и далее значение количества сорбированного ^{137}Cs не изменяется. Степень сорбции ^{137}Cs образцом ГСШ-1 при этом составляет $(96.4 \pm 2.1)\%$. Водопроводную воду использовали в качестве аналога водной среды с низким содержанием. По результатам эксперимента рассчитывали равновесную концентрацию ^{137}Cs в растворе $[C_p]$ и его концентрацию в твердой фазе ГСШ-1 $[C_T]$. Полученные результаты представлены на рис. 4.

Изотерма сорбции цезия на образце ГСШ-1 получена в широком диапазоне концентраций и имеет сложный вид (рис. 4), что свидетельствует о возможном присутствии в его структуре нескольких типов сорбционных центров, которые характеризуют-

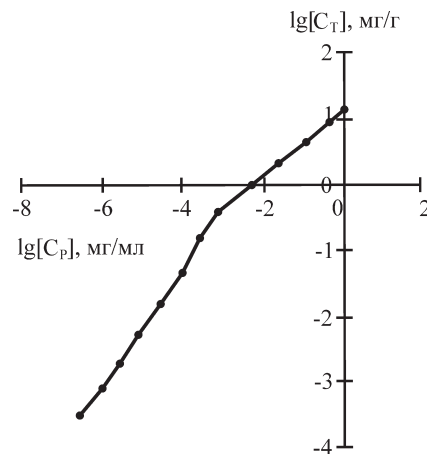


Рис. 4. Изотерма сорбции цезия на ГСШ-1 из водопроводной воды, pH = 7.8, ионная сила раствора $I = 0.1 \text{ M NaClO}_4$

Fig. 4. Isotherm of cesium sorption in ГСШ-1 from tap water, pH = 7.8, Ionic strength of the solution $I = 0.1 \text{ M NaClO}_4$

ся различными коэффициентами распределения (K_d). Зависимость K_d от концентрации цезия в водопроводной воде $[C_p]$ приведена на рис. 4. Анализируя полученные данные, можно сделать вывод о том, что при концентрациях цезия в диапазоне $10^{-6} - 10^{-3} \text{ г/л}$ для данной системы выполняется закон Генри и ион Cs^+ является микрокомпонентом, а K_d характеризуется постоянством (рис. 5). В этом диапазоне concentra-

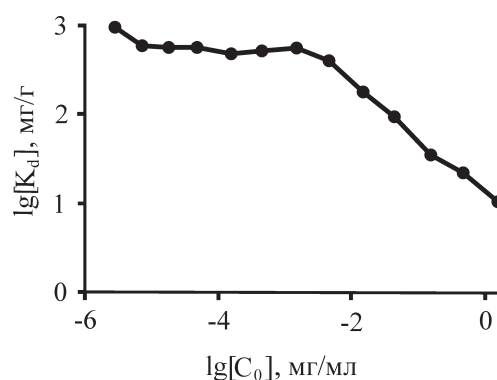


Рис. 5. Зависимость K_d от исходной концентрации ^{137}Cs в системе «ГСШ-1 — водопроводная вода»

Fig. 5. Dependence of K_d on the initial concentration of ^{137}Cs in the system ГСШ-1 — tap water

ций ГСШ-1 обладает высокой селективностью по отношению к Cs^+ , что обусловлено наличием в нем активных компонент — иллита и калиевого полевого шпата. При концентрациях Cs^+ менее 10^{-3} г/л наблюдается линейный участок изотермы:

$$\lg[C_T] = 2,63 + 0,95/\lg[C_p]. \quad (1)$$

Полученное из выражения (1) значение K_d составляет 426.6 л/кг при концентрации K^+ , равной 15.2 мэкв/л .

Авторы [23] на основании изучения сорбции иона Cs^+ на иллите все многообразие сорбционных мест в



порядке возрастания селективности разделили на три основных типа:

— RES (Regular Exchange Sites) — неселективные центры обменной сорбции, расположенные на плоских внешних гранях кристаллов минералов;

— FES (Frayed Edge Sites) — селективные центры сорбции, расположенные на ребрах и в краевой (клиновидной) зоне кристаллической решетки минералов со слоистой структурой;

— HAS (High Affinity Sites) — высокоселективные участки межпакетного пространства слоистых алюмосиликатов.

В работе [23] получено выражение для системы «сорбент — раствор», которое связывает емкость селективной сорбции [FES] и коэффициент селективности Cs^+ по отношению к K^+ ($K_c(Cs^+/K^+)$), коэффициент распределения ^{137}Cs (K_d) и концентрацию K^+ в растворе [C_K]:

$$K_c(Cs^+/K^+)[FES] = K_d[C_K]. \quad (2)$$

Величина $K_c(Cs^+/K^+)[FES]$ или $K_d[C_K]$ постоянна в широком интервале концентраций K^+ в растворе при условии, что доля K^+ на [FES] при следовых количествах Cs^+ стремится к единице. Выражение (3) определяет такой показатель, как потенциал связывания радиоцезия (Radiocaesium Interception Potential — RIP), характеризующий способность сорбционных материалов в условиях контролируемых селективной сорбцией, удерживать катионы $^{137}Cs^+$ в присутствии конкурирующего катиона K^+ :

$$RIP(K) = K_c(Cs^+/K^+)[FES] = K_d[C_K]. \quad (3)$$

Значение RIP(K) используется для сравнения способности различных материалов сорбировать ^{137}Cs из растворов [24].

Заключение

В результате исследований установлена высокая сорбционная способность КШ Уральского алюминиевого завода в отношении естественных радионуклидов (урана, радия, тория). Показано, что в течение 30 мин взаимодействия из раствора извлекается более 95 и 97 % урана и радия соответственно. Коэффициент распределения по радия составил более 4040 мл/г. Сорбция тория протекает медленнее: через 1 ч извлекается около 20 %, через 24 ч — более 60 %.

Изучение характеристик десорбции показало, что КШ обладает высокой прочностью поглощения (или низкой суммарной десорбцией). При взаимодействии с водой и ацетатом аммония десорбция радионуклидов составила менее 1 %, при кислотной обработке наиболее прочно удерживаются радий и уран (десорбция составила 6.3 и 11.6 % соответственно), наименее прочно — радий (до 48.4 % десорбируется в раствор).

Сочетание высокой сорбционной активности со способностью прочно удерживать загрязняющие вещества является важной характеристикой сорбционного материала с точки зрения его практического использования, поскольку позволяет избежать вторичного (обратного) загрязнения рабочей среды радионуклидами.

В отношении глинисто-солевых шламов ОАО «Беларускалий» установлено, что размер частиц в

н.о. образца ГСШ-1 варьирует в пределах от 0.25 до 25 мкм, а содержание основной фракции размером 0.25–1.5 мкм составляет 59 мас. %. Показано, что разрушение карбонатов в н.о. ГСШ-1 является одним из возможных способов его модификации, позволяющим повысить дисперсность данного образца в 1.6 раза. Методом СЭМ установлено, что структура частиц слоистая и состоит из плотноупакованных пластинчатых элементов, что определяет высокую сорбционную способность ГСШ-1 по отношению к ^{137}Cs . Удельная поверхность ГСШ-1 составляет (42.8 ± 4.7) м²/г. Установлено, что степень сорбции ^{137}Cs образцом ГСШ-1 из водопроводной воды при концентрации K^+ 15.2 мэкв/л достигает (96.4 ± 2.1) % в течение 1 ч. Значение K_d ^{137}Cs для ГСШ-2 составляет $6.6 \cdot 10^4$ л/кг. Образец ГСШ-1 обладает высокой селективностью по отношению к Cs^+ при его концентрации в водопроводной воде от 10^{-6} до 10^{-3} г/л.

Учитывая наличие в Российской Федерации больших запасов красных шламов (более 200 млн т [21]) и глинисто-солевых шламов в Республике Беларусь (более 110.5 млн т [20]), хорошие сорбционные показатели данных промышленных отходов в отношении ряда радионуклидов, возможность и сравнительную простоту технологического процесса их переработки, данные материалы можно рассматривать в качестве вторичного минерального ресурса для получения сорбентов радионуклидов различного состава и назначения.

Работа выполнена при частичной поддержке программы Уральского отделения РАН (проект «Развитие инновационных технологий эффективного и комплексного использования минерального сырья и получение новых материалов на минеральной основе», № 15-11-5-33).

Авторы благодарят к. б. н. И. И. Шуктому и к. б. н. Г. Н. Рачкову за помощь в аналитических исследованиях радионуклидов.

Литература

1. Баранов С. В., Баторшин Г. Ш., Мокров Ю. Г., Глинский М. Г., Дрожко Е. Г., Линге И. И., Уткин С. С. Теченский каскад водоемов ФГУП «ПО «Маяк»: текущее состояние и перспективы // Вопросы радиационной безопасности. 2011. № 2. С. 5—14.
2. Блинова М. О., Воронина А. В., Семенишев В. С. Разработка метода реабилитации радиоактивно загрязненных почв // Актуальные проблемы радиохимии и радиоэкологии: Материалы II Междунар. науч.-технич. конф. Екатеринбург. 2014. С. 194—199.
3. Глины. Минеральные ресурсы // Горная энциклопедия. URL: <http://www.mining-enc.ru/g/gliny/> (дата обращения: 09.02.2016).
4. Добролюбовская Т. С. Люминесцентный метод // Аналитическая химия урана. М., 1962. С. 143—165.
5. Классификатор отходов, образующихся в Республике Беларусь: утвержден постановлением Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Респ. Беларусь от 8 ноября 2007 г. № 85 URL: http://www.minpriroda.gov.by/uploads/folderForLinks/000116_964480.docx (дата обращения: 10.02.2016).
6. Крышев А. И., Рябов И. Н. Модель расчета загрязнения рыб ^{137}Cs и ее применение для озера Кожановского (Брянская область) // Радиационная биология. Радиоэкология. 2005. № 3. С. 338—345.



7. Кузнецов В. И., Саввин В. Б. Чувствительное фотометрическое определение тория с реагентом арсеназо III // Радиохимия. 1961. Т. 3. № 1. С. 79—86.
8. Леонтьева Т. Г., Москальчук Л. Н., Баклай А. А. Перспективы использования глинисто-солевых шламов ОАО «Беларуськалий» для очистки водных сред и экосистем от радиоцезия // Труды БГТУ. 2016. № 3: Химия и технология неорганических веществ. С. 74—80.
9. Москальчук Л. Н. Научное обоснование использования твердых отходов горных предприятий путем разработки технологии получения и применения органоминеральных сорбентов для реабилитации почв, загрязненных радионуклидами: дис. ... д-ра техн. наук. Минск, 2015. 366 с.
10. Москальчук Л. Н. Сорбционные свойства основных типов почв, природного сырья и промышленных отходов. Минск: Беларус. наука, 2008. 231 с.
11. Мясоедов Б. Ф., Новиков А. П., Павлоцкая Ф. И. Комплексные геохимические исследования поведения радионуклидов в водных и наземных экосистемах ближней зоны воздействия ПО «Маяк». Методология, объекты и методы исследования // Радиохимия. 1998. Т. 40. № 5. С. 447—452.
12. Мясоедова Г. В., Никашина В. А. Сорбционные материалы для извлечения радионуклидов из водных сред // Рос. хим. ж. (ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева). 2006. Т. L. № 5. С. 55—63.
13. Никифоров А. Ф., Свиридов А. В. Концентрирование радионуклидов из природных вод тонкодисперсными алюмосиликатными сорбентами // Актуальные проблемы радиохимии и радиоэкологии: Материалы II Междунауч.-технич. конф. Екатеринбург, 2014. С. 211—217.
14. Паршаков Н. С., Лаубенбах А. И., Славягина И. И., Скосырева Л. Н. Особенности распределения радиоактивных элементов в бокситоносных отложениях // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1977. № 6. С. 25—36.
15. Пивоваров Ю. П., Михалев В. П. Радиационная экология. М.: Академия, 2004. 240 с.
16. Смирнов А. Д. Сорбционная очистка воды. Л.: Химия, 1982. 168 с.
17. Старик И. Е. Основы радиохимии. Л., 1969. 247 с.
18. Титаева Н. А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 1992. 272 с.
19. Харитонов Г. В., Манучаров А. С., Черноморченко Н. И., Коновалова Н. С. Глинистые минералы почв — природные наносистемы // Фундаментальные достижения в почвоведении, экологии, сельском хозяйстве на пути к инновациям: Тез. докл. I Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием. М., 2008. С. 127—128.
20. Экологический бюллетень за 2015 год. Гл. 11. Отходы / Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь. URL: <http://www.minpriroda.gov.by/uploads/files/glava-11-otxody.docx> (дата обращения: 27.03.2017).
21. Яценко С. П., Пягай И. Н., Пасечник Л. А., Суриков В. Т., Анашкин В. С., Климентенко Г. Н. Комплексная переработка и обезвреживание отхода глиноземного производства — красных шламов // Цветные металлы — 2011: Третий Междунауч. конгресс. Красноярск, 2011. С. 123—126.
22. Blisset R. S., Rowson N. A. A review of multi-component utilization of coal fly ash // Fuel. 2012. Vol. 97 P.1—23.
23. Cremers A. A., Elsen A., De Preter P., Maes A. Quantitative analysis of radiocaesium retention in soils // Nature. 1988. Vol. 335. № 6187. P. 247—249.
24. De Preter P. Radiocaesium retention in the aquatic, terrestrial and urban environment: a quantitative and unifying analysis // Thesis, Faculty of Agronomy, Katholieke University. 1990. 93 p.
25. Kotova O. B., Shabalin I. L., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V. Sorbents based on mineral and industrial materials for radioactive wastes immobilization // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 2. С. 32—34.
26. Paramguru R. K., Rath P. C., Misra V. N. Trends in red mud utilization — a review // Mineral processing and extractive metallurgy review: an international journal. 2005. V. 26. Pp. 1—29.
27. Yao Z. T., Ji X. S., Sarker P. K., Tang J. H., Ge L. Q., Xia M. S., Xi Y. Q. A comprehensive review on the application of coal fly ash // Earth-Science Reviews. 2015. № 141 P. 105—121.

References

1. Baranov S. V., Batorshin G. Sh., Mokrov Yu. G., Glin-skii M. G., Drozhko E. G., Linge I. I., Utkin S. S. *Techenskii kaskad vodoemov FGUP "PO "Mayak": tekushee sostoyanie i perspektivy* (Techensky cascade of Mayak reservoirs: current condition and future). *Voprosy radiatsionnoi bezopasnosti*, 2011, No. 2, pp. 5—14.
2. Blinova M. O., Voronina A. V., Semenichev V. S. *Razrabotka metoda reabilitatsii radioaktivno zagryaznennykh pochv* (Method of rehabilitation of radioactive pollution of soil). *Proceedings of conference*. Ekaterinburg, 2014, pp. 194—199.
3. Gliny. *Mineralnye resursy* (Clays. Mineral resources). Mining encyclopedia [Digital resources]. 2016, Access: <http://www.mining-enc.ru/g/gliny/>.
4. Dobrolyubskaya T. S. *Lyuminescentnyi metod* (Luminescence method). *Analiticheskaya himiya urana* (Analytical chemistry of uranium). Moscow, 1962, pp. 143—165.
5. *Klassifikator othodov, obrazuyuschihsya v Respublike Belarus: utverzhden postanovleniem Ministerstva prirodnkh resursov i ohrany okruzhayushei sredy Resp. Belarus ot 8 noyabrya 2007 g. № 85* (Waste classificatory in Belarus: decree of Ministry of natural resources and environment of Belarus 8th November 2007 No. 85) [Digital resource]. 2016. Access: http://www.minpriroda.gov.by/uploads/folderForLinks/000116_964480.docx.
6. Kryshev A. I., Ryabov I. N. *Model rascheta zagryazneniya ryb ¹³⁷Cs i ee primeneniye dlya ozera Kozhanovskogo (Bryanskaya oblast')* (Model of estimation of ¹³⁷Cs fish pollution for Kozhanovskoe lake (Bryansk region). *Radiatsionnaya biologiya. Radioekologiya*. 2005, No. 3, pp. 338—345.
7. Kuznetsov V. I., Savvin V. B. *Chuvstvitelnoe fotometricheskoe opredelenie toriya s reagentom arsenazo III* (Sensitive photometric determination of thorium with arsenazo III). *Radiohimiya*, 1961, V. 3, No. 1, pp. 79—86.
8. Leonteva T. G., Moskalchuk L. N., Baklai A. A. *Perspektivy ispolzovaniya glinisto-solevykh shlamov OAO "Belaruskali" dlya ochistki vodnykh sred i ekosistem ot radiotseziya* (Prospects of use of clay-salty slags from Belarukali for purification of water environments and ecosystems from radiocaesium). *Trudy BGTU*, 2016, No. 3: *Himiya i tehnologiya neorgan. v-v.*, pp. 74—80.
9. Moskalchuk L. N. *Nauchnoe obosnovanie ispolzovaniya tverdykh othodov gornykh predpriyatii putem razrabotki tehnologii polucheniya i primeneniya organomineralnykh sorbentov dlya reabilitatsii pochv, zagryaznennykh radionuklidami* (Scientific ground for use of solid wastes from mines by development of technology of production and application of organic mineral sorbents to rehabilitate radionuclide-polluted soil). PhD dissertation. Minsk, 2015, 366 pp.

10. Moskalchuk L. N. *Sorbtsionnye svoistva osnovnykh tipov pochv, prirodnogo syrya i promyshlennykh othodov* (Sorption features of basic types of soils, natural raw and industrial wastes). Minsk: Belarus. nauka, 2008, 231 pp.
11. Myasoedov B. F., Novikov A. P., Pavlotskaya F. I. *Kompleksnye geokhimicheskie issledovaniya povedeniya radionuklidov v vodnykh i nazemnykh ekosistemakh blizhnei zony vozdeistviya PO "Mayak" Metodologiya, obekty i metody issledovaniya* (Complex geochemical researches of behavior of radionuclides in water and terrestrial ecosystems of near affected zone of Mayak plant. Objects and methods of research). *Radiohimiya*. 1998, V. 40, No. 5, pp. 447–452.
12. Myasoedova G. V., Nikashina V. A. *Sorbtsionnye materialy dlya izvlecheniya radionuklidov iz vodnykh sred* (Sorption materials for recovery of radionuclides from water environment). *Ros. him. zh. (Zh. Ros. him. ob-va im. D.I. Mendeleeva)*. 2006, V. L, No. 5, pp. 55–63.
13. Nikiforov A. F., Sviridov A. V. *Kontsentririrovanie radionuklidov iz prirodnnykh vod tonkodispersnymi alyumosilikatnymi sorbentami* (Concentration of radionuclides from natural waters by fine aluminum silicate sorbents). *Proceedings of conference. Ekaterinburg*, 2014, pp. 211–217.
14. Parshakov N. S., Laubenbah A. I., Slavyagina I. I., Skosyreva L. N. *Osobennosti raspredeleniya radioaktivnykh elementov v boksitonosnykh otlozheniyakh* (Specific distribution of radioactive elements in bauxites). *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka*. 1977, No.6, pp. 25–36.
15. Pivovarov Yu. P., Mihalev V. P. *Radiatsionnaya ekologiya* (Radiation ecology). Moscow: Akademiya, 2004, 240 pp.
16. Smirnov A. D. *Sorbtsionnaya ochestka vody* (Sorption purification of water). Leningrad: Himiya, 1982, 168 pp.
17. Starik I. E. *Osnovy radiohimii* (Basics of radiochemistry). Leningrad, 1969, 247 pp.
18. Titaeva N. A. *Yadernaya geokhimiya* (Nuclear geochemistry). Moscow: Moscow State University, 1992, 272 pp.
19. Haritonova G. V., Manucharov A. S., Chernomorchenko N. I., Kononova N. S. *Glinistye mineraly pochv — prirodnye nanosistemy* (Clay minerals of soil — natural nanosystems). *Proceedings of conference Fundamentalnye dostizheniya v pochvovedenii, ekologii, selskom khozyaistve na puti k innovatsiyam* (Fundamental achievements in soil science, ecology, agriculture on the way to innovations). Moscow, 2008, pp. 127–128.
20. *Ekologicheskii byulleten za 2015 god. Glava 11. Othody* (Ecological bulletin, 2015. Chapter 11. Wastes.). Ministry of natural resources and environment of Belarus. [Digital resource]. 2017, Access: <http://www.minpriroda.gov.by/uploads/files/glava—11-otxody.docx>.
21. Yatsenko S. P., Pyagai I. N., Pasechnik L. A., Surikov V. T., Anashkin V. S., Klimentenok G. N. *Kompleksnaya pererabotka i obezvrezhivanie othoda glinozemnogo proizvodstva — krasnykh shlamov* (Complex processing and deactivation of alumina wastes — red mud). 3rd congress Tsvetnye metally — 2011 (Solid metals—2011). Krasnoyarsk, 2011, pp. 123–126.
22. Blisset R. S., Rowson N. A. A review of multi-component utilization of coal fly ash. *Fuel*. 2012. Vol. 97, pp. 1–23.
23. Cremers A. A., Elsen A., De Preter P., Maes A. Quantitative analysis of radiocaesium retention in soils. *Nature*. 1988. Vol. 335, No. 6187, pp. 247–249.
24. De Preter P. Radiocaesium retention in the aquatic, terrestrial and urban environment: a quantitative and unifying analysis. Thesis, Faculty of Agronomy, Katholieke University, 1990, 93 pp.
25. Kotova O. B., Shabalin I. L., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V. Sorbents based on mineral and industrial materials for radioactive wastes immobilization, *Vestnik of Institute of Geology Komi SC UB RAS*, 2015, No. 2, pp. 32–34.
26. Paramguru R. K., Rath P. C., Misra V. N. Trends in red mud utilization — a review. *Mineral processing and extractive metallurgy review: an international journal*. 2005, V. 26, pp. 1–29.
27. Yao Z. T., Ji X. S., Sarker P. K., Tang J. H., Ge L. Q., Xia M. S., Xi Y. Q. A comprehensive review on the application of coal fly ash. *Earth-Science Reviews*, 2015, No. 141, pp. 105–121.

COMPARATIVE HISTOLOGY OF CONODONTS AND EARLY VERTEBRATES

A. V. Zhuravlev

Institute of Geology Komi SC UrB RAS, Syktyvkar
micropalaeontology@gmail.com

The study of the histology of the Late Devonian and Early Carboniferous conodont elements allows characterizing the main types of hard tissues, composing a conodont element crown: lamellar, paralamellar, interlamellar, and albid. Significant differences between texture and composition of the conodont hard tissues and those of Vertebrata are detected. Some similarities observed in the structures of the conodont and vertebrate mineralized tissues may be caused by similar process of biomineralization, not by synplesiomorphy.

Keywords: Conodonts, histology, hard tissues, Late Devonian, Early Carboniferous, Vertebrata.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГИСТОЛОГИЯ КОНОДОНТОВ И РАННИХ ПОЗВОНОЧНЫХ

А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
micropalaeontology@gmail.com

Изучение гистологии позднедевонских и раннекаменноугольных конodontовых элементов позволило охарактеризовать основные типы тканей, формирующих крону конodontовых элементов: ламеллярную, параламеллярную, интерламеллярную и альбидную. Отмечены существенные различия в текстуре и составе твердых тканей конodontов и позвоночных. Наблюдаемое некоторое сходство в текстуре минерализованных тканей конodontов и позвоночных может быть обусловлено сходными процессами биоминерализации, а не синплезоморфией.

Ключевые слова: конodontы, гистология, твердые ткани, поздний девон, ранний карбон, позвоночные.

Introduction

Conodonts are extinct group of marine animals, which was considered as a specific group of Vertebrata (Purnell et al., 1995; Donoghue et al. 2000) or Chaethognatha (Kasatkina, Buryi, 1999; Murdock et al., 2013). The only mineralized part of the animals is a feeding apparatus composed of fifteen (up to nineteen in some prioniodinids) tooth-like conodont elements. There are four groups of elements distinguished by position in the apparatus (Fig. 1). Anteriormost element pair, named M elements, and nine anterior elements (S elements) demonstrate coniform or ramiform morphology. Posterior elements pairs (Pb and Pa elements) vary greatly in morphology, and can be coniform, ramiform, bladeform, or platform. All the conodont elements consist of two parts — crown and basal filling. The crowns are more resistant in the fossilization processes, and are better preserved. Four types of hard tissue, namely lamellar, paralamellar, interlamellar, and albid (or “white matter”) tissues compose conodont element

crown (Zhuravlev, 2002). All the tissues are composed of the organic matter and crystallites of calcium phosphate (F-apatite) (Wright, 1990; Rosseeva et al., 2011; Frank-Kamenetskaya et al., 2014).

Histological terminology related to conodont elements was developed since classic work of H. Pander (1856). Two main stages of conodont histology study can be recognised. The first one comprises histological investigations done with the optic techniques. The major results of this stage were considered by K. Möller and Y. Nogami (1971, 1972), M. Lindstrom and W. Ziegler (1971). The principal types of hard tissue (lamellar or hyaline, “white matter” or albid, and interlamellar tissues) and their characteristics were recognized. Introduction of scanning electron microscope into histological investigations begun by R. Pierce and R. Langenheim (1969) allowed improving and broadening our knowledge about the crystalline composition and characteristic features of the hard tissue types. For example, heterogeneity of the albid tissue was discovered. Detailed study showed that this tissue type was represented by at least two different subtypes. These subtypes differed one from another by different crystalline arrangement and microstructure (e. g. Barnes et al. 1973, 1975). Comprehensive review of the recent state of the art in conodont hard tissue histology was done by Ph. Donoghue (1998). Subsequent works permitted to elaborate a classification of conodont hard tissues (Zhuravlev, 2002).

Histological features of the conodont elements were considered as an evidence of conodont-vertebrates relations (Sansom et al., 1992; Briggs, 1992; Janvier, 1995; Donoghue, 1998). However, the homology or analogy between the conodont hard tissues and that of true vertebrates remains an open question (Turner et al., 2010; Blicek et al., 2010; Murdock et al., 2013). A comparative study of the histology of conodont elements and vertebrate hard tissues promises deciphering of the affinities of these groups.

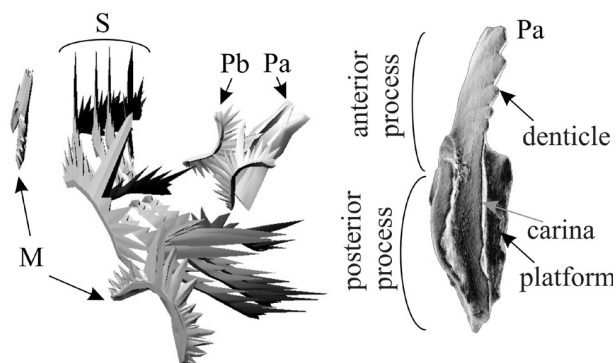


Fig. 1. Schematic drawing of the ozarkodinid conodont apparatuses and notations of conodont element types

Рис. 1. Схематическое изображение озаркодинидного конodontового аппарата и типы конodontовых элементов

The following homologies had been supposed: lamellar tissue — enamel or enameloid (Sansom et al., 1992; Briggs, 1992); lamellar tissue — lamellar dermal bone (Sansom et al., 1992); albid tissue — dentine (Sansom et al., 1994); albid tissue — cellular bone (Sansom et al., 1992; Briggs, 1992); albid tissue — mesodentine (Janvier, 1995).

This work is aimed to:

— characterize the main features of conodont element tissues.

— compare these features with main characteristics of the vertebrate tissues, which was been considered as homologous to the conodont tissues.

Material and methods

The collection of the Late Devonian (the Middle Frasnian, *punctata* conodont Zone) conodont elements was used for multidisciplinary study of the hard tissues. The conodont elements were collected from the bioclastic limestones of the Il'men and Buregi formations of the Il'men Lake district, NW of the East European Platform (Zhuravlev et al., 2006). Good preservation, weak thermal alteration of the conodont elements (Conodont Alteration Index (CAI) is 1), and assumed high rate of lithification of the carbonate host rocks promised a conservation of the primary composition and structure, including organic matter. Additional material from the deep-water Early Carboniferous (the Late Tournaisian, *quadruplicata* conodont Zone) calciturbidites of the Subpolar Urals (Kozhym River sections; CAI = 5) and the Late Visean of the East European Platform (Moscow Syncline, Kalinovskiy Vyselki section, material provided by Dr. A.O. Ivanov; CAI = 1) was used as well. The studied conodont elements demonstrate all the known types of tissues, namely lamellar, interlamellar, paralamellar, and albid tissues.

Collected samples were processed with conventional buffered acetic acid technique. Pollutant organic matter was removed with 95 % ethanol. The following methods were used for the tissues study: optic microscopy of the thin and polished sections, SEM, microprobe, XRD, and X-Ray microtomography (see also Zhuravlev, Sapega, 2007; Rosseeva et al., 2011; Zhuravlev, Gerasimova, 2015). Additionally the demineralized tissues of the Late Devonian *Youngquistognathus* were studied with VanGieson trichrome staining and XRD (Zhuravlev, Sapega, 2007; Zhuravlev, Gerasimova, 2015).

Results and discussion

The study of conodont elements by a number of methods allows to characterize all the tissue types and to compare the parameters of the tissues with those of vertebrates.

Lamellar tissue

This tissue type is most common in the conodont elements. The tissue is composed of crystallites of calcium phosphate (F-apatite) aligned on prismatic and pinacoidal crystal faces (Lindström & Ziegler, 1971; Wright 1990). Lamellar tissue demonstrates clear lamellar structure, each of the lamellae is 0.6–4 µm thick and comprises a set of slightly disordered crystallites (0.2–0.6 µm thick and 0.6–4 µm long), with c-axis oriented subparallel or oblique to the surface of lamella in the denticles, and subperpendicu-

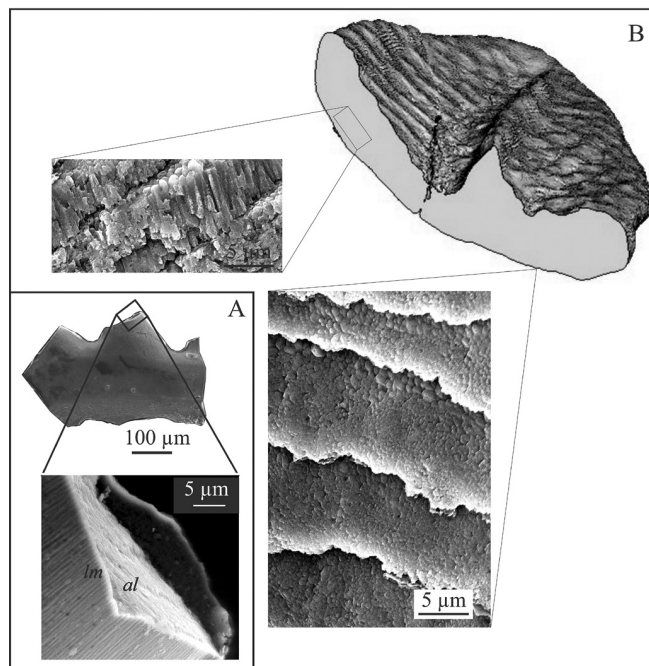


Fig. 2. Lamellar tissue structure. A — Lamellar and albid tissues junction in the denticle of the S element of the Middle Frasnian Polygnathida. B — SEM images of the crystallites of the lamellar tissue in the platform of Pa element of the Late Tournaisian *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl)

Рис. 2. Текстура ламеллярной ткани: А — сочленение ламеллярной и альбидной тканей в зубце S-элемента среднефранской полигнатида; В — СЭМ-изображения кристаллитов ламеллярной ткани в платформе Pa-элемента позднегурнейского вида *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl)

lar to the surface of lamella in the platforms (Fig. 2) (see also Lindström & Ziegler, 1971; Wright 1990). It is supposed that the crystallite orientation depends on the superposition of conodont element surface and secretory epithelium cells (Zhuravlev, 2002). The lattice parameters of lamellar tissue apatite ($a = 9.365$, $c = 6.880$ Å) are far from those of stoichiometric F-apatite (Zhuravlev, Sapega, 2007). The Ca/P ratio (wt. %) in the lamellar tissue of the unaltered conodont elements (CAI = 1) is about 2.12 according to the microprobe data.

Organic matter composed of collagen (SDS Page electrophoresis data, see Rosseeva et al., 2011), forms thin films on the boundaries of crystallites and probably fills the nanopores. Total content of organic matter is about 3 vol. % (Zhuravlev, Gerasimova, 2015). Presence of the collagen in this tissue type was supported by histochemical (Kemp, 2002; Gerasimova et al., 2015; Zhuravlev, Gerasimova, 2015) and XRD data (Zhuravlev, Sapega, 2007) as well. The collagen preservation over hundreds of millions years can be explained by a high degree of isolation of the organic matter in the conodont elements from the environmental changes due to close incorporation of the collagen fibrils into the mineralized matrix. This incorporation prevents decaying of the organic matter.

The lamellae composed of lamellar tissue cover the whole oral surface of the conodont element crown, overlaying the structures composed of other tissue types (Fig. 2).

The regeneration traces are common in the lamellar tissue. This tissue type is regenerated by the same tissue only (Zhuravlev, 2004).



Interlamellar tissue

The interlamellar tissue is similar to lamellar one in texture and structure, but differs in organic matter content (more than 4 vol.%) and low crystallinity. Hardly ordered small crystal units (about 0.4–0.6 μm) are covered by organic matter, so the interlamellar tissue demonstrates bubble-like structure. In some cases the elongated crystal-lites are oriented obliquely to the lamellae surface (Fig. 3). Regeneration is not common for this tissue type.

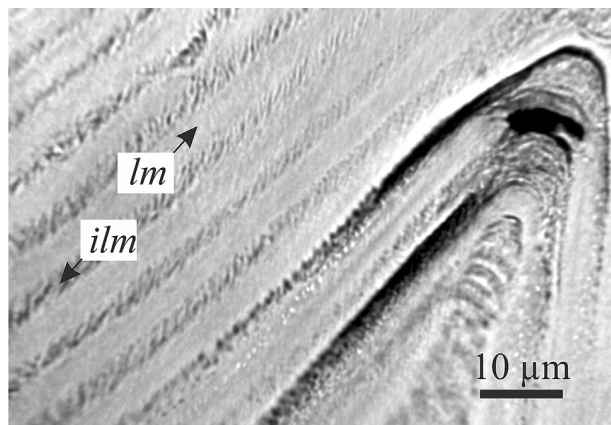


Fig. 3. Lamellar and interlamellar tissues in the denticle of the S element of the Late Visean *Idioprioniodus claviger* (Roundy). Legend: *lm* — lamellar tissue, *ilm* — interlamellar tissue. Optic microscopy in immersion

Рис. 3. Ламеллярная и интерламеллярная ткани в зубце S-элемента поздневизейского *Idioprioniodus claviger* (Roundy). Условные обозначения: *lm* — ламеллярная ткань, *ilm* — интерламеллярная ткань. Оптическая микроскопия в иммерсии

Albid tissue

The albid tissue is a specific tissue type composing the cores of denticles of the main processes of a conodont element, and is always covered with a layer of the lamellar tissue (Fig. 2). This tissue type is never observed in other parts of conodont elements. It is considered as a conodont sub-clade autapomorphy (Donoghue, Chaffee, 1998).

Albid tissue is composed of micrometer-sized crystallite subunits with preferable crystallographic orientation run parallel to the long axis of the denticle (Wright 1990; Rosseeva et al., 2011). The units compose porous mesocrystal, looking like a monocrystal in electron diffraction and cross-polarized light (Rosseeva et al., 2011; Frank-Kamenetskaya et al., 2014). The lattice parameter of albid tissue apatite ($a = 9.374\text{--}9.376$, $c = 6.882\text{--}6.892$ Å) is very close to that of stoichiometric synthetic F-apatite (Zhuravlev, Sapega, 2007; Frank-Kamenetskaya et al., 2014). The Ca/P ratio (wt. %) in the albid tissue of the unaltered conodont elements (CAI = 1) is 2.09 according to the microprobe data. In spite of high crystallinity, albid tissue demonstrates lamellar structure, comparable with the structure of lamellar and paralamellar tissues (Trotter et al., 2007; Gerasimova et al., 2015; Zhuravlev, Gerasimova, 2015). The mesocrystal texture is a unique feature of the albid tissue, which is never observed in any Vertebrata hard tissues.

The low content of the organic matter (less than 1 vol. %) and high mineralization are characteristic of the albid tissue (Zhuravlev, Gerasimova, 2015). The organ-

ic matrix is the same as in other tissues, and is composed of collagen-like protein. The organic matrix composition is proved with Van Gieson trichrome staining (Gerasimova et al., 2015; Zhuravlev, Gerasimova, 2015).

Arranged micropores and canals are specific for the tissue. As a rule, denticle bears a central canal (or chain of pores) and series of pores composing cone-like structures (Fig. 4). The canals and pores in the albid tissue are isolated from basal cavity and have small size. The canal diameter is about 3–4 μm , pore size ranges from 0.2 up to 4 μm , total porosity of the tissue according to microtomography is about 1–4 % (Zhuravlev, Gerasimova, 2015).

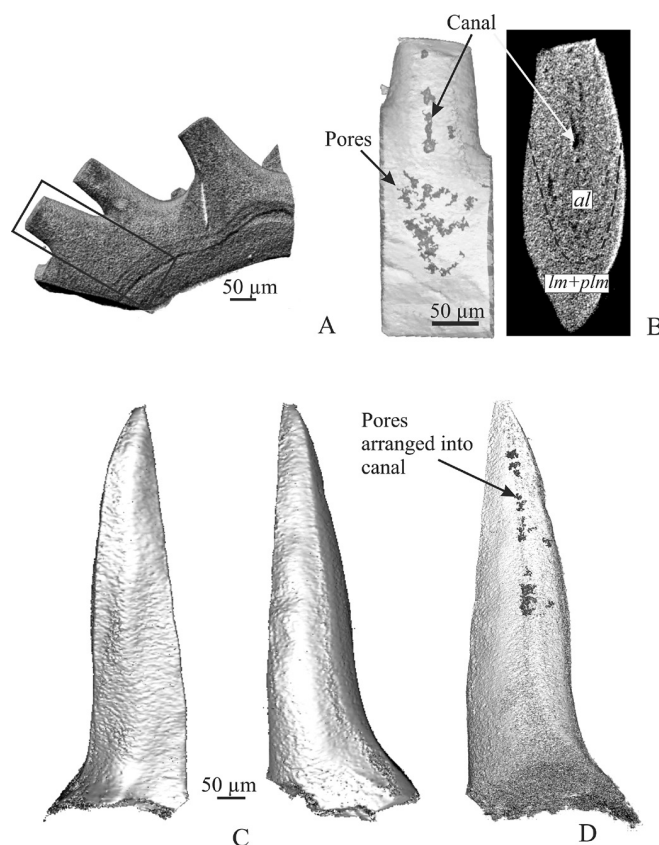


Fig. 4. Pores and canals in the albid tissue. A, B — the S element of the Frasnian Polygnathida (A — general view, B — 3D model and tomographical section of the denticle, showing form and distribution of the pores and canals). Legend: *al* — albid tissue, *lm+plm* — lamellar and paralamellar tissues. C, D — coniform element of the Early Famennian *Jablonnodus* (C — general view, D — 3D model, showing form and distribution of the pores).

Рис. 4. Поры и каналы в альбидной ткани: А, В — S-элемент франской полигнатиды (А — общий вид; В — 3D-модель и томографический срез зуба, демонстрирующий форму и распределение пор и каналов). Условные обозначения: *al* — альбидная ткань, *lm+plm* — ламеллярная и параламеллярная ткани. С, D — конический элемент раннефаменского *Jablonnodus* (С — общий вид, D — 3D-модель, показывающая форму и распределение пор)

Albid tissue has gradual boundaries with other tissues. SEM image demonstrates a gradual transition from the lamellar to albid tissue (Fig. 5). The transition zone is characterized by rare pores and clearer lamellar structure. So the albid/lamellar tissues junction is not sharp, in contrary to data of Ph. Donoghue (1998).

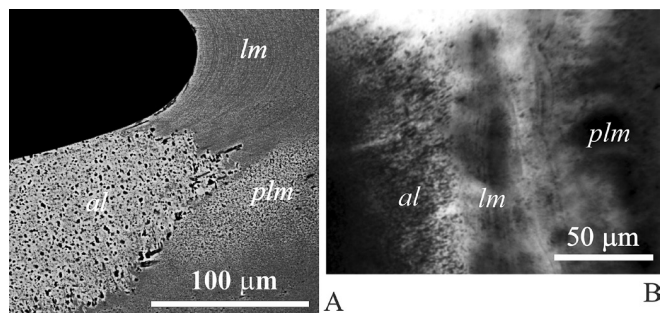


Fig. 5. Gradual transition from the lamellar to the albid tissue. A — SEM image of the albid / lamellar tissue junction; B — element of the Middle Frasnian (Late Devonian) *Youngquistognathus*. B — Light microscopic image of thin-section of the Pa element of the Middle Frasnian (Late Devonian) *Youngquistognathus*. Legend: *al* — albid tissue; *lm* — lamellar tissue; *plm* — paralamellar tissue

Рис. 5. Постепенный переход от ламеллярной к альбидной ткани. А — СЭМ-изображение сочленения альбидной и ламеллярной тканей; В — элемент среднефранского (поздний девон) *Youngquistognathus*; В — изображение в световом микроскопе шлифа Ра-элемента среднефранского (поздний девон) *Youngquistognathus*. Условные обозначения: *al* — альбидная ткань; *lm* — ламеллярная ткань; *plm* — параламеллярная ткань

The albid tissue, appearing in the Late Cambrian — Early Ordovician (Barnes, Sass, Monroe, 1973; Lindstrom, 1964), changed during the conodont history. Our investigation demonstrates increasing of structure ordering and complexity of the albid tissue during the Palaeozoic (Gerasimova et al., 2015). The changes are considered as evolutionary ones.

The Late Palaeozoic conodonts demonstrate a clear trend to reducing the structures composed by albid tissue. This tendency is observed in some lineages at the generic level: *Alternognathus* — *Siphonodella*; *Scaphygnathus* — *Clydagnathus* — *Cavusgnathus*; *Protognathodus* — *Gnathodus* — *Declinognathodus* — *Neognathodus*; and *Protognathodus* — *Gnathodus* — *Idiognathodus*. So, some conodonts have no structures composed of this tissue, and presence of the albid tissue is not an obligatory feature of conodont elements, including the Late Palaeozoic ones.

Paralamellar tissue

The paralamellar tissue demonstrates a lamellar structure consisting of elongated crystallites (about 0.5 μm thick, and 2—3 μm long). This tissue differs from the lamellar one by a lower content of the organic matter, and by a presence of small scattered pores 0.3—1.8 μm in diameter. Total porosity of the paralamellar tissue is up to 6 % according to microtomography. Unlike to the albid tissue, the paralamellar tissue is characterized by a lower ordering of the larger crystallites (Zhuravlev, 2002), which are not composing a mesocrystal texture (Fig. 6). The Ca/P ratio (wt. %) in the paralamellar tissue of the unaltered conodont elements (CAI = 1) is 2.11 according to the microprobe data. Thermally altered conodont elements (CAI = 5) demonstrate higher Ca/P ratio (about 2.31).

This tissue type appears to be intermediate between lamellar and albid tissues. As a rule, the paralamellar tissue composes lateral parts of the conodont element processes and platforms. In some clades the paralamellar tissue re-

places the albid tissue in the denticles of the carina. The structures of paralamellar tissue are regenerated by lamellar or paralamellar tissue (Zhuravlev, 2004).

It is interesting to note that the hard tissues of conodonts can replace each other during the regeneration of the damaged parts (Zhuravlev, 2004). The regeneration comprises three stages: forming of node composed of lamellar tissue, which covers the fracture surface; restoring the initial form of the element by the structure composed of lamellar tissue; forming the core of albid tissue (if it presents in the uninjured part of the element) (Fig. 7) (Zhuravlev, 2004).

The style of conodont element regeneration differs from the regeneration of hard tissues of Vertebrata. For example, enamel and enameloid are not regenerated at all (Klatsky & Fisher, 1953), and regeneration of dentine and bone tissues is realized with the same tissue only.

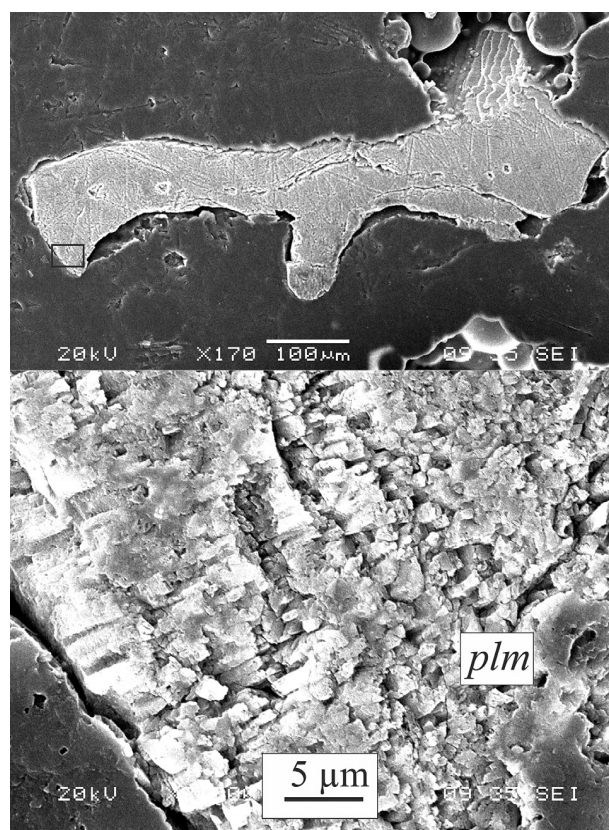


Fig. 6. Slightly disordered crystallites of the paralamellar tissue. SEM image of the Pa element cross section of the Late Tournaisian (Early Carboniferous) *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl)

Рис. 6. Слегка разориентированные кристаллиты параламеллярной ткани. СЭМ-изображение поперечного сечения Ра-элемента позднетурнейской (ранний карбон) *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl)

Differences and similarities of conodont and vertebrate hard tissues

Lamellar tissue differs from the enamel and enameloid by higher content (up to 3 vol. %) and different composition of organic matter (collagen vs amelogenins), smaller crystallites of the F-apatite (fluorapatite), having different lattice parameters (see also Nemliher, Kallaste, 2012), and presence of regeneration of the fractured parts.



Supposed similarity of the lamellar and interlamellar tissues and lamellar bone (Sansom et al., 1992) is not proved by crystallite arrangement and organic matter distribution. The lamellar tissue demonstrates a higher ordering of the crystallites and lack of the plywood-like structure that is characteristic for the lamellar bone (Weiner, Traub, Wagner, 1999).

Albid tissue differs from all the known phosphate hard tissues in an extremely high crystallinity (forms porous mesocrystal) in association with small amount of a collagen-like organic matter. The cellular bone, dentine, and mesodentine demonstrate much lower crystallinity and higher content of organic matter. The pores and canals of the albid tissue, possessing size similar to the lacunae and canaliculi of a cellular bone, show other configuration and spatial distribution. The albid tissue regeneration is unlike to regeneration of bone and dentine as well. The only common features of albid tissue and dentine are an organic matrix represented by collagen-like proteins, and mineral part composed of calcium phosphate. So, it seems that albid tissue is homological neither to dentine, nor to vertebrate bones.

Conclusions

In spite of obvious differences between texture and composition of the conodont hard tissues and those of Vertebrata some analogues in biomineralization mechanisms occur. For example, supposed stages of the albid tissue formation (Gerasimova et al., 2015; Zhuravlev, Gerasimova, 2015) are close to those of any hard tissues secreting by biologically controlled extracellular mineralization (Weiner and Dove, 2003). This similarity may be caused by a similar process of biomineralization, not by synplesiomorphy.

Acknowledgments

S. Shevchuk and V. Filipov are thanked for the microprobe study. Anonymous reviewers are thanked for valuable comments improving the manuscript. The investigations were supported by the Uralian Branch of RAS Grant #15-18-5-37.

References

1. Barnes C. R., Sass D. B., Poplawski M. L. S. Conodont ultrastructure: the Family Panderodontidae. ROM Life Sciences Contribution. 1973, 90, 36 p.
2. Barnes C. R., Slack D. J. Conodont ultrastructure: the Subfamily Acanthodontinae. ROM Life Sciences Contribution. 1975, 106, 21 pp.
3. Barnes C. R., Sass D. B., Monroe E. A. Ultrastructure of some Ordovician conodonts. The Geological Society of America Special Paper 141, 1973, pp. 1–30.
4. Blieck A., Turner S., Burrow C. J., Schultze H.-P., Rexroad C. B., Bultynck P., & Nowlan G. S. Fossils, histology, and phylogeny: why conodonts are not vertebrates. Episodes, 2010, 33, pp. 234–241.
5. Briggs D. E. G. Conodonts — a major extinct group added to the vertebrates. Science. 1992, 256, pp. 1285–1286.
6. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton. Phil. Trans. Royal Society London, B, 1998, 353, pp. 633 – 666.

7. Donoghue P. C. J., Chauffe K. M. *Conchodontus*, *Mitrellataxis* and *Fungulodus*: conodonts, fish or both? Lethaia, 1998, 31, pp. 283–292.
8. Donoghue P. C. J., Forey P. L. & Aldridge R. J. Conodont affinity and chordate phylogeny. Biological Reviews, 2000, 75, pp. 191–251.
9. Frank-Kamenetskaya O. V., Rozhdestvenskaya I. V., Rosseeva E. V., & Zhuravlev A. V. Refinement of Apatite Atomic Structure of Albid Tissue of Late Devon Conodont Crystallogr. Rep., 2014, 59(1): 41–47.
10. Gerasimova A. I., Zhuravlev A. V., & Rosseeva E. V. Structure and origin of the albid tissue of conodonts 3rd ISPH PROGRAM and ABSTRACT BOOK, Bonn, July 2–5, 2015, pp. 81.
11. Janvier P. Conodonts join the club. Nature 374. 1995, pp. 761–762.
12. Kasatkina A. P., Buryi G. I. The position of the phyla Chaetognatha and Euconodontophylea in the classification of Metazoa. Zoosystematica Rossica, 1999, 8(1), pp. 21–26.
13. Kemp A. Hyaline Tissue of Thermally Unaltered Conodont Elements and the Enamel of Vertebrates. Alcheringa, 2002, 26(1), pp. 23–36.
14. Klatzky M., Fisher R. L. The human masticatory apparatus: an introduction to dental anthropology. Brooklyn: Dental Items of Interest, 1953, 246 p.
15. Lindström M. & Ziegler W. Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. I. Die Überfamilie Panderodontacea. Geologica et Palaeontologica. 1971, 5, pp. 9–33.
16. Murdock D. J. E.; Dong X.-P.; Repetski J. E.; Marone F.; Stamparoni M. & Donoghue P. C. J. The origin of conodonts and of vertebrate mineralized skeletons. Nature, 2013, 502, pp. 546–549.
17. Müller K. J. & Nogami Y. Entoken und Bohrspuren bei den Conodontophorida. Paläont. Z. 1972, 46(1), pp. 68–86.
18. Müller K. J. & Nogami Y. Über den Feinbau der Conodonten. Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy. 1971, 38(1), pp. 1–87.
19. Nemliher J., Kallaste T. Conodont bioapatite resembles vertebrate enamel by XRD properties. Estonian Journal of Earth Sciences. 2012, 61(3), pp. 191–192.
20. Pander C. H. Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russischbaltischen Gouvernements. St. Petersburg, 1856, 91 pp.
21. Pierce R. M. & Langenheim R. L. Ultrastructure in *Palmatolepis* sp. and *Polygnathus* sp. Geological Society of America, Bulletin, 1969, 80(7), pp. 1397–1400.
22. Purnell M. A., Aldridge R. J., Donoghue P. C. J. & Gabbott S. E. Conodonts and the first vertebrates. Endeavour. 1995, 19(1), pp. 20–27.
23. Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O. V., Iliztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A. V., and Knip R. Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory. Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009–2010, 2011, pp. 171–176.
24. Sansom I. J., Smith M. P., Armstrong H. A. & Smith M. M. Presence of the earliest vertebrate hard tissues in conodonts. Science, 1992, 256, pp. 1308–1311.
25. Sansom I. J., Smith M. P. & Smith M. M. Dentine in conodonts. Nature, 1994, 368, pp. 591.
26. Trotter J. A., Fitz Gerald J. D., Kokkonen H. & Barnes C. R. New insights into the ultrastructure, permeability, and in-

tegrity of conodont apatite determined by transmission electron microscopy. *Lethaia*, 2007, 40, pp. 97–110.

27. Turner S., Burrow C. J., Schultze H.-P., Blieck A., Reif W.-E., Rexroad C. B., Bultynck P. & Nowlan G. S. False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited. *Geodiversitas*, 2010, 32, pp. 545–594.

28. Weiner S. & Dove P. M. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 54, pp. 1–29.

29. Weiner S., Traub W., Wagner H.D. Lamellar bone: structure-function relations. *J. Struct. Biol.* 1999, 126(3), pp. 241–55.

30. Wright J. Conodont geochemistry: a key to the Palaeozoic. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1990, 118, pp. 227–305.

31. Zhuravlev A.V. A new type of conodont hard tissue. *Lethaia*, 2002, 35(3), pp. 275–276.

32. Zhuravlev A. V. & Sapega V. F. XRD data on composition of the hard tissues of the Late Palaeozoic conodonts. In: *Bio-Inert Interactions: Life and Rocks. Materials of the 3rd International Symposium*, VSEGEI, St. Petersburg. 2007, pp. 63–64 [in Russian, English abstract]

33. Zhuravlev A. V. Morphological and histological aspects of conodont element regeneration. *Paleontol. J.*, 2004, 38(3), pp. 307–310.

34. Zhuravlev A. V., Gerasimova A. I. Albid tissue of the conodont elements: composition and forming model. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, 2015, 10, pp. 21–27. [in Russian, English abstract].

35. Zhuravlev A. V., Sokiran E. V., Evdokimova I. O., Dorofeeva L. A., Rusetskaya G. A., & Małkowski K. Faunal and facies changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform // *Acta Palaeontologica Polonica*. 2006. 51(4). P. 747–758.



ВИЗИТ ПОСЛА БАХРЕЙНА THE VISIT OF THE AMBASSADOR OF BAHRAIN

Geological Museum named after A. A. Chernov was visited by the Ambassador of the Kingdom of Bahrain in the Russian Federation Dr. Ahmed Abdulrahman Mahmoud Ismail Al Saati.

Геологический музей им. А. А. Чернова посетил посол Королевства Бахрейн в Российской Федерации доктор Ахмед Абдулрахман Махмуд Исмаил Аль-Саати.

Гость в сопровождении заместителя директора Института геологии С. К. Кузнецова и министра развития промышленности и транспорта Республики Коми Н. Н. Герасимова ознакомился с экспозицией музея и подчеркнул важность развития горно-рудной промышленности Республики Коми в сфере взаимовыгодного сотрудничества с Бахрейном.



Посол Королевства Бахрейн в Российской Федерации Ахмед Аль-Саати, министр развития промышленности и транспорта Республики Коми Н. Н. Герасимов, спецпредставитель Республики Коми в Москве Д.-Л. Д. Яндиев, С. К. Кузнецов

Ambassador of the Kingdom of Bahrain to the Russian Federation Ahmed Al Saati, Minister of Industry and Transport of Komi Republic N. N. Gerasimov, Special Representative of Komi Republic in Moscow D.-L. D. Yandiev, S. K. Kuznetsov

Хроника

7 апреля — на заседании диссертационного совета Д 501.001.40 при Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова состоялась успешная защита кандидатской диссертации Ольги Сергеевны Котик на тему: «Типы органического вещества и генерационный потенциал пермских угленосных отложений Косью-Роговской впадины» по специальности 25.00.12 — «геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений».

8 апреля — знаком отличия «За безупречную службу Республике Коми» награждена Ирина Игоревна Голубева.

12 апреля — на заседании диссертационного совета Д 212.267.19 при Национальном исследовательском Томском государственном университете состоялась успешная защита кандидатской диссертации Анны Николаевны Вихоть на тему: «Влияние гравитационной и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду г. Сыктывкара» по специальности 25.00.36 — «геоэкология» (науки о Земле).

19 апреля — геологический музей им. А. А. Чернова посетил посол Королевства Бахрейн в Российской Федерации доктор Ахмед Абдулрахман Махмуд Исмаил Аль-Саати.

19 апреля — в рамках визита в Республику Коми делегации рабочей группы Комитета по развитию и реформе провинции Шаньдун Китайской Народной Республики была организована экскурсия в Геологический музей им. А. А. Чернова. Делегация прибыла для ознакомления с возможностями Республики Коми по проекту освоения торфяных месторождений. Особый интерес вызвали экспозиции музея, посвященные горючим полезным ископаемым и солям.

28 апреля — согласно Приказу ФАНО России № 303: Присвоить Федеральному государственному бюджетному учреждению науки Институту геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук имя академика Николая Павловича Юшкина.

Chronicle

April 7 — at the meeting of the Dissertation Council D 501.001.40 at the Moscow State University named after M.V. Lomonosov Olga Sergeevich Kotik successfully defended her candidate's thesis on the theme: «Types of organic matter and generation potential of Permian coiferous deposits of Kosyu-Rogovskaya depression» specialty 25.00.12 — Geology, prospecting and exploration of oil and gas fields.

April 8 — Irina Igorevna Golubeva was awarded with the distinction «For irreproachable service to Komi Republic»

April 12 — at the meeting of the Dissertation Council D 212.267.19 at the National Research Tomsk State University Anna Nikolaevna Vikhot successfully defended her candidate's thesis on the theme: «The influence of gravitational and natural-technogenic microseismicity on the geological environment of Syktvykar city» on specialty 25.00.36 — Geoeology (Earth Sciences).

April 19 — Geological Museum named after A. A. Chernov was visited by the Ambassador of the Kingdom of Bahrain in the Russian Federation Dr. Ahmed Abdulrahman Mahmoud Ismail Al-Saati.

April 19 — Geological Museum named after A. A. Chernov was visited by the delegation of the Working Group of the Committee on Development and Reform of Shandong Province of the People's Republic of China. From the media it was known that the delegation from Shandong Province arrived to Syktvykar to get acquainted with the opportunities of Komi Republic for the project on the development of peat deposits. The delegation was very interested in the exposition of the museum dedicated to the fuel deposits and salts.

April 28 — according to the Order of FASO of Russia No. 303: To assign the name of Academician Nikolay Pavlovich Yushkin to the Federal State Budgetary Institution of Science the Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СОТРУДНИЧЕСТВА УЧЕНЫХ СТЭНФОРДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА И ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

NEW RESULTS OF COOPERATION OF RESEARCHERS FROM STANFORD UNIVERSITY AND THE INSTITUTE OF GEOLOGY

The paper describes the results of the scientific trip to Stanford University in March 2017. It briefly summarizes the new data obtained when working on the ion microprobe SHRIMP-RG, about the capabilities of this instrument and the techniques used and developed at Stanford University.

Очередная командировка в США в марте 2017 года состоялась в рамках продолжающегося неформального научного сотрудничества с учеными из Стэнфордского университета. В этом году целью наших исследований было установление U-Pb-возраста и особенностей химического состава цирконов из магматических пород Северного Тимана и п-ова Канин (массивы мысов Большой Румяничный, Сопки Каменные и небольшое тело гранитов с п-ова Канин), Среднего Тимана (силл долеритов на р. Бобровая), Северного Урала (массивы Маньхамбо и Ильяизский), Полярного Урала (жилы плагิโอгранитов верховьев рек Левая и Правая Ниядзю).

Мы проводили исследования в Центре микроанализа SUMAC (Stanford-USGS Micro Analysis Center), который принадлежит Стэнфордскому университету и Геологической службе США. U-Pb-датирование цирконов и попутное определение в них содержания элементов-примесей было выполнено методом SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) на ионном микрозонде SHRIMP-RG (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe with Reverse Geometry). Этот прибор, сделанный в Австралии, работает в Стэнфорде с 1998 года.

География пользователей SHRIMP-RG — практически весь мир. В США, как и в России, всего один SHRIMP. Несмотря на «исключительность» этого прибора, все люди, приезжающие работать в Стэнфорд, имеют возможность самостоятельно управлять процессом получения изотопных данных от начала до конца, конечно, получив соответствующие инструкции. Небольшой и очень дружелюбный коллектив лаборатории, включающий соруководителей Марти Гроув и Хорхе Вакеса, научных сотрудников Мэтью Кобла и Маршу Лидзбарски, инженера по электронике Брэда Ито, а также докторантов и аспирантов, оказывает всю возможную (и иногда даже невозможную) помощь и поддержку всем гостям. Очень радушная, спокойная и творческая атмосфера располагает исследователей к многолетнему сотрудничеству с этим коллективом и написанию большого числа интересных публикаций.

Лаборатория, обслуживающая SHRIMP-RG, оснащена всем необходимым оборудованием для подготовки препаратов к исследованиям: от алмазных пил и шлифовальных установок до хороших бинокулярных микроскопов и электронного микроскопа с CL-детектором.

Возможности использования SHRIMP-RG в Стэнфорде расширяются из года в год. В первые годы работы касались в основном U-Pb-датирования цир-



Обсуждение результатов. А. А. Соболева и М. А. Кобл на ионном микрозонде SHRIMP-RG Стэнфордского университета и Геологической службы США, март 2017 г.

Discussion of results, Soboleva A. A. and Coble M. A. at SHRIMP-RG ion microprobe of Stanford University and US Geological Survey, March 2017

конов, а сегодня разработаны и успешно применяются методы изотопного датирования титанита, монацита, рутила, апатита, опала и кальцита, а также производится анализ элементов-примесей в этих минералах. Сотрудники лаборатории развивают, кроме того, методики датирования алланита и чевкинита, определения элементов-примесей в сульфидах и летучих элементов (Li, B, F, Cl, S, H₂O) в стеклах и силикатах (<https://shrimprg.stanford.edu/research-applications>).

В результате проведенного нами датирования было установлено, что граниты массива мыса Большой Румяничный сформировались в самом конце позднего рифея. Был подтвержден более древний, около 720 млн лет, возраст гранитов массива Сопки Каменные и установлено, что габбро этого массива формировались примерно в то же время. Полученные результаты в совокупности с полученными ранее данными (Андреичев, Ларионов, 2000; Larionov et al., 2004) свидетельствуют о том, что в позднем рифее на Северном Тимане было две дискретные стадии магматизма.

Определение возраста цирконов из долеритов, слагающих знаменитый силл на р. Бобровой на Среднем Тимане, дало неожиданный результат — большинство цирконовых зерен, согласно полученным данным, оказалось раннекембрийскими. Предшествующие датировки, выполненные K-Ar-методом, давали разброс возрастов от 550 млн лет в



краевой части этого тела до 1060—1225 млн лет в его центральной части, на основании чего возраст долеритов был определен как среднерифейский (Мальков и др., 1971). В работе Костюхина, Степаненко (1987) представлены результаты К-Аг-датирования этих долеритов, согласно которым возраст пород поздне-рифейский — (760 ± 25) млн лет. Полученный нами результат заставляет по-новому взглянуть на историю магматизма в этом регионе и, по всей видимости, нуждается в убедительном подтверждении.

Были продолжены изотопные исследования гранитов Ильязского массива и массива Маньхамбо. Для цирконов из гранитов массива Маньхамбо получен раннесреднекембрийский возраст, подтверждающий уже имеющиеся (Удоратина и др., 2006, Удоратина, Андреичев, 2013) датировки. Цирконы из гранитов Ильязского массива оказались несколько более молодыми, позднекембрийскими.

Результаты датирования цирконов из жил плагиогранитов в районе верховьев рек Левая и Правая Ниядзю на западном склоне Полярного Урала показали, что плагиограниты несут в себе ксеногенные цирконы раннепротерозойского и позднеархейского возраста. Предполагалось, что образование этих плагиогранитов может быть связано с позднепалеозойскими коллизийными процессами при образовании Уральского орогена, но из этих пород не удалось выделить достаточного количества цирконов, и работы по их дополнительному извлечению нужно продолжить.

Исследования выполнены по теме госзадания № 115012130018 ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке Комплексной программы УрО РАН (проекты 15-18-5-40, 15-18-5-57, 15-18-5-46) и проекта «Арктика».

Литература

1. Андреичев В. Л., Ларионов А. Н. 207Pb/206Pb-датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26—28.
2. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона / Под ред. К. А. Шуркина, Л. В. Махлаева. Л.: Наука, 1987. 232 с.
3. Мальков Б. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. К вопросу о возрасте диабазов в составе метаморфических толщ Тимана // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 115—122.
4. Удоратина О. В., Соболева А. А., Кузенков Н. А., Родионов Н. В., Пресняков С. Л. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810—815.
5. Удоратина О. В., Андреичев В. Л. Гранитоиды Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb-данные // Гранитоиды — условия формирования и рудоносность: Матер. науч.-практ. конф. Киев. 2013. С. 136—137.
6. Bacon C. R., Grove M., Vazquez J. A., and Coble M. A., 2012, The Stanford-U. S. Geological Survey SHRIMP ion microprobe — a tool for micro-scale chemical and isotopic analysis: U. S. Geological Survey Fact Sheet 2012—3067, 4 p. (Available at <https://pubs.usgs.gov/fs/2012/3067/>.)
7. Larionov A. N., Andreichev V. L., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D. G., Pease V. Geol. Soc. London. Mem. 2004. № 30. P. 69—74.

Кандидаты г.-м. н. А. Соболева, О. Удоратина

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КАЛЕЙДОСКОП И. И. ГОЛУБЕВОЙ К 60-летию юбилею

I. I. GOLUBEVA'S PETROGRAPHICAL KALEIDOSCOPE Commemorating the 60th Jubilee

On April 4, I. I. Golubeva, senior researcher of Laboratory of Petrography, known specialist on petrography of magmatic and metamorphic complexes of Urals and Timan celebrated her 60th Jubilee.

4 апреля И. И. Голубева, старший научный сотрудник лаборатории петрографии, известный специалист в петрографии магматических и метаморфических комплексов Урала и Тимана, отмечает 60-летний юбилей.

Область научных интересов Ирины Игоревны Голубевой весьма разнообразна — от магматогенных флюидизатов до гранитоидов и метаморфических пород. Основные достижения И. И. Голубевой связаны с изучением магматогенных флюидизатно-эксплозивных образований Полярного, Приполярного Урала и Тимана, выявлением механизма их формирования и оценкой их положения в систематике горных пород.



И. И. Голубева на озере Большое Шучье во время полевых работ 2014 г.

I. I. Golubeva at the Bolshoe Shchuchye Lake during a field trip in 2014

Известны ее работы по ильменитсодержащим метаморфитам Кольского п-ва, Северного Таймыра, Тиманского кряжа и Полярного Урала, где выявляются их первичный субстрат и устанавливаются источники сноса.



Не обошла вниманием Ирина Игоревна и классическую тему лаборатории петрографии — исследование гранитоидов Центрально-Уральского поднятия.

И. И. Голубева активно участвует в подготовке новых геологических кадров, являясь по совместительству доцентом кафедры геологии Сыктывкарского

госуниверситета, где читает время лекции и проводит практические занятия по курсам «Петрография магматических пород», «Метаморфизм», «Кристаллооптика», осуществляет руководство курсовыми и выпускными квалификационными работами студентов и магистрантов.

К. г.-м. н. К. Куликова

ФАНАТИК ОТ НАУКИ

К 95-летию со дня рождения Б. И. Гуслицера

FANATIC OF SCIENCE Commemorating the 95th Anniversary of the birth of B. I. Guslitser

Boris Isaakovich Guslitser (1922—1989) — PhD of Geography, a specialist in the field of Quaternary geology, known both in our country and abroad, a man who was completely devoted to the science. Since 1964 to 1985 he headed the Laboratory of Geomorphology and Quaternary Geology (now the Laboratory of Cenozoic Geology) at the Institute of Geology of the Komi Branch of the USSR Academy of Sciences. He made a significant contribution to karstology, geomorphology, paleontology, archeology, stratigraphy and paleogeography of Quaternary deposits in the European North-East of Russia. B. I. Guslitser's research results were published in 106 scientific papers.

Борис Исаакович Гуслицер (1922—1989) — кандидат географических наук, специалист в области четвертичной геологии, известный как в нашей стране, так и за рубежом, человек, бесконечно преданный науке. С 1964 по 1985 годы был заведующим лабораторией геологии и четвертичной геологии (ныне лаборатория геологии кайнозоя) в Институте геологии Коми филиала АН СССР. Профессор А. А. Чернов еще в 1957 г., когда Борис Исаакович заканчивал аспирантуру по специальности «геоморфология», сказал, что Б. И. Гуслицер, несомненно, оправдает свое пребывание в науке. И это предсказание сбылось: Борис Исаакович прожил недолгую, но очень плодотворную в научном плане жизнь. Он был весьма разносторонним человеком, область его научных интересов была обширна: Б. И. Гуслицер внес значительный вклад в карстоведение, геоморфологию, палеонтологию и археологию, достиг больших успехов в стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений на Европейском Северо-Востоке России, им впервые в регионе установлен третичный аллювий, перспективный на россыпи ценных минералов. Под его руководством разработана и составлена стратиграфическая схема четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона, которая до настоящего времени является основой при геологосъемочных работах и способствует правильному выбору рациональных направлений при поисках полезных ископаемых. Б. И. Гуслицер составил и опубликовал (в соавторстве) геоморфологическую карту и карту четвертичных отложений Коми АССР. Одной из главных заслуг Б. И. Гуслицера является его участие в открытии и изучении самых северных в Европе палеолити-



ческих стоянок на р. Печоре — Медвежьей пещеры и Бызовой. Им внесен крупный вклад в решение вопроса о времени первоначального заселения и освоения Севера древнейшим человеком.

В начале 70-х годов Борис Исаакович с огромным увлечением начал заниматься ископаемыми мелкими млекопитающими — грызунами, которые в силу их быстрой эволюции наиболее эффективны для определения возраста горизонтов четвертичных отложений. С присущим ему фанатизмом, без выходных и отпусков, не покладая рук, он принялся за разработку и совершенствование новой методики отмывки и сбора ископаемых остатков мелких млекопитающих, эффективной и не имеющей аналогов в мировой практике. Им сконструировано и широко использовалось в полевых условиях устройство для поисков и механической массовой отмывки палеонтологических остатков из перигляциального аллювия для оценки возраста четвертичных отложений, за что Борис Исаакович получил три авторских свидетельства. Нестандартность мышления, исключительная скрупулезность в исследованиях и потрясающая работоспособность позволили Борису Исааковичу с помощью его устройства — «мышеловки», как он его называл, открыть десятки местонахождений и отмыть десятки тысяч костных остатков мелких млекопитающих. Детальное изучение огромного количества костных остатков позволило провести стратиграфическое расчленение четвертичной толщи.



Не помню, чтобы он когда-нибудь был в отпуске или на бюллетене. На работе его не было только тогда, когда он был в поле, а за его плечами 30 полевых сезонов продолжительностью в 3—4 месяца: он раньше всех в институте уезжал на полевые работы и после всех возвращался. По-моему, в институте он был всегда: рано утром, поздно вечером, в выходные и в праздники. Борис Исаакович был неистовым популяризатором своей любимой четвертичной геологии: он читал лекции по линии общества «Знание», в школах, в различных организациях города и республики, выступал по радио и на телевидении, публиковался в центральной и местной печати. Он организовал и провел несколько всесоюзных совещаний: полевой семинар на Печоре по стратиграфии антропогена и палеолиту Печорского Приполярья и два совещания на Вычегде: полевую школу-семинар по методике поисков и массовой отмывки палеонтологических остатков с помощью изобретенного им промывочного агрегата и по-

левой семинар по геологии плейстоцена. Результаты исследований Бориса Исааковича обобщены и отражены в 106 опубликованных работах.

Он был награжден медалями «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.», «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина», «Ветеран труда», знаком «Изобретатель СССР», серебряной медалью ВДНХ.

И еще он был просто очень доброжелательным и интересным человеком. Обладая приятным баритоном, очень любил петь романсы и помнил их огромное количество, знал очень много стихов, часто читал их наизусть, интересовался политикой и хорошо разбирался в ней.

Мы всегда будем помнить этого замечательного человека и гордиться, что были его учениками и коллегами.

Д. г.-м. н. Л. Андреичева

МАСТЕР СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

К 75-летию со дня рождения Людмилы Алексеевны Януловой

MASTER OF STRUCTURAL FORMS

Commemorating the 75th birthday
of Lyudmila Alekseevna Yanulova

On April 22, 2017 we mark 75 years since the birth of Lyudmila Alekseevna Yanulova. Lyudmila Alexeevna worked at the Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences for thirty years, dealing with problems of crystal chemistry and crystallography.

The field of scientific interests of L. A. Yanulova was associated with crystal morphology of minerals. She deciphered the structures of arsenosulvanite and vanadium-arsenic germanite. From the composition of fahl ores she separated two various groups of minerals (sulvanite and colusite) and showed their correlation with the geological features of the deposits, which could be a typomorphic criterion for analysis of their formation conditions. L. A. Yanulova's researches on deciphering the crystalline structure of colusite was completed by writing and brilliant defending of her PhD thesis on «Crystal chemistry and morphology of the minerals of colusite group and their structural analogs» (1987). The results of her researches were reflected in more than fifty scientific papers, in numerous chapters of scientific reports and were reported at various conferences.

22 апреля 2017 г. исполнилось быется 75 лет со дня рождения Людмилы Алексеевны Януловой. Людмила Алексеевна проработала в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН тридцать лет, занимаясь проблемами кристаллохимии и кристаллографии. В 1965 г. она окончила физический факультет Таджикского государственного университета и работала сначала старшим лаборантом, а затем младшим научным сотрудником в лаборатории физических методов исследования Института геологии Таджикской академии наук. В 1971 г. поступила на работу в Институт геологии Коми филиала АН СССР. К моменту приезда в Сыктывкар Людмила Алексеевна уже стала знающим

специалистом в области рентгеновской диагностики минералов, в совершенстве овладевшим работой на современном (на тот период) рентгеновском оборудовании. С 1987 г. она работала в должности научного сотрудника в лаборатории технологии минерального сырья в группе рентгеноструктурного анализа.



Область научных интересов Л. А. Януловой была связана с кристалломорфологией минералов. Ею были расшифрованы структуры арсеносульванита и ванадиево-мышьякового германита. На основе новых исследований Людмила Алексеевна пересмотрела и упорядочила систематику ванадий-мышьяково-германиевых сульфосоединений. Из состава блеклых руд она выделила две самостоятельные группы минералов (сульванита и колусита) и выявила их корреляцию с геологическими особенностями месторождений, что может служить типоморфным критерием при анализе условий их формирования. Исследования Л. А. Януловой по расшифровке кристаллической структуры колусита были завершены блестящей защитой кандидатской диссертации на тему: «Кристаллохимия и морфология минералов группы колусита и их структурных аналогов» (1987). Результаты ее исследований отражены более чем в пятидесяти научных работах, в главах научных отчетов, озвучены на совещаниях и конференциях различного ранга.

Специалисты, работавшие с Людмилой Алексеевной, называли ее прекрасной представительницей классической школы кристаллохимии и кристаллографии. «Знания ее в этой области драгоценны, у нее всегда можно получить высококвалифицированную консультацию по кристаллохимии» (И. Швецова); «Трудно представить без Людмилы Алексеевны ис-



следования специфических по своему составу и строению биоминеральных объектов» (В. Каткова); «Никогда тебе не ответят, что некогда. И всегда просят в твоём дремучем незнании, чем может отличаться один кристалл $P2_1/a$ от другого кристалла этой же полиморфной модификации и с такой же пространственной группой» (В. Тихомирова); «Лично я уверен, что мой интерес к работе в области систематической минералогии в конечном счете определился влиянием всего трех человек, одним из которых была Людмила Алексеевна» (В. Силаев). Это лишь немногие высказывания, характеризующие отношение Людмилы Алексеевны к работе, к людям, оценивающие ее квалификацию и значимость как специалиста.

Отличительной чертой Людмилы Алексеевны являлось огромное трудолюбие (ее работу оценивали километрами диаграммных лент и квадратными километрами рентгеновских пленок) и постоян-

ное стремление к повышению профессиональных знаний. В последние годы в сферу научных интересов Л. А. Януловой вошли минералы, выращенные в гелях, мочевые камни, фосфаты, метаморфогенные алмазы.

Людмила Алексеевна прожила недолгую (всего 59 лет), но яркую и насыщенную жизнь. Она была заботливой женой Кириллу Паскальевичу Янулову и трепетно любила своего сына Костю. После тяжелой и продолжительной болезни Людмила Алексеевна Янулова скончалась 14 мая 2001 г.

* * *

Фишман М. В. Люди науки. Сыктывкар, 1997. С. 312.

Лысюк Г. Н. 30 лет в свете рентгеновских лучей // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2001. № 2. С. 26.

Анисимова Г. В свете рентгеновских лучей // Там же. № 4. С. 43.

К. г.-м. н. Г. Лысюк

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
Российское минералогическое общество
при участии производственных и научных организаций РК

26—28 сентября 2017 г.

проводит в Сыктывкаре
Всероссийскую научную конференцию
с международным участием



«Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления»

Научная конференция ставит целью организовать широкую встречу геологов, ученых, всех заинтересованных лиц для представления последних достижений в области геологического изучения территории Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления и оценки ресурсного потенциала.

ТЕМАТИКА ДОКЛАДОВ

1. Региональная геология, тектоника, геодинамика
2. Стратиграфия, седиментогенез, эволюция осадочных бассейнов
3. Магматизм и метаморфизм
4. Полезные ископаемые, рудообразование, металлогения
5. Гидрогеология и геоэкология

КОНТРОЛЬНЫЕ СРОКИ

1 марта — начало приема заявок (регистрационных карточек) на участие в конференции и тезисов докладов

1 мая — окончание приема заявок на участие в конференции

1 июня — окончание приема тезисов докладов

15 августа — рассылка программы конференции

26 сентября — начало работы конференции

28 сентября — завершение работы конференции

Материалы, касающиеся проблематики минерального сырья, должны сопровождаться актами экспертизы.

КОНТАКТЫ И КОНСУЛЬТАЦИИ

Ученый секретарь конференции:

Пыстина Юлия Ивановна, +7 (8212) 447262,
+7 (904) 2031020 — geo2017reg@mail.ru

Зам. ученого секретаря: Потапов Игорь Леонидович,
+7 (8212) 447262 — ilpotapov@geo.komisc.ru

АДРЕС ОРГКОМИТЕТА

167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Тел., факс (8212) 24-09-70 — приемная директора

Сайт: <http://geo.komisc.ru>

БЮРО ОРГКОМИТЕТА

Председатель:

Асхабов А. М., академик, директор Института геологии
Коми НЦ УрО РАН

Сопредседатели:

Пучков В. Н., член-корреспондент, Институт геологии
УНЦ РАН

Пыстин А. М., д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО
РАН

Заместители председателя:

Антошкина А. И., д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ
УрО РАН

Бурцев И. Н., к. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО
РАН

Кузнецов С. К., д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ
УрО РАН

Ответственный за выпуск:

М. Н. Буравская

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка

А. Ю. Перетягина

Свид. о рег. средства массовой информации

ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014

Подписано в печать 25.05.2017

Тираж 180



Заказ 1040

Редакция:

167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60

Факс: (8212) 44-82-68

E-mail: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото И. Астаховой, Ю. Глухова, И. Голубевой, Р. Шуктомова