



Вестник

Январь 2016 г., № 1 (253)



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

Содержание

Научные статьи

Строение разреза и конодонты карской свиты (нижний карбон) Амдерминского района северного Пай-Хоя <i>А. В. Журавлев, А. И. Герасимова</i>	3	Цеолитсодержащие породы Восточного Забайкалья: новые технологии переработки <i>А. Н. Хатькова, К. К. Размахнин</i>	30
Минералогия золотосульфидных руд месторождения Маломыр (Дальний Восток) <i>Д. О. Ожогин</i>	11	Гидротермический синтез нанотрубок диоксида титана из концентрата титановой руды Пижемского месторождения (Россия) <i>О. Б. Котова, А. В. Понарядов, Л. А. Гёмзе</i>	34
Керченские оолитовые железные руды и возможности их технологической модификации <i>В. П. Лютов, В. И. Силаев,</i> <i>А. Ю. Лысюк, С. С. Шевчук</i>	18		

Хроника, события, факты

«Моделирование природных процессов по В. А. Петровскому» (к 70-летию со дня рождения) <i>А. Сухарев</i>	37	Юшкинские чтения — 2016	42
Сведения о работе диссертационных советов <i>В. Ракин, Т. Безносова</i>	41		

Дорогие коллеги!

Приглашаем авторов на наш обновлённый сайт http://geo.komisc.ru/vestnik/submit_online, где можно в режиме online представлять в редакцию статьи и необходимые документы, добавлять, редактировать и исправлять материалы, оперативно получать запросы из редакции и отвечать на них, отслеживать в режиме реального времени этапы прохождения статьи в редакции. Редакция информирует автора по e-mail об этапах прохождения статьи в online-режиме.

Рецензирование статей анонимное.

Со всеми вопросами обращайтесь на vestnik@geo.komisc.ru.

«Вестник» ждёт вас с новыми уникальными и фундаментальными материалами статей!

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

Редакционный совет — 2016:

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



Content

Scientific articles

- Sequence composition and conodonts of the Kara Formation (Lower Carboniferous) of the Amderma District of the Northern Pay-Khoy
A. V. Zhuravlev, A. I. Gerasimova 3
- Mineralogy of Malomyr gold-sulphide deposit (Far East)
D. O. Ozhogin 11
- Kerch oolitic iron ores and possibilities of their technological modification
V. P. Lutoev, V. I. Silaev,
A. Yu. Lysiuk, S. S. Shevchuk 18
- Zeolite-containing rocks of east transbaikalia: new technologies of processing
A. N. Hatkova, K. K. Razmakhnin 30
- Hydrothermal synthesis of TiO₂ nanotubes from concentrate of titanium ore of Pizhetskoe deposit (Russia)
O. B. Kotova, A. V. Ponaryadov, L. A. Gömze 34

Chronicle, events, facts

- «Modelling of natural processes according to V. A. Petrovsky» (to 70th Anniversary)
A. Sukharev 37
- Information about dissertation councils
V. Rakin, T. Beznosova 41
- Yushkin Readings – 2016
..... 42

Dear Colleagues!

We invite authors to our updated website http://geo.komisc.ru/vestnik/submit_online, where you can submit papers and required documents online for the editorial board, add, edit and correct documents, promptly receive requests from the editorial board and answer them, monitor the stages of the paper progress in real time. The editorial board informs the author by e-mail about the stages of the paper progress in the online mode.

The articles are reviewed anonymously.

If you have questions, email us: vestnik@geo.komisc.ru

"Vestnik" is waiting for you with your new and unique materials and fundamental papers!

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Editor T. M. Beznosova, **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 Voytekhevsky, Apatity, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Nikolay N. Gerasimov, Moscow, Russia
Grigory N. Kablis, 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, Brasil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Dmitry V. Paragin, Ukhta, Russia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia



СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И КОНОДОНТЫ КАРСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ КАРБОН) АМДЕРМИНСКОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО ПАЙ-ХОЯ

А. В. Журавлев¹, А. И. Герасимова²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
mipalaeontology@gmail.com

²ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург
jiiin-94@mail.ru

В статье даются строение разреза и конодонтовая характеристика карской свиты севера Карского сланцевого аллохтона. Карская свита залегает на верхнетурнейской силовыхинской свите и перекрывается нижнебашкирской карасиловской свитой. Верхняя часть силовыхинской свиты охарактеризована позднетурнейскими конодонтами. Нижние пачки карской свиты представлены карбонатными градационными циклитами и содержат ранневизейские комплексы конодонтов, а большая часть свиты сложена пелитоморфными и тонкодетритовыми известняками с прослоями мраморизованных карбонатов и отвечает конодонтовым зонам *bilineatus* — *bollandensis* верхнего визе – серпухова. Визейско-серпуховская граница проведена по исчезновению типично визейских форм. Разрез карской свиты на севере Пай-Хоя по литологической характеристике и мощности мало отличается от стратотипа. Биостратиграфические данные по конодонтам обосновывают поздневизейско-серпуховский возраст свиты и обеспечивают ее корреляцию с нижней частью болванской свиты карбонатного паравтохтона.

Ключевые слова: *Пай-Хой, стратиграфия, карская свита, конодонты.*

SEQUENCE COMPOSITION AND CONODONTS OF THE KARA FORMATION (LOWER CARBONIFEROUS) OF THE AMDERMA DISTRICT OF THE NORTHERN PAY-KHOY

A. V. Zhuravlev¹, A. I. Gerasimova²

¹Institute of Geology Komi SC UrB RAS, Syktyvkar

²Polargeo Inc., St-Petersburg

The Kara Shale allochthone of the Pay-Khoy comprises the Middle Paleozoic bathyal deposits. The siliceous and clayey rocks are characteristic for the deposits. The specific feature of the Kara Formation is its carbonate composition. The formation overlays the Late Tournaisian Silovayakha Formation and overlaid by the Karasolova Formation of the Early Bashkirian age. The Kara Formation comprises stratigraphical interval from the Visean through Serpukhovian. The lower part of the formation is composed of carbonate turbidites and contains allochthonous conodont associations including Early Visean *Idiopriodontus healdi* (Roundy). The middle part of the formation, mainly composed of micritic carbonates, is characterized by the Late Visean conodont association dominated by *Gnathodus prae bilineatus* Belka, *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Lochriea commutata* (Branson et Mehl), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler). Absence of the advanced species of *Lochriea* makes it impossible to detect the Visean/Serpukhovian boundary precisely. The Serpukhovian part of the formation is composed of micritic and hydrothermal carbonates. The Lower Serpukhovian conodont associations are poor. The upper part of the Kara Formation contains the Late Serpukhovian conodonts, including *Gnathodus bollandensis* (Higgins et Bouckaert). In general *Lochriea commutata*, *Pseudognathodus*, and *Gnathodus bilineatus* group dominate the taxonomically poor conodont associations of the Kara Formation. The sequence, thickness (about 180 m) and age of the Kara Formation of the Amderma District are similar to those of the type section of the formation. The lower part of the Kara Formation is correlated with the gap in the bottom of the Bolvansky Formation of the carbonate parautochton, and the upper part – with the lower part of the Bolvansky Formation.

Keywords: *Pay-Khoy, stratigraphy, Kara Formation, conodonts.*

Введение

Карский сланцевый аллохтон Пай-Хоя характеризуется в среднепалеозойской части разреза развитием батинальных комплексов, сложенных преимущественно кремнисто-глинистыми породами. На этом фоне выделяется существенно карбонатный интервал разреза, сопоставляемый с визейским и серпуховским ярусами. Этот интервал был выделен в качестве карской свиты [7]. Ее разрез хорошо изучен в типовом районе, в широтном течении реки Кара [9, 1, 2, 7]. Здесь с карской свитой связаны гидротермальные

и гидротермально-осадочные проявления и месторождение барита [9, 10]. В северных районах Пай-Хоя (Амдерминский район) разрезы карской свиты изучены хуже. В этом районе данные отложения в разные годы исследовались Ю. Н. Ромашкиным [8], Н. В. Калашниковым и др. [6], А. А. Беляевым преимущественно в связи с наложенной флюоритовой минерализацией [8]. Наиболее полная литологическая и биостратиграфическая характеристика приведена в работе Н. В. Калашникова с соавторами [6], где рассмотрены результаты изучения разреза

верхней части карской свиты на руч. Флюоритовый (другие названия — руч. Ромашкина, р. Пэтарка), дана обобщенная вещественная характеристика и обоснование возраста по отдельным находкам фораминифер и конодонтов. Следует отметить, что с современных позиций приведенные в этой работе списки микрофауны (фораминиферы и конодонты) и известковых водорослей не обосновывают выделение ярусов и горизонтов, а лишь характеризуют поздневизейско-серпуховский возраст рассматриваемой части разреза [4].

Цель данной работы состоит в характеристике разреза карской свиты и уточнении ее возраста в Амдерминском районе по результатам работ, проведенных авторами в рамках ГДП-200 территории листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь) в 2013—2014 гг.

Методы исследования

Разрезы карской свиты были изучены в бассейне реки Песчаной, а также в окрестностях озер Хардто и Песчаное (рис. 1). Так как район характеризуется сложным складчато-надвиговым строением и посредственной обнаженностью, составление полного сводного разреза и точная оценка мощностей представляла собой сложную задачу, которая решалась как с помощью структурных и литостратиграфических построений, так и с использованием биостратиграфического метода.

Карская свита подстилается силеваяхинской, самая верхняя часть которой зафиксирована во фрагментарных выходах на левом притоке р. Песчаной (т.н. 2054, рис. 1) и представлена известняками кремнистыми, тонкодетритово-пелитоморфными, серыми, субгоризонтально-

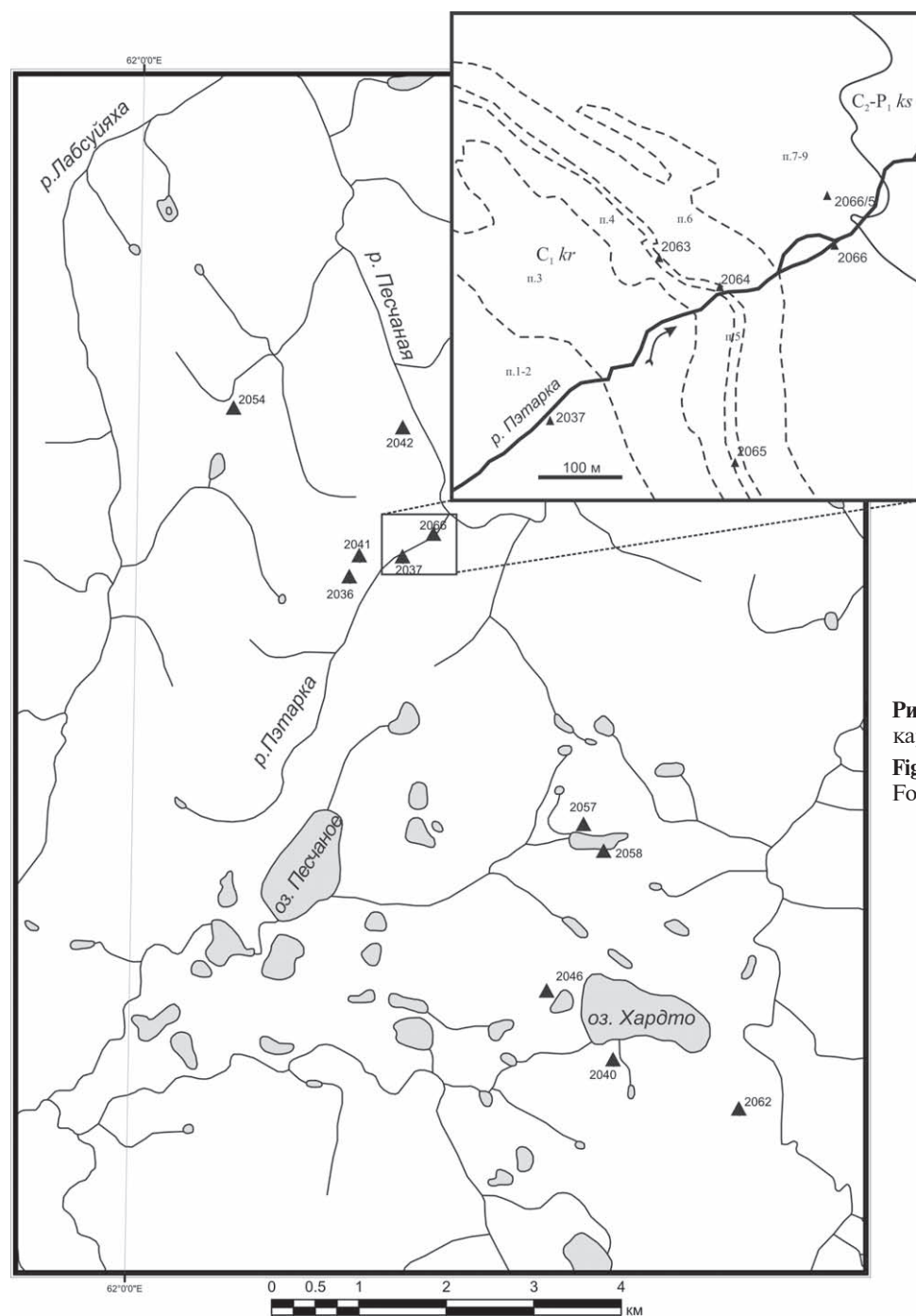


Рис. 1. Схема расположения разрезов карской свиты в Амдерминском районе
Fig. 1. Schematic map of the Kara Formation localities in the Amderma District



слоистыми, с рассеянным мелким детритом и плохо оформленными кремнисто-карбонатными стяжениями темно-серого цвета. Отложения датированы поздним турне (конодонтовая зона *Scaliognathus anchoralis*) по находкам конодонтов *Scaliognathus anchoralis europensis* Lane et Ziegler, *Doliognathus latus* Branson et Mehl и *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl.

Нижняя часть карской свиты в рассматриваемом районе обнажена плохо. Ее фрагментарные выходы мощностью первые метры (т. н. 2046, видимая мощность 4.5 м) отмечены в районе оз. Хардто (рис. 1), где вскрываются известняковые градационные циклиты от известняка среднемелкодетритового, серого, волнистого косослойчатого, с гиероглифами в подошве (гиероглифы ориентированы по азимуту 170°) до известняка глинистого или до аргиллита известкового, темно-серого, тонкодетритово-пелитоморфного с рассеянным мелким детритом, полого-волнистослойчатого. Мощности циклитов сокращаются вверх по разрезу от 0.9 м до 0.2—0.5 м. В верхних циклитах — редкие кремнистые стяжения овальной формы до 3—5 см. Отложения, интерпретируемые как дистальные турбидиты, охарактеризованы переотложенными комплексами конодонтов с *Gnathodus* cf. *delicatus* Branson et Mehl, *Lochriea commutata* (Branson et Mehl), *Hindeodus scitulus* (Hinde), *Gnathodus semiglaber* Bischoff, *Gnathodus remus* Meischner et Nemirovska, *Gnathodus praebilineatus* Belka.

Более полный разрез нижней части карской свиты вскрывается в нижнем течении р. Салемпэха (левый приток р. Песчаной, т. н. 2087, N 69.67638889° E 61.96880556°). Здесь мощность последовательности, сложенной глинисто-карбонатными градационными циклитами, составляет около 60 м. Гиероглифы в подошвах градационных циклитов ориентированы по азимуту 135°.

Выше разрез карской свиты хорошо обнажен на р. Пэтарке и на левобережье р. Песчаной (т. н. 2040, 2036, 2037, 2042; рис. 1). На р. Пэтарке и восточнее оз. Песчаное вскрываются самые верхние горизонты карской свиты и низы перекрывающей карасиловской свиты (т. н. 2037, 2057; рис. 1).

С учетом данных по разрезам на реках Салемпэха, Пэтарка и в районе озер Хардто и Песчаное сводный разрез карской свиты в Амдерминском районе представлен следующими пачками (рис. 2):

1. Пачка карбонатных градационных циклитов, состоящих из известняка серого до темно-серого, кремнистого, тонко- или мелкодетритового, волнистослойчатого и известняка темно-серого, слабоглинистого, пелитоморфного, горизонтально-слоистого. Мощность циклитов варьирует от 0.2 м до 1.8 м, снижаясь вверх по разрезу. Мощность пачки около 60 м. По характерным текстурно-структурным последовательностям цикла Боума отложения интерпретируются как дистальные турбидиты. В нижней части пачки обнаружены конодонты *Idioprioniodus healdi* (Roundy) и *Mestognathus beckmanni* Bischoff, характерные для ранневизейско-серпуховского интервала, а верхняя часть пачки охарактеризована комплексом конодонтов *Pseudognathodus symmutatus* (Rhodes, Austin et Druce), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), *Gnathodus remus* Meischner et Nemirovska, *Gnathodus praebilineatus* Belka и *Kladognathus* sp.

2. Известняки кремнистые, пелитоморфно-тонкодетритовые, со слабо проявленной градационной сортировкой (мощность градационных циклитов 0.1—0.3 м), субпараллельно-слоистые, в нижней части — с глини-

стыми прослоями и примазками. В верхней части обычны кремнистые стяжения и пояски темно-серого цвета. Мощность пачки около 40 м. Тектурно-структурные характеристики позволяют отнести отложения к крайне дистальным турбидитам или контуритам. По комплексам конодонтов, включающим *Gnathodus praebilineatus* Belka, *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Gnathodus girtyi* Hass, *Hindeodus cristulus* (Youngquist et Miller), *Lochriea commutata* (Branson et Mehl), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), *Pseudognathodus symmutatus* (Rhodes, Austin et Druce), *Idioprioniodus* sp., *Kladognathus* sp., отложения сопоставляются с верхневизейским подъярусом.

3. Известняки строматолитоморфные и сферовые («глазковые»), чередующиеся с пелит-тонкодетритовыми кремнистыми известняками, иногда со слабо проявленной градационной сортировкой. Мощность пачки около 20—25 м. Строматолитоморфные и сферовые известняки интерпретируются как глубоководные микробные постройки [1], а кремнистые известняки, вероятно, представляют собой фоновые пелагические осадки. По конодонтам *Gnathodus praebilineatus* Belka, *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Gnathodus girtyi* Hass, *Lochriea commutata* (Branson et Mehl), *Pseudognathodus symmutatus* (Rhodes, Austin et Druce) отложения соответствуют верхневизейскому подъярису.

4. Кремнистые известняки и силициты темно-серые и серые с глинистыми примазками, субпараллельно-слоистые. Редкие прослои сферовых («глазковых») и строматолитоморфных известняков. Мощность пачки 8—9 м. Отложения, вероятно, сформировались за счет фоновой пелагической седиментации. Сферовые и строматолитоморфные известняки, скорее всего, отвечают микробным матам. По конодонтам большая часть пачки соответствует верхневизейскому подъярису (комплексы с *Gnathodus praebilineatus* Belka, *Gnathodus meischneri* Austin et Husri, *Idioprioniodus* sp.), верхи пачки, вероятно — нижнесерпуховскому подъярису (обедненные комплексы конодонтов с *Gnathodus bilineatus* (Roundy) и *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler)).

5. Известняковые конглобрекции и брекчиевидные карбонаты с «линзовидными» прослоями строматолитоморфных известняков, интерпретируемые как палеогидротермальный комплекс типа «белых курильщиков» [3]. Мощность пачки 3—4 м. Единичные находки поздневизейско-серпуховских конодонтов *Gnathodus girtyi intermedius* Globensky.

6. Строматолитоморфные известняки, переходящие вверх по разрезу в пелитоморфно-тонкодетритовые, кремнистые, с кремнистыми стяжениями и поясками. Мощность пачки 10—12 м. Отложения интерпретируются как микробные образования, сменившиеся результатом фоновой пелагической седиментации. По конодонтам нижняя часть пачки соответствует нижнесерпуховскому подъярису (комплексы конодонтов с *Lochriea commutata* (Branson et Mehl), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), *Gnathodus* cf. *bilineatus* (Roundy) и переотложенными *Cavusgnathus convexus* (Rexroad), верхи пачки — верхнесерпуховскому подъярису с конодонтами *Gnathodus girtyi collinsoni* Rhodes, Austin et Druce, *Gnathodus bollandensis* (Higgins et Bouckaert), *Lochriea commutata* (Branson et Mehl).

7. Строматолитоморфные известняки, часто окварцованные, мраморизованные, переходящие вверх по разрезу известняки тонкодетритовые с гнездами мелкого детрита,

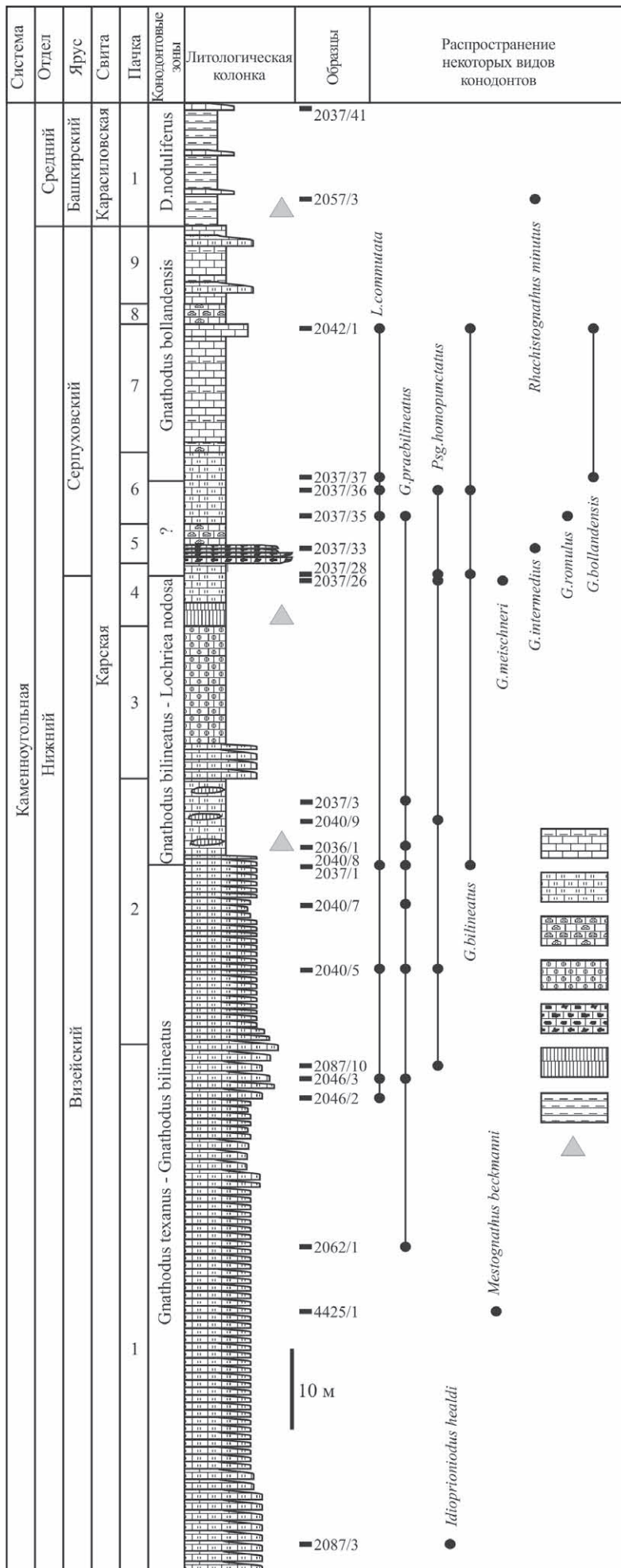


Рис. 2. Сводная колонка и распределение конodontов в карской свите Амдерминского района: 1 — известняки глинистые; 2 — известняки кремнистые; 3 — известняки микробриальные; 4 — известняки «глазковые»; 5 — известняки «глазковые»; 6 — известняки «глазковые»; 7 — аргиллиты; 8 — уровни трансгрессий

Fig. 2. Generalized stratigraphic column of the Kara Formation of the Amderma District: 1 — clayey limestone; 2 — cherty limestone; 3 — microbial limestones; 4 — limestones containing calcite spheres; 5 — carbonate breccias; 6 — silicites; 7 — argillites; 8 — transgression levels



серые до темно-серых, волнистослойчатые до комковатых с углеродисто-глинистыми примазками. Мощность пачки до 14–16 м.

8. Строматолитоморфные известняки, часто окварцованные, мраморизованные. Строматолитоморфные корки формируют общую линзовидно-крупнобугристую текстуру слоя, которая становится более пологой и прерывистой у кровли. Текстура подчеркнута окварцеванием. В средней части пачки отдельные округлые и линзовидные выделения белого кристаллического кальцита размером до 5 см. Мощность пачки 2–3 м. Отложения 7-й и 8-й пачек могут рассматриваться как переработанные вторичными процессами глубоководные микробные постройки [1].

9. Известняки глинистые тонкодетритовые с градационными (от мелкодетритового в нижней части до тонкомелкодетритового в верхней части циклита) известняковыми циклитами, интерпретируемые как дистальные турбидиты. Мощность пачки около 7–8 м. Единичная находка конодонтов плохой сохранности — *Gnathodus* sp.

Общая мощность карской свиты в Амдерминском районе около 180 м, что несколько меньше мощности свиты в стратотипе (190–200 м).

Карская свита согласно перекрывается черноцветной кремнисто-глинистой пачкой карасиловской свиты (C_2-P_1 ks), датированной по комплексам коно-

донтов (*Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves), *Rhachistognathus minutus* (Higgins et Bouckaert)) ранним башкиром (т. н. 2057 и 2037, рис. 1) [4].

Обсуждение результатов

Находки конодонтов в карской свите рассматриваемого района редки, из 85 отобранных образцов только в 23 обнаружены определяемые конодонтовые элементы. Характерные формы изображены на рис. 3, а распределение конодонтов по разрезу — в таблице. Таксономически бедные комплексы характеризуются преобладанием *Lochriea commutata*, представителей рода *Pseudognathodus* и группы *Gnathodus bilineatus*, что обычно для глубоководных отложений этого возраста. Практическое отсутствие скульптурированных представителей рода *Lochriea* делает невозможным зональное расчленение верхнего визе и точное проведение нижней границы серпуховского яруса по конодонтам.

Биостратиграфическая интерпретация конодонтовых комплексов усложняется широко развитым в нижней части свиты переотложением органических остатков. Состав аллохтонных органических остатков, среди которых присутствуют известковые водоросли, раковины бентосных фораминифер, обломки раковин брахиопод, мелкие рудозы и мшанки, позволяет предполагать, что источником карбонатного материала служил отшельный комплекс

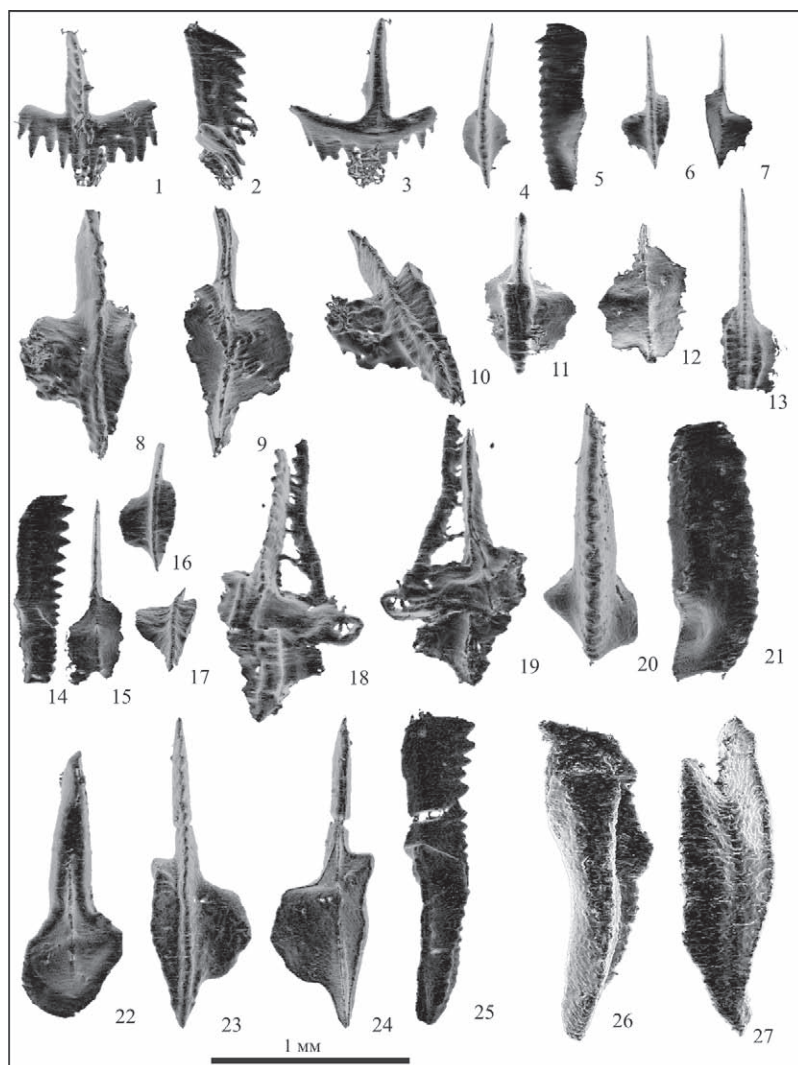


Рис. 2. Характерные конодонты силовых хинской, карской и карасиловской свит севера Пай-Хоя: 1–3 — *Scaliognathus anchoralis europensis* Lane et Ziegler, обр. 2054/1, верхняя часть силовых хинской свиты; 4, 5, 20–22 — *Lochriea commutata* (Br. et M.), 4, 5 — обр. 2040/5; 20–22 — обр. 2042/1, верхняя часть карской свиты; 6, 7 — *Gnathodus praebilineatus* Belka, обр. 2040/5; 8–10, 18, 19 — *Gnathodus bilineatus* (Roundy), 8–10 — обр. 2037/36, верхняя часть карской свиты; 18, 19 — обр. 2037/28, средняя часть карской свиты; 11, 12 — *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves), обр. 2037/41, нижняя часть карасиловской свиты; 13–15 — *Gnathodus meischneri* Austin et Husri, обр. 2037/26, средняя часть карской свиты; 16, 17 — *Gnathodus bollandensis* (Higgins et Bouckaert), обр. 2037/37, верхняя часть карской свиты; 23–25 — *Gnathodus Romulus* Meischner et Nemirovska, обр. 2037/35, верхняя часть карской свиты; 26, 27 — *Mestognathus beckmanni* Bischoff, обр. 4425/1, нижняя часть карской свиты

Fig. 3. Characteristic conodonts of the Silovayakha, Kara, and Karasilova formations of the North of the Pay-Khoy: 1–3 — *Scaliognathus anchoralis europensis* Lane et Ziegler, sample 2054/1, upper part of the Silovayakha Fm.; 4, 5, 20–22 — *Lochriea commutata* (Br. et M.), 4, 5 — sample 2040/5; 20–22 — sample 2042/1, upper part of the Kara Fm.; 6, 7 — *Gnathodus praebilineatus* Belka, sample 2040/5; 8–10, 18, 19 — *Gnathodus bilineatus* (Roundy), 8–10 — sample 2037/36, upper part of the Kara Fm.; 18, 19 — sample 2037/28, middle part of the Kara Fm.; 11, 12 — *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves), sample 2037/41, lower part of the Karasilova Fm.; 13–15 — *Gnathodus meischneri* Austin et Husri, sample 2037/26, middle part of the Kara Fm.; 16, 17 — *Gnathodus bollandensis* (Higgins et Bouckaert), sample 2037/37, upper part of the Kara Fm.; 23–25 — *Gnathodus Romulus* Meischner et Nemirovska, sample 2037/35, upper part of the Kara Fm.; 26, 27 — *Mestognathus beckmanni* Bischoff, sample 4425/1, lower part of the Kara Fm



Распределение конодонтов в карской свите

Table 1

Distribution of conodonts in Kara suite

Пачка	1					2						4				5		6			7	9	
Образец	2087/3	2062/1	2046/2	2046/3	2087/10	2040/5	2040/7	2040/8	2037/1	2036/1	2040/9	2037/3	2037/23	2037/26	2037/28	2037/29	2037/33-1	2062/3	2037/35	2037/36	2037/37	2042/1	2058/1
Таксон																							
<i>Cavusgnathus convexus</i>																				1			
<i>Gnathodus bilineatus</i>								1	1						2				1	2		1	
<i>Gnathodus bollandensis</i>																					3	1	
<i>Gnathodus cf. delicatus</i>			1																				
<i>Gnathodus collinsoni</i>																					1		
<i>Gnathodus girtyi</i>								2	1									1					
<i>Gnathodus intermedius</i>																	1						
<i>Gnathodus meischneri</i>														1									
<i>Gnathodus praebilineatus</i>		4		1		2	1		1	2		1											
<i>Gnathodus remus</i>				1																			
<i>Gnathodus romulus</i>																			1				
<i>Gnathodus semiglaber</i>				1																			
<i>Gnathodus sp.</i>				1			2	1	1	2											1		1
<i>Hindeodus cristulus</i>							1																
<i>Hindeodus scitulus</i>				1																			
<i>Idioproniodus healdi</i>	1																						
<i>Idioproniodus sp.</i>								1					1										
<i>Kladognathus sp.</i>					2	1		1	1		1												
<i>Lochriea commutata</i>			1	1		2			2										2	2	3	2	
<i>Lochriea sp.</i>		1							2							1		1		1	1		
<i>Pseudognathodus homopunctatus</i>					1	1					2			1	1					1			
<i>Pseudognathodus sp.</i>							1																
<i>Pseudognathodus symmutatus</i>					1	1			2	3													

края шельфа, наблюдаемый в разрезах Пай-Хойского карбонатного паравтохтона [5]. При этом нижняя пачка карской свиты, скорее всего, является коррелянтом размыта на границе лымбадьяхинской и болванской свит паравтохтона. Эта пачка по стратиграфическому положению и комплексам конодонтов с *Idioproniodus healdi* (Roundy) в нижней части и *Gnathodus remus* Meischner et Nemirovskaya, *Gnathodus praebilineatus* Belka, *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler) в верхней части датируется в интервале от раннего до начала позднего визе (конодонтовые зоны texanus и bilineatus).

Конодонтовые ассоциации вышележащих пачек не демонстрируют явных признаков переотложения, и могут рассматриваться как субавтохтонные. По находкам *Gnathodus praebilineatus* Belka, *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), *Gnathodus meischneri* Austin et Husri, *Gnathodus girtyi* Hass большая часть карской свиты (вторая, третья и значительная часть четвертой пачки), включающая баритовую и флюоритовую минерализацию, сопоставляется с верхневизейским подъярусом (конодонтовые зоны bilineatus и podosa). Верхняя часть свиты, для которой, как и в стратотипе, характерны три горизонта мраморизованных известняков, сопоставляется по конодонтам с серпуховским ярусом. Для нижнего подъяруса (пятая и нижняя часть шестой пачки) характерны обедненные комплексы конодонтов с *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Pseudognathodus*

homopunctatus (Ziegler), *Gnathodus intermedius* Globensky, а для верхнего серпухова — конодонты зоны bollandensis (комплексы с *Gnathodus collinsoni* Rhodes, Austin et Druce и *Gnathodus bollandensis* (Higgins et Bouckaert)).

В целом карская свита в Амдерминском районе охватывает стратиграфический интервал от нижневизейского до верхнесерпуховского подъяруса включительно. Подошва верхневизейского подъяруса, скорее всего, проходит в верхней части первой пачки и маркируется исчезновением глинистых прослоев на границах градационных карбонатных циклитов (сокращение глинистого стока вследствие начала средневизейской трансгрессии). Граница визейского и серпуховского ярусов проходит внутри четвертой пачки. Кровля свиты отвечает границе нижнего и среднего карбона.

История формирования карских отложений представляется следующим образом. В ранневизейское время происходило интенсивное накопление глинисто-карбонатных градационных циклитов, формировавшихся за счет мобилизации обломочного карбонатного материала в области отмелей края шельфа и его транспортировки на континентальный склон мутьевыми потоками. Ориентировка гиероглифов в подошвах градационных циклитов позволяет предполагать северо-северо-западный источник материала (в современных координатах). Интенсивный размыв в отмельной зоне (современный Пай-Хойский карбонатный паравтохтон), вероятно, был



вызван ранневизейской регрессией. Поздневизейская трансгрессия вызвала сокращение поступления материала из отмельной зоны и накопление преимущественно пелагических осадков. Максимум трансгрессии маркируется кремнистыми пелитоморфными известняками и силицитами в верхах второй и низах четвертой пачки (рис. 2). Следует отметить, что на фоне снижения поступления обломочного карбонатного материала ярко проявлены специфические глубоководные микробиальные органогенные постройки (иловые холмы и строматолиты), сложенные «глазковыми» и строматолитоморфными известняками [1, 2]. В конце позднекарского времени отмечаются следы позднесерпуховской регрессии — появление мелкодетритовых карбонатных турбидитов. Начало среднекаменноугольной эпохи (раннекарасиловское время) маркируется углублением бассейна и увеличением приноса глинистого материала (рис. 2).

Заключение

Разрез карской свиты в Амдерминском районе по литологической характеристике, мощности и генезису мало отличается от стратотипа. Биостратиграфические данные по конодонтам обосновывают поздневизейско-серпуховский возраст свиты и обеспечивают ее корреляцию с нижней частью болванской свиты карбонатного паравтохтона.

Авторы выражают признательность генеральному директору ЗАО «Поляргео» Д. В. Зархидзе за предоставленную возможность публикации материалов.

Литература

1. Беляев А. А., Семенов Г. Ф. Генетические особенности серпуховских карбонатных отложений сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана: Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 67. Сыктывкар, 1988. С. 51—61.
2. Беляев А. А., Семенов Г. Ф., Суханов Н. В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород сланцевой зоны Пай-Хоя // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР: Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 44. Сыктывкар, 1983. С. 53—54.
3. Еременко Н. М., Попов В. В., Журавлёв А. В. Раннекаменноугольные «белые курильщики» северо-восточного Пай-Хоя / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 2013. С. 46—49.
4. Журавлев А. В. Конодонты карбона Амдерминской площади северо-восточного Пай-Хоя // Современная микропалеонтология: Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания, Калининград, 2015. С. 54—57.
5. Журавлев А. В., Герасимова А. И., Вевель Я. А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 4. С. 8—13.
6. Калашников Н. В., Михайлова З. П., Чеусова Г. Н. Стратиграфия каменноугольных отложений реки Песчаной (Северо-Восточный Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР: Тр. ИГ КФАН СССР. Вып. 37. Сыктывкар, 1981. С. 53—57.
7. Микляев А. С. Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Тезисы всероссийской геол. конф. Сыктывкар, 1994. Т. 1. С. 170—173.
8. Ромашкин Ю. Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопроявлений в бассейне р. Песчаной // Рудообразование на Тимане и севере Урала: Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 34. Сыктывкар, 1981. С. 44—53.
9. Юдович Я. Э. Пай-хойский геохимический феномен (горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba) // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР: Тр. ИГ КФАН СССР. Вып. 28. Сыктывкар, 1978. С. 21—26.
10. Юшкин Н. П., Складнева В. М., Боболович Г. Н. Минералогия и генетические особенности баритовых месторождений Пай-Хоя // Региональная минералогия и генезис минералов Сыктывкар, 1975. С. 71—88. (Тр. ИГ КФАН СССР; вып. 21).

References

1. Belyaev A. A., Semenov G. F. *Geneticheskie osobennosti serpuhovskikh karbonatnykh otlozhenii slantsevoi zony Pai-Hoya* (Genetical features of serpuhovian carbonates of shale zone of Pay-Khoy). *Litologiya karbonatnykh porod severa Urala, Pai-Hoya i Timana*. Trudy IG Komi SC UB USSRAS, No. 67, Syktyvkar, 1988, pp. 51—61.
2. Belyaev A. A., Semenov G. F., Suhanov N. V. *Izotopnyi sostav kisloroda i ugleroda karbonatnykh porod slantsevoi zony Pai-Hoya* (Isotope composition of oxygen and carbon of carbonates of shale zone of Pay-Khoy). *Geologiya i poleznye iskopaemye Severo-Vostoka evropeiskoi chasti SSSR*. Trudy IG KFASS USSR, Vyp. 44, Syktyvkar, 1983, pp. 53—54.
3. Eremenko N. M., Popov V. V., Zhuravlev A. V. *Rannekamennougolnye «belye kurilshchiki» severo-vostochnogo Pai-Hoya* (Early Carboniferous white smokers of North-Eastern Pay-Khoy). *Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta*, No. 22, Syktyvkar, 2013, pp. 46—49.
4. Zhuravlev A. V. *Konodonty karbona Amderminskoi ploschadi severo-vostochnogo Pai-Hoya* (Conodonts of Carboniferous Amderma area of North-Eastern Pay-Khoy). *Sovremennaya mikropaleontologiya*. Proceedings, Kaliningrad, 2015, pp. 54—57.
5. Zhuravlev A. V., Gerasimova A. I., Vevel Ya. A. *Mestnaya stratigraficheskaya shema verhnedevisko-srednekamennougolnogo intervala severa Pai-Hoiskogo karbonatnogo paravtohtona* (Local stratigraphic map of Upper Devonian-Middle Carboniferous interval of Northern Pay-Khoy carbonate parautochthone). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, No. 4, 2015, pp. 8—13.
6. Kalashnikov N. V., Mihailova Z. P., Cheusova G. N. *Stratigrafiya kamennougolnykh otlozhenii reki Peschanoi* (Severo-Vostochnyi Pai-Hoi) (Stratigraphy of Carboniferous rocks of Peschanaya river (North-Eastern Pay-Khoy)). *Stratigrafiya paleozoya severo-vostoka evropeiskoi chasti SSSR*, Trudy IG KFASS USSR, No. 37, Syktyvkar, 1981, pp. 53—57.
7. Miklyaev A. S. *Stratigrafiya i perspektivy rudonosnosti paleozoiskikh otlozhenii Lemvinskoi zony yugo-vostochnogo Pai-Hoya* (Stratigraphy and perspectives of ore content



of Paleozoic Lemva zone of South-Eastern Pay-Khoy). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii*. Syktyvkar, 1994, pp. 170–173.

8. Romashkin Yu. N. *Zakonomernosti lokalizatsii, mineralnyi sostav i usloviya obrazovaniya flyuoritoproyavlenii v basseine r. Peschanoi* (Rules of localization, mineral composition and formation conditions of fluorite shows in Peschanaya river basin). *Rudoobrazovanie na Timane i severe Urala. Pai-Hoya*. Trudy IG KFAS USSR, No. 34, Syktyvkar, 1981, pp. 44–53.

9. Yudovich Ya. E. *Pai-Hoiskii geohimicheskii fenomen (gorizont vizeiskih izvestnyakov, obogashchennyh Sr i Ba)* (Pay-

Khoy geochemical phenomenon (Visean Sr- Ba-enriched limestones)). *Geologiya i poleznye iskopaemye Severo-Vostoka evropeiskoi chasti SSSR*. Trudy IG KFAS USSR, No. 28. Syktyvkar, 1978, pp. 21–26.

10. Yushkin N. P., Sklyadneva V. M., Bobolovich G. N. *Mineralogiya i geneticheskie osobennosti baritovykh mestorozhdenii Pai-Hoya* (Mineralogy and genetical features of barite deposits of Pay-Khoy). *Regionalnaya mineralogiya i genezis mineralov*. Syktyvkar, 1975, pp. 71–88.



МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Д. О. Ожогин

Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», Москва
ozhogindenis@yandex.ru

Коренные золотосульфидные, золотосульфидно-кварцевые и золотокварцевые руды представляют сегодня промышленный интерес, поэтому информация об их составе и строении важна и актуальна.

Объектом исследования являлись полиминеральные золотосульфидные руды месторождения Маломыр (Дальний Восток), исследованные комплексом минералогических методов (оптическая и электронная микроскопия, рентгенография). Золотосодержащие минералы пирит и арсенопирит представлены несколькими генерациями, отличающимися кристалломорфологическими особенностями, микростроением, составом, микропарагенезисами, концентрацией золота. Установлена форма нахождения тонкодисперсного золота, характер взаимоотношения с другими минералами, приуроченность его ко второй минеральной ассоциации.

Ключевые слова: *золотосульфидные руды, пирит, арсенопирит, самородное золото, минеральная ассоциация, генерация, микропарагенезис, рудная стадия.*

MINERALOGY OF MALOMYR GOLD-SULPHIDE DEPOSIT (FAR EAST)

D. O. Ozhogin

Moscow branch of RGRI, Moscow

Today native gold-sulfide, gold-sulfide-quartz and gold-quartz ores represent definite industrial interest, therefore (information) about their composition and structure is important and relevant.

Polyminal gold-sulfide ores of Malomyr deposit (Far East) have been studied by the modern mineralogical techniques complex, i.e. optical and electron microscopy, radiography. Gold-bearing minerals pyrite and arsenopyrite are represented by several generations differing in crystal morphology features, microstructure, composition, microparagenesis and gold content. We identified disperse gold forms, fixed in the second mineral association and their relationship with other minerals of the deposit.

Keywords: *Gold-sulfide ores, pyrite, arsenopyrite, native gold, mineral association, generation, microparagenesis, ore stage.*

Введение

Перспективы освоения отечественных коренных месторождений золота связывают с золотосульфидными, золотосульфидно-кварцевыми и золотокварцевыми рудами. Лидирующее положение среди них занимают золотосульфидные руды, в которых металл присутствует преимущественно в тонкодисперсной форме в сульфидах (пирите, халькопирите, пирротине, арсенопирите и т. д.). Сложность минерального состава золотосульфидных руд определяет необходимость глубокого минералогического изучения не только золота (форм его нахождения, особенностей состава и строения, характера распределения), но и золотосодержащих минералов и ассоциаций, а также вмещающих пород. Всесторонняя информация об особенностях руд позволяет разрабатывать поисково-оценочные минералогические критерии и определять технологии их обогащения и переработки.

Объект и методы исследования

Золоторудное месторождение Маломыр расположено в Селемджинском районе Амурской области в 80 км к западу от районного центра п. Экимчан и в 100 км западнее Токурского месторождения.

Месторождение Маломыр входит в состав Верхнеселемджинского золотоносного района, занимающего западную часть Приохотского звена Амурской геосинклинально-складчатой системы. В плане региональных структур Маломырское руд-

ное поле находится в западной части Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны, объединяющей метаморфизованные в филлитовой и зеленосланцевой фациях вулканогенные и терригенные образования палеозоя, дислоцированные в систему линейных, купольных и межкупольных складчатых структур. Рудные тела представляют собой зоны прожилковой, прожилково-вкрапленной и вкрапленной золотосульфидной, тонкопрожилковой и прожилково-сетчатой золотокварцевой минерализации, приуроченной к неравномерно метасоматически преобразованным породам с незначительной примесью органического вещества (до 1 %). Содержание сульфидов варьирует от 2 до 12 % (на наиболее глубоких горизонтах первичных руд). Золотосульфидное оруденение локализовано во внутренних частях ореолов развития кварцсерцитовых метасоматитов, распространение которых контролируется многочисленными тектоническими нарушениями и приурочено главным образом к интенсивно раздробленным, часто брекчированным образованиям [4].

Отличительной чертой современной минералогии руд золота можно считать переход к исследованиям минералов на уровне микронаноразмерности [7, 9], позволяющим установить форму нахождения золота, определить анатомию минеральных индивидов, количественно оценить типоморфные признаки золотосодержащих минералов. Поэтому основной упор был сделан на изучение состава и строения рудных минералов и руд



в целом методами аналитической электронной микроскопии, которые сегодня являются не только основными методами фундаментальных исследований, но и аналитическими и контрольно-измерительными методами при изучении тонкодисперсных объектов [8]. Исследования проводились на растровом электронном микроскопе Tesla-301B (Словакия) с микрорентгеноспектральной приставкой и на просвечивающих электронных микроскопах Tesla-540B (Словакия) и Tescan-12B (Голландия). Идентификация минеральных фаз осуществлялась микродифракционным методом.

Электронно-микроскопическому изучению минералов и руд предшествовало их исследование методами оптической микроскопии (световой исследовательский микроскоп Leica RD DM, Германия) и рентгенографии (рентгеновский дифрактометр X Pert PRO, Голландия).

Результаты и их обсуждение

Золотосульфидные руды месторождения Маломыр по своему образованию полигенны. Современный облик руд сформировался в результате гидротермально-метасоматического процесса и последующих преобразований [3, 4, 6]. Гидротермально-метасоматическая минерализация, являющаяся рудной, представлена рассеянной и гнездовидной вкрапленностью, прожилками разного вида и мощности, линзами сульфидов и жильными образованиями разного состава. В связи с этим руды характеризуются сложными взаимоотношениями слагающих их минеральных агрегатов, разновременными минеральными ассоциациями и генерациями рудных минералов, типом распределения в них самородного золота. При этом руды являются полиминеральными, состоящими из 80 минералов.

Изучение текстурно-структурного рисунка руд, изменяющегося под воздействием гидротермально-метасоматического процесса, позволило выделить три рудные минеральные ассоциации рудной стадии: марказит-пиритовую, сфалерит-пирит-арсенипиритовую и пирит-арсенипиритовую.

Марказит-пиритовая минеральная ассоциация наблюдалась в нижних горизонтах всех изученных скважин. Вмещающие породы представлены кварцевыми и серицит-кварцевыми метасоматитами.

Руды имеют мелко- и тонковкрапленную текстуру, иногда отмечаются почковидные выделения пирита, размер которых не превышает 0,01 мм. Структура руд фрамбоидная, колломорфная (реликтовая) и гранобластовая. Руды в разной степени катаклазированы и брекчированы, поэтому для них в целом характерны структуры смятия, дробления, катаклаза, развалыцевания.

Главным рудным минералом ассоциации является пирит 1-й генерации. В подчиненном количестве присутствуют пирротин, марказит, сфалерит (марматит), халькопирит, магнетит, титано-магнетит. Обнаружены единичные агрегаты рутил-анатаз-ильменитового состава с четко выраженной ильменитовой решеткой. Методами электронной микроскопии и рентгенографии обнаружены и диагностированы **сульфиды** — макинавит FeNi_9S_8 , миллерит NiS , бравоит FeNiS_2 , хизлевудит Ni_3S_2 , катипирит CoFeNiS_2 ; **арсениды** — никелин NiAs , леллингит FeAs_2 , раммельсбергит NiAs_2 ; **сульфоарсениды** — герсдорфит NiAsS , кобальтин CoAsS , образующие микро- и нановключения в пирите.

Пирит 1-й генерации представлен тонкой сыпьевидной и пылевидной вкрапленностью с явно выражен-

ной тенденцией к сегрегации, реже присутствуют почковидные образования. В ассоциации с пиритом всегда отмечается марказит. Сопоставляя отдельные фрагменты и детали структурной перегруппировки пирита, можно говорить о его последовательной перекристаллизации — от беспорядочно тонкорассеянных зерен («пыли») до индивидов с четкими кристаллографическими очертаниями, что приводит к образованию гранобластовых агрегатов.

Установлено, что пирит 1-й генерации имеет нестехиометрический состав. Содержание железа (46.46–46.98 %) и серы (52.17–52.90 %) в пирите варьирует в незначительных пределах. Отношение серы и железа изменяется от 1.95 до 1.99, т.е. отмечается явный дефицит серы, обусловленный, очевидно, низкой активностью серы в минерализующем растворе и избытком катиононосителей. Нередко пирит-1 содержит мышьяк (0.01–0.02 %), в основном связанный с включениями арсенидов и сульфоарсенидов нанометрической размерности. Он отличается наиболее высоким содержанием кобальта (0.4–0.2 %) по отношению к пириту других генераций и постоянным присутствием никеля (0.01 %). Установлено, что кобальт и никель не только изоморфно входят в структуру минерала, но и присутствуют в виде микронановключений сафлорита, раммельсбергита, герсдорфита. Отношение кобальта к никелю в пирите 1-й генерации всегда больше 1. Содержание меди (0.03–0.08 %) и цинка (0.03 %) связано с микровключениями халькопирита и сфалерита соответственно.

Сфалерит-арсенипирит-пиритовая минеральная ассоциация наиболее распространена в рудах, с ней связана основная часть золота. Она присутствует во всех изученных скважинах. Вмещающие породы — метасоматиты типа березитов. Вкрапленные руды характеризуются гнездо- и пятновидными обособлениями пирита 2-й и арсенипирита 1-й генераций. Структура руд гранобластовая, порфиробластовая.

Главными рудными минералами 2-й минеральной ассоциации являются пирит 2-й генерации и арсенипирит 1-й генерации. В резко подчиненном количестве, обычно в виде включений в главных рудных минералах присутствуют сфалерит 2-й генерации (клеюфан) и халькопирит 2-й генерации. Методами электронной микроскопии и рентгенографии обнаружены **арсениды и сульфоарсениды Ni, Co**, среди которых преобладают Co-кобальтин (CoAsS) и коринит (NiCo(AsSb)S), а также **As-разновидность блеклых руд** — теннантит ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$), образующие тонкие включения в рудных минералах.

Пирит 2-й генерации и арсенипирит 1-й генерации представлены в основном порфиробластическими выделениями (рис.1). Порфиробластические выделения пирита-2, имеющие идиоморфную форму и достигающие 1 мм в диаметре, насыщены включениями минералов, что приводит к образованию ситовидных зерен.

Метасоматический генезис порфиробластических выделений пирита-2 подтверждают каемки обрастания — стебельчатые, ленточные, чешуйчатые, волокнистые агрегаты, состоящие из кварца, слюды с переменным содержанием анкерита и альбита. Рост агрегатов связан с перекристаллизацией вмещающей породы вокруг пирита при одностороннем давлении, т.е. новообразованием в «тенях давления».

Выявлено, что пирит 2-й генерации также имеет нестехиометрический состав: содержание железа равно 44.05–45.10 %, серы — 53.10–53.85 %.

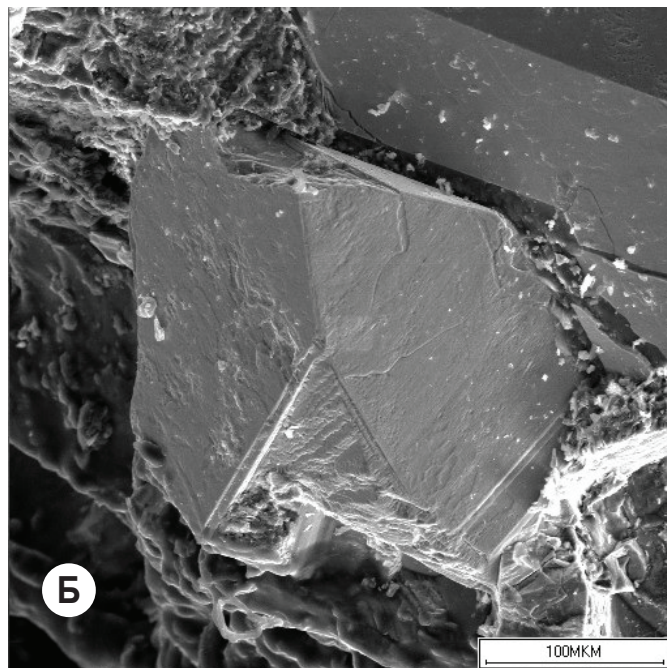
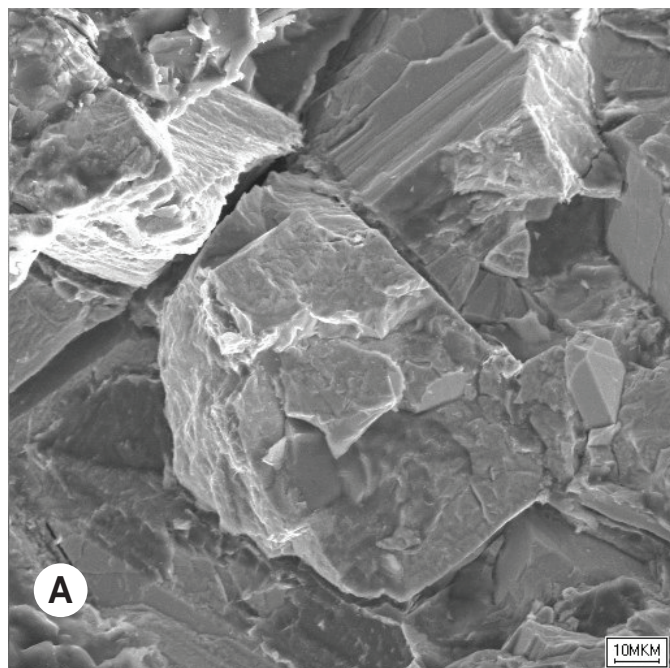


Рис. 1. А. Сrostок пирита 2-й генерации и арсенопирита 1-й генерации. Б. Кристалл арсенопирита 1-й генерации. РЭМ
Fig. 1. A. Aggregate of 2nd generation pyrite and 1st generation arsenopyrite. Б. Crystal of 1st generation arsenopyrite. SEM

Он отличается избытком серы и постоянным присутствием изоморфной примеси мышьяка, в отличие от пирита 1-й генерации. Отношение серы к железу составляет 2.07–2.10. Вероятно, избыток серы связан с ее приносом гидротермальными растворами. Присутствие мышьяка (0.04–0.08 %) обусловлено не только изоморфным вхождением в структуру пирита, но и замещением пирита арсенопиритом 1-й генерации. Минерал характеризуется наиболее высоким содержанием никеля (0.03–0.09 %): содержание кобальта в нем составляет 0.03–0.06 %. Установлено, что Ni и Co в незначительном количестве входят в структуру пирита, а в основном образуют собственные фазы – кобальтин и коринит. В пирите 2-й генерации присутствуют цинк (0.07–0.1 %), входящий в состав сфалерита, медь, связанная с микровключениями халькопирита и теннантита, идентифицированного микродифракционным анализом.

Арсенопирит 1-й генерации присутствует в виде метакристаллов размером от 0.01 до 0.2 мм в ассоциации с пиритом 2-й генерации. Отличительным признаком арсенопирита 1-й генерации является правильная форма кристаллов – псевдоромбоэдральная, реже бипирамидально-таблитчатая и короткопризматическая (рис. 2). Нередко фиксируется наличие крестообразных и звездчатых двойников и тройников. Арсенопирит 1-й генерации содержит значительное количество микровключений рудных и породообразующих минералов. Для метакристаллов арсенопирита-1 также типичны каемчатые ободки, сформированные слюдой и кварцем в «тених давления».

Характерной особенностью является неравномерное замещение арсенопиритом-1 пирита. При этом образуются кристаллы панидиоморфной формы и метакристаллы арсенопирита-1. Электронно-микроскопическим анализом подтверждено, что кристаллы арсенопирита 1-й генерации зарождаются в пирите 2-й генерации.

Установлено, что арсенопирит-1 имеет нестехиометрический состав при неизменяющихся содержаниях железа (37.9 %), мышьяка (45.1 %) и серы (18.02 %). Для него характерен дефицит серы+мышьяка ($S + As/Fe = 1.734$),

обусловленный, очевидно, низкой активностью серы и мышьяка в минерализующем растворе, и избыток железа. Присутствие никеля (0.01–0.08 %), кобальта (0.01–0.04 %), меди (0.01 %) и цинка (0.07 %) обусловлено включениями коринита и кобальтина, сфалерита и теннантита. Невысокие содержания кремнезема и глинозема (порядка 3–5 %), оксидов кальция и калия (около 1 %) связаны с тонкими включениями породообразующих минералов, которые нередко удается диагностировать только методами электронной микроскопии.

Арсенопирит-пиритовая минеральная ассоциация присутствует только в верхнем горизонте отдельных скважин. Вмещающими являются метасоматические породы кварцевого, полевошпат-кварцевого и реже карбонатного состава. Руды имеют прожилково-вкрапленную текстуру. Прожилковые и гнездовидные рудные обособления достигают 20 мм. Рудные минералы представлены панидиоморфными и гипидиоморфными зернами различного размера, что определяет структурный рисунок руды. Интенсивная тектоническая переработка пород и мощное брекчирование обусловило широкое развитие брекчиевых и брекчиевидных текстур и катакlastических структур.

Главными рудными минералами являются арсенопирит-2, пирит-3, в резко подчиненном количестве присутствует галенит. Методами электронной микроскопии и рентгенографии диагностированы **сульфиды** – акантит Ag_2S , аргентит Ag_2S , **антимониды** – антимонит Sb_2S_3 , **сульфоарсениды** – сарторит $PbAsS_4$, иорданит $Pb_{14}As_7S_{24}$. Специфической особенностью 3-й минеральной ассоциации является присутствие сульфосолей. **Сульфосоли** Cu, Pb, Ag представлены блеклыми рудами мышьяковистого и сурьмянистого ряда – теннантитом $Cu_{12}As_4S_{13}$, тетраэдритом $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, пруститом Ag_3AsS_4 , ксантоконитом $AgAsS_3$, пираргиритом Ag_3SbS_3 , стефанитом $AgSbS_4$, геокронитом $Pb_{14}(AsSb)_6S_{29}$, виттитом $(PbAg)_3Bi_6S_{14}$. Отмечаются явно вторичные рудные минералы – скородит, англезит, тригонит, образование которых связано с процессами окисления.

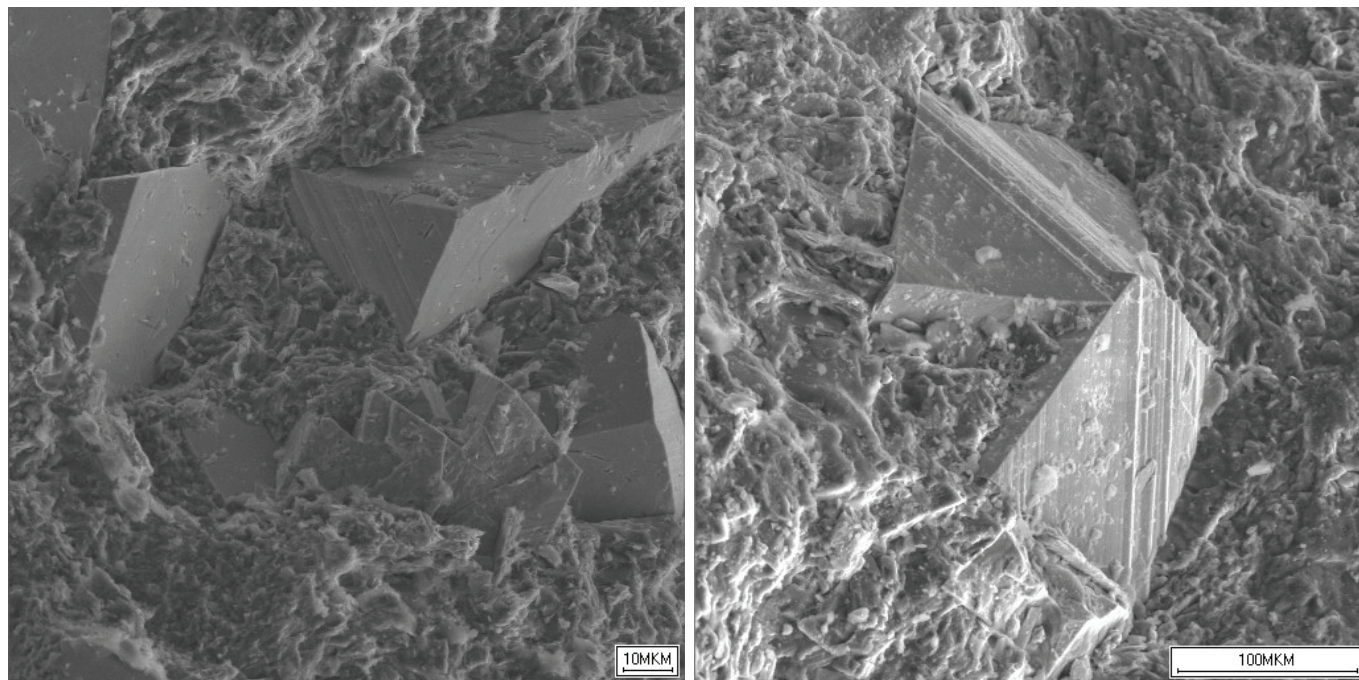


Рис. 2. Метакристаллы арсенопирита 1-й генерации (кристаллы псевдоромбоэдральной, бипирамидально-таблитчатой, призматической формы). РЭМ

Fig. 2. Metacrystals of 1st generation arsenopyrite (pseudorhombohedral, birimidal-tabular, prismatic crystals). SEM.

Пирит 3-й генерации по морфологии выделений и составу мало отличается от пирита 2-й генерации. В основном присутствует в виде порфиروبластов кубической или близкой к ней формы. Гранулярный состав пирита-3 более выдержанный, практически не встречаются мелкие метакристаллы. Как правило, пирит 3-й не содержит включений других минералов. В отличие от пирита 2-й генерации пирит -3 в различной степени подвержен изменению. Наблюдается «расщепление» кристаллов на блоки, выщелачивание поверхности с образованием полостей разной формы и размера, коррозия нерудными минералами.

Для пирита-3 типичен избыток серы и изоморфное вхождение мышьяка в структуру минерала. При этом отношение серы (53.58–53.70 %) к железу (45.90–46.40 %) несколько ниже (2.02–2.04), что, вероятно, связано либо с гидротермальными растворами, менее насыщенными серой, либо с процессами выщелачивания, следы которых явно прослеживаются. В пирите 3-й генерации отмечается наиболее высокое содержание мышьяка, что объясняется многочисленными включениями арсенопирита и блеклых руд. Присутствие никеля и кобальта связано исключительно с их изоморфным вхождением в структуру минерала. Собственных фаз никеля и кобальта не обнаружено. Свинец (0.092–0.145 %) входит в состав галенита. Медь (0.215–0.401 %), вероятно, соотносится с теннантитом.

Арсенопирит 2-й генерации представлен игольчатыми, мелкошестоватыми агрегатами, неравномерно распределенными в породе. Отмечается тенденция к концентрации арсенопирита-2 в пространствах около трещин в кварцевых агрегатах в виде выделений лучистой, звездчатой формы, состоящих из зерен длиннопризматической и игольчатой формы. Иногда арсенопирит 2-й генерации в незначительной степени замещает пирит-2 и арсенопирит-1. Все зерна арсенопирита-2, в отличие от

раннего арсенопирита, «чистые» и не содержат включений других минералов.

По содержанию железа (37.2 %), мышьяка (44.03 %) и серы (18.86 %) арсенопирит 2-й генерации близок к арсенопириту 1-й генерации. Он также имеет нестехиометрический состав ($S + As/Fe = 1.769$). Одинаковое отношение серы к мышьяку ($S/As = 0.428$) в арсенопирите обеих генераций указывает на мышьяковистый состав рудообразующих растворов, отличающихся низкой активностью серы и мышьяка и избытком железа.

В арсенопирите-2 не обнаружены никель и кобальт, но практически постоянно присутствуют свинец (0.064–0.12 %), медь (0.05–0.91 %), серебро (до 1.81 %), сурьма (0.022–0.051 %), иногда отмечаются цинк (0.02%) и висмут (0.028–0.051 %), входящие в состав преимущественно сульфосоей мышьяковистого и сурьмянистого ряда (блеклые руды). Свинец и сурьма частично входят в галенит и антимонит соответственно. Минеральной фазой серебра является акантит. Высокие содержания SiO_2 (3.43–15.03 %), Al_2O_3 (5.04–8.32 %), CaO (до 1.11 %), K_2O (до 0.93 %) связаны исключительно с включениями кварца, полевого шпата, глинистых и карбонатных минералов.

Генерации пирита и арсенопирита, входящие в состав различных минеральных ассоциаций, отличаются друг от друга морфологическими особенностями и составом. Выявленные микронанопарагенезисы рудных минералов в совокупности с другими особенностями пирита и арсенопирита и руд в целом позволили установить элементы вертикальной минералогической зональности, выражающейся в смене рудной минерализации с глубиной оруденения [5]. В нижних горизонтах присутствует первая минеральная ассоциация с типичным гидротермальным микронанопарагенезисом сульфоарсенидов кобальта, никеля. В средних горизонтах отмечается вторая минераль-

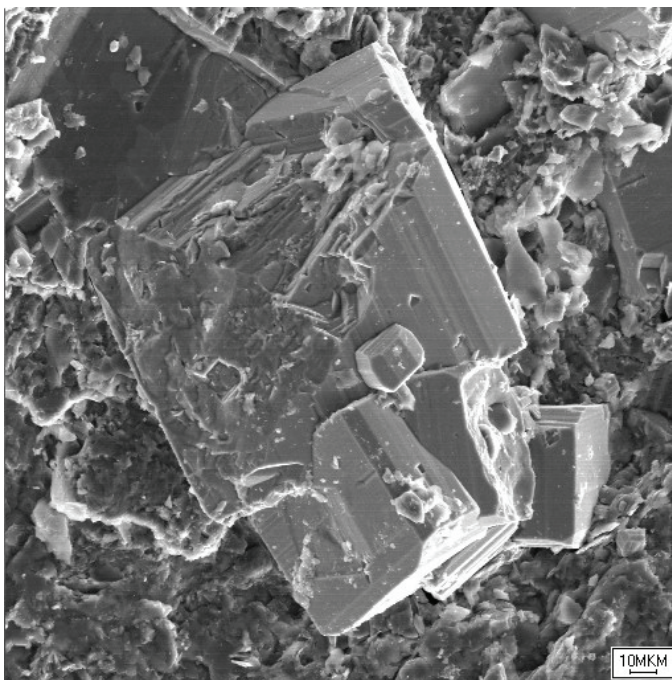
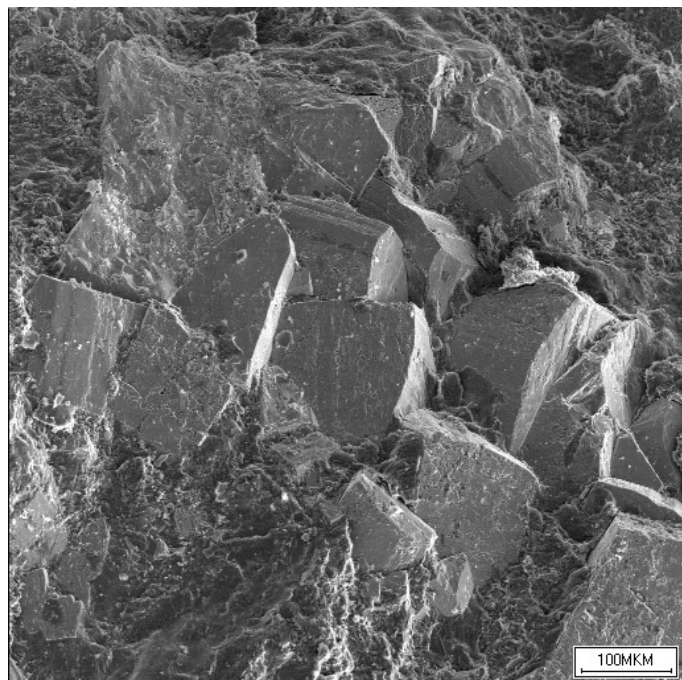


Рис. 3. Метакристаллы и порфиробласты пирита 3-й генерации. РЭМ

Fig. 3. Metacrystals and porphyroblasts of 3d generation pyrite. SEM

ная ассоциация, отличающаяся полным отсутствием сульфидов Ni, Co, ограниченным количеством арсенидов и сульфоарсенидов, появлением блеклой руды. В верхних горизонтах только двух скважин встречается третья минеральная ассоциация с антимонидами, висмутидами, сульфосолями сложного состава Cu, Pb, Ag, появление которых свидетельствует о снижении температур минералообразования к концу процесса и закономерной смене ассоциаций с изменением типоморфных особенностей рудных минералов.

В рудах месторождения Маломыр установлено самородное золото размером 0.003–0.07 мм [4]. Значительно реже встречается золото размером 0.1–1.5 мм, приуроченное к межзерновому пространству и мелким трещинам в кварце и сульфидах, обычно имеющее пластинчатую форму. Внешне однородные пластинки золота имеют блочное микростроение. Свободных зерен золота не наблюдается, практически всегда отмечаются сростки. Пробность золота 800.

Проведенные исследования позволили выявить и определить форму нахождения тонкодисперсного золота и характера его взаимоотношений с минералами. Установлено, что главным образом оно связано с минералами второй продуктивной ассоциации. Золото присутствует в слоистых алюмосиликатах, кварце, углеродистом веществе и рудных минералах — пирите и арсенопирите.

В сфалерит-арсенопирит-пиритовой ассоциации золото относится к пириту 2-й генерации, в котором образует индивидуализированные зерна микронанометровой размерности, округлой изометричной и неправильной формы. Отмечается явная приуроченность золота к границам зерен, микротрещинам и микродислокационным нарушениям. Самородное золото непосредственно в арсенопирите 2-й генерации встречается весьма редко, имеет неправильную округлую форму и приурочено к основному к границам зерен.

Особо следует остановиться на локализации самородного золота на поверхности зерен пирита-2.

На сколе зерен пирита фиксируются тончайшие округлые образования, нередко приобретающие подобие огранки (рис. 4, а). Иногда отмечаются неравномерно распределенные агрегаты самородного золота, тяготеющие к краевым зонам кристаллов, сформированные зернами кубической, реже округлой и слабоудлиненной формы, размер которых обычно варьирует в пределах 10–100 нм. Самородное золото, наблюдаемое на поверхности зерен пирита, характеризуется относительно хорошей степенью раскристаллизации. Значительно реже фиксируются тончайшие островковые пленочные образования, размеры которых, как правило, составляют первые десятки нанометра (рис. 4, б). Локализацию золота на гранях и сколах пирита ранее отмечал Р. А. Амосов с соавторами [1]. Можно предположить, что концентрация золота происходила в ослабленных зонах за счет наложения на уже сформированный пирит более поздних порций гидротермальных растворов, обогащенных золотом.

Видимо, следует согласиться с мнением Б. С. Андреева [2], что при формировании рудной минерализации перераспределение золота постепенно нарастает и достигает максимума в продуктивной второй ассоциации. Перегруппировка, в данном случае пирита и золота, происходит синхронно, тонкодисперсные включения самородного золота не выходят за пределы зерен пирита. Дальнейшее развитие рудной минерализации в сторону золотосульфидно-кварцевого комплекса приводит к смене характера связи золота и пирита. В результате перераспределения золото выходит за пределы зерен пирита. Поэтому в пирите 3-й генерации содержание золота незначительно, присутствует оно также в виде округлых изометричных и неправильных зерен. Нередко пирит вообще не содержит золота. Установлено, что участки пирита, в которых концентрируется золото, практически всегда обогащены медью и свинцом, иногда цинком, нередко серебром.

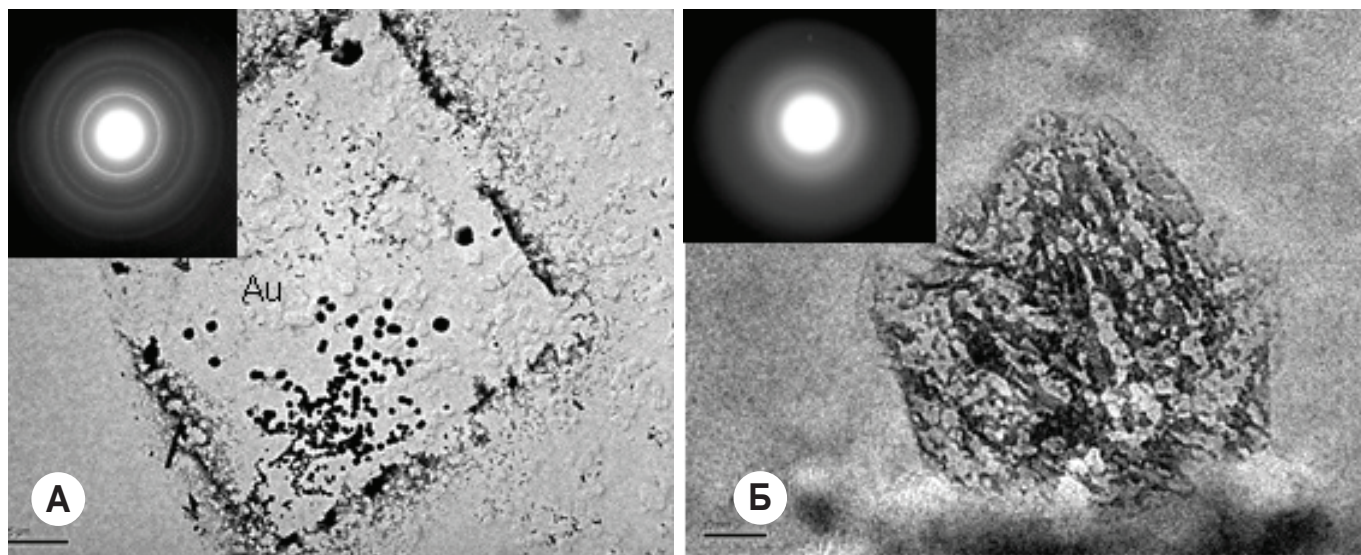


Рис. 4. А. Зерно пирита 2-й генерации с тонкодисперсным золотом. Кольцевая микродифракционная картина самородного золота с отдельными отражениями пирита. Б. Островковое пленочное образование слабояснокристаллизованного самородного золота на поверхности скола пирита. Кольцевая диффузная микродифракционная картина самородного золота. ПЭМ

Fig. 4. A. Grain of 2nd generation pyrite with fine gold. Circular microdiffraction pattern of native gold with individual reflections of pyrite. Б. Island film of poorly crystallized native gold on pyrite cleavage surface. Circular diffuse microdiffraction pattern of native gold. TEM

Закключение

Золотосульфидные руды месторождения Маломыр отличаются сложным морфоструктурным составом. Рудные минеральные ассоциации характеризуются своеобразными текстурно-структурными рисунками, постоянным набором рудных минералов, строго фиксируемым в каждой ассоциации, распределением в них тонкодисперсного золота и соответствуют подстадиям рудной стадии гидротермально-метасоматического процесса.

Тонкодисперсное самородное золото присутствует в пирите, арсенопирите, кварце, слоистых силикатах и углеродистом веществе в виде выделений микро- и нанометрической размерности. Основная часть золота связана с минералами второй продуктивной сфалерит-арсенопирит-пиритовой ассоциации.

Гранулярный состав самородного золота и характер его локализации в рудных минералах позволяют отнести золотосульфидные руды к упорным, извлечение золота из которых может быть связано только с биохимическим выщелачиванием.

Литература

1. Амосов Р. А., Бочек Л. И., Русинова О. В. Требования к минералогической изученности месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1985. 74 с.
2. Андреев Б. С. Пирит золоторудных месторождений М.: Наука, 1992. 143 с.
3. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
4. Буряк В. А., Перестороние А. Е. Маломыр – первое крупное золоторудное месторождение сухоложского типа в Приамурье. Благовещенск – Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН. 2000. 48 с.
5. Вертикальная минералогическая зональность золото-сульфидного оруденения месторождения Маломыр / Д. О. Ожогин, Н. И. Орлова, Н. Г. Власов и др. // Разведка и

охрана недр. 2008. № 8. С. 16–21.

6. Власов Н. Г., Ожогин Д. О., Орлова Н. И. Минералогия первичных и вторичных руд месторождения Маломыр // Золото и технологии. 2009. № 3 (6). С. 40–42.

7. Конеев Р. И. Наноминералогия золота эпитеpмальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). СПб.: Дельта, 2006. 218 с.

8. Ожогин Д. О. Роль аналитической электронной микроскопии при технологической оценке минерального сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 7. С. 391–396.

9. Микро- и нанопарагенезисы Сухого Лога как показатели генезиса руд / В. Л. Таусон, А. М. Спиридонов, Э. А. Развозжаева и др. // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2009. С. 329–332.

References

1. Amosov R. A., Bocek L. I., Rusinova O. V. *Trebovaniya k mineralogicheskoi izuchennosti mestorozhdenii zolota* (Requirements for mineralogical studies of gold deposits). Moscow, CNIGRI, 1985, 74 pp.
2. Andreev B. S. *Pirit zolotorudnyh mestorozhdenii* (Pyrite of gold deposits). Moscow, Nauka, 1992, 143 pp.
3. Buryak V. A. *Metamorfizm i rudoobrazovanie* (Metamorphism and ore formation). Moscow, Nedra, 1982, 256 pp.
4. Buryak V. A., Perestoronie A. E. *Malomyr - pervoe krupnoe zolotorudnoe mestorozhdenie suholozhskogo tipa v Priamure* (Malomr – first large gold deposit of suholozhsky type in Amur region). Blagoveschensk-Khabarovsk, IKARP DVO RAS, 2000, 48 pp.
5. *Vertikalnaya mineralogicheskaya zonalnost zoloto-sulfidnogo orudeneniya mestorozhdeniya Malomyr* (Vertical mineralogical zonality of gold-sulphide mineralization of Malomyr deposit). D. O. Ozhogin, N. I. Orlova, N. G. Vlasov et al. *Razvedka i ohrana nedr*, 2008, No. 8, pp. 16–21.



6. Vlasov N. G., Ozhogin D. O., Orlova N. I. *Mineralogiya pervichnyh i vtorichnyh rud mestorozhdeniya Malomyr* (Mineralogy of primary and secondary ores of Malomyr deposit). *Zoloto i tehnologii*, 2009, No. 3 (6), pp. 40–42.

7. Koneev R. I. *Nanomineralogiya zolota epitermalnyh mestorozhdenii Chatkalo-Kuraminskogo regiona (Uzbekistan)* (Nanomineralogy of gold from epithermal deposits of Chatkal-Kuraminsk region (Uzbekistan)). S-Petersburg, Delta, 2006, 218 pp.

8. Ozhogin D. O. *Rol analiticheskoi elektronnoi mikroskopii pri tehnologicheskoi otsenke mineralnogo syrya* (Role of analytical

electron microscopy at technological evaluation of mineral raw). *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten*. 2008, No. 7, pp. 391–396.

9. *Mikro- i nanoparagenezisy Suhogo Loga kak pokazateli genezisa rud* (Micro- and nanoparageneses of Sukhoy Log as indicators of ore genesis). V. L. Tauson, A. M. Spiridonov, E. A. Razvozhayeva et al. *Mineralogicheskaya interventsia v mikro- i nanomir*. Proceedings. Syktyvkar. 2009, pp.329–332.



КЕРЧЕНСКИЕ ООЛИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МОДИФИКАЦИИ

В. П. Лютоев, В. И. Силаев, А. Ю. Лысюк, С. С. Шевчук

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

Методами мёссбауэровской и ИК-спектроскопии с привлечением данных по химическому и термическому анализам и результатов микронзондовых исследований изучены оолитовые разновидности «коричневых» руд месторождения, отобранные из керна скважин на интервалах 66–66.5 и 23.5–24 м, и продукты их омагничивания методом среднетемпературного восстановительного обжига во вращающейся печи. Руда сложена в значительной степени аморфным, тонкодисперсным материалом гидрогётит-сметитового типа с небольшой примесью фосфатов. По данным мёссбауэровской спектроскопии, в оолитах на 85 %, а в цементе на 60 % железо относится к гётиту различной степени дисперсности. В глинистой фазе железо локализовано в октаэдрических позициях ди- и триоктаэдрических смектитов типа нонтронит-феррисапонит, в основном в трехвалентном состоянии. Обработка руды во вращающейся печи в восстановительных условиях не привела к изменению ее химического состава. Магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения возросли на два порядка за счет появления в руде 30–40 вес. % магнетита, обуславливающего в мёссбауэровских спектрах характерные секстеты. По данным мёссбауэровской спектроскопии, восстановление железа до двухвалентного состояния произошло также в силикатах с исходно трехвалентным железом. Магнитная сепарация как исходных, так и омагниченных проб с использованием изодинамического магнитного сепаратора малоэффективна. Для получения искомого эффекта, вероятно, требуется отрегулировать степень превращения слабомагнитных оксидов и гидроксидов железа в магнетит.

Ключевые слова: Керченский железорудный бассейн, оолитовые руды, восстановительный обжиг, магнитные свойства, мёссбауэровская и ИК-спектроскопия, термический и рентгеновский анализы, микронзонд.

KERCH OOLITIC IRON ORES AND POSSIBILITIES OF THEIR TECHNOLOGICAL MODIFICATION

V. P. Lutoev, V. I. Silaev, A. Yu. Lysiuk, S. S. Shevchuk

Institute of Geology, Komi SC, UB RAS, Syktывkar, Russia, vlutoev@geo.komisc.ru

The main technological development problem of Kerch brown iron ore is its poor modification by a traditional magnetic-gravitation method. We studied the oolitic varieties of «brown» ore by Mössbauer and IR spectroscopy methods using the data of chemical and thermal analysis and microprobe study from core at intervals 66–66.5 and 23.5–24 m, and products of their magnetization by medium-thermal reductive roasting in the rotary furnace. The ore was filled by predominantly amorphous, fine hydrogoethite-smectite material with small phosphate admixture. The oolites were predominantly oxyhydroxide-ferriferous and three times richer in phosphates compared with the cement predominantly filled with clay material (mol.%; 1 - cement, 2 - peas): clay substance - 1) 67 ± 10 , 2) 20 ± 10 ; phosphate substance - 1) 3 ± 2 , 2) 8 ± 3 ; iron oxyhydroxides - 1) 30 ± 8 , 2) 72 ± 9 .

According to the Mössbauer spectroscopy 85% of iron in oolite and 60% of iron in cement were related to goethite of various fineness. The chemical composition of the hydrogoethite in peas and cement was almost identical, its general empirical formula - $(\text{Fe}_{0.96-1}\text{Mn}_{0-0.04})\text{O}(\text{OH})$. In the clay phase the iron was localized in the octahedral positions of di- and trioctahedral smectite of nonttronite-ferriaponite type mainly in the trivalent state. The smectites in the cement and oolites were not identical, in the latter the octahedral positions of Fe^{3+} were characterized by significantly larger quadrupole splitting: in oolites $\text{IS} \approx 0.3, 0.44$, $\text{QS} \approx 0.65, 1.4$ mm/s; in cement $\text{IS} \approx 0.3, 0.4$, $\text{QS} \approx 0.56, 1.0$ mm/s.

The modification of ore in the rotary furnace in reducing conditions did not result in the change of its chemical composition, the magnetic susceptibility, and saturation magnetization were increased by two orders due to the appearance of 30–40 wt. % of magnetite. In the Mössbauer spectra of magnetized ore 40 % of magnetic superfine structure were related to the partially oxidized magnetite $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}_{1-0.86}\text{Fe}^{3+}_{1-1.09}\square_{0-0.04}]\text{O}_4$. According to Mössbauer spectroscopy the reduction of iron to the divalent state occurred also in silicates with initially trivalent iron. The values of isomer shift (1.12 and 0.96 mm/s) and quadrupole splitting (2.6–2.7 and 2.0–2.1 mm/s) correlated with octahedral positions in the structure of the dehydration products of initial smectite. The magnetic separation of both initial and magnetized samples, using an isodynamic magnetic separator, was ineffective. To obtain the desired effect, we would probably need to adjust the conversion degree of low-magnetic iron oxides and hydroxides to magnetite.

Keywords: Kerch iron ore basin, oolitic ore, reduction roasting, magnetic properties, Mössbauer and IR spectroscopy, thermal and X-ray analysis, microprobe.

Введение

В Керченском железорудном бассейне общей площадью более 250 км² месторождения оолитовых (бобовых) бурых железняков приурочены к кайнозойским мульдам и прогибам широтного простирания длиной 6–40 и шириной 1.5–13 км [7]. Рудный горизонт сложен прибрежно-морскими осадками раннего плиоцена (N₂, киммерийский ярус). Он объединяет серию полого-залегающих пластов песчано-глинистых пород с крупными линзами железных руд. Мощность продуктивных от-

ложений варьирует от 0.5–2 до 25–40 м, достигая максимума в центральных частях мульд на глубине 140–180 м. Общие запасы руд составляют здесь 1.8 млрд т, из которых 560 млн т приходится на наиболее ценные коричневые руды со средним валовым содержанием железа 37.5 %.

Основной характерной особенностью киммерийских железных руд региона является их оолитовая структура (рис. 1). Предполагается, что она сформировалась на стадии седиментогенеза в прибрежно-морской обстановке в условиях значительной гидродинамической



активности с участием биогенного фактора [5, 10].

Основная масса керченских руд сложена аморфным водным силикатом — Fe-аллофаноидом ($k\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot l\text{SiO}_2 \cdot m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), смектитам (ферросапонит и др.), смешанослойными образованиями, гидрогетитом, карбонатами железа и марганца при подчиненном значении гидрохлоритов, гидрослюда, каолинита, галлуазита, фосфатов и др. минералов [10]. По разрезу рудной толщи первичные «табачные» руды переходят в окисленные в приповерхностных условиях «коричневые» руды. При этом исходная карбонат-аллофаноид-гидрогетитовая ассоциация сменяется карбонат-смектит-гидрогетитовой и затем смектит-гидрогетитовой [1]. Основным рудным минералом в оолитовых бурых железняках является гидрогетит, образовавшийся, как предполагается, в результате гидролитического разложения первичного железистого хлорита на суше в гипергенных условиях. Именно последнее является причиной весьма низкой степени кристалличности большей части вещества керченских руд.

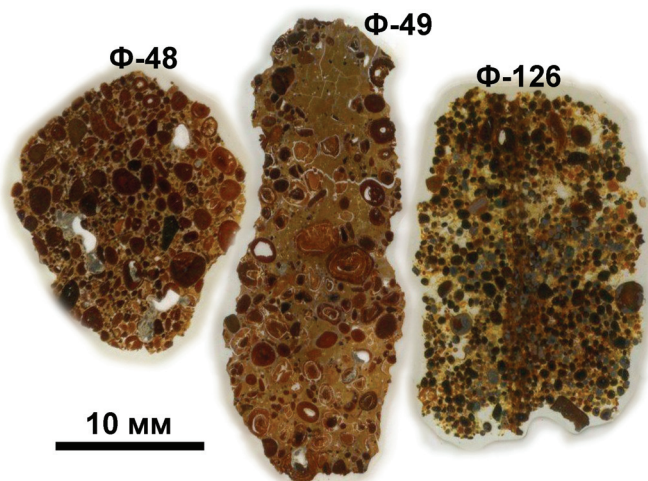


Рис. 1. Макроструктура образцов оолитовых руд
Fig. 1. Macrostructure of oolitic ores

Основной технологической проблемой освоения керченских месторождений является плохая обогащаемость бурых железняков традиционным магнитно-гравитационным методом. Очевидно, что одним из способов усовершенствования этой процедуры может стать значительное усиление магнитных свойств бурожелезняковых руд вследствие частичного восстановления ионов железа в слабомагнитных оксидах и оксигидроксидах с последующим их превращением в сильномагнитные маггемит и магнетит. Как показали наши эксперименты, это можно осуществить нагреванием в присутствии недорогих катализаторов [2–4, 8, 9]. Однако существенной помехой на этом пути служит все еще крайне недостаточная минералогическая-геохимическая изученность керченских руд.

Объекты и методы исследований

В качестве объектов исследований выступили переданные нам в 2014 г. в рамках планируемых совместных работ по теме грантов РФФИ № 14-05-90403 Укр_а и № 15-05-14(У) НАН Украины ИГМР НАНУ (Киев, Украина) три типичных образца руды, отобранных из

керна скважин на разных железорудных месторождениях — Ф-48 (интервал 65.5–66 м), Ф-49 (интервал 66–66.5 м), Ф-126 (интервал 23.5–24 м) — и порошковые продукты их технологической модификации методом среднетемпературного термического омагничивания с крахмалом во вращающейся печи (препараты Ф-48-ВП, Ф-49-ВП, Ф-126-ВП). Из штучных исходной руды нами были также приготовлены шлифы, аншлифы и порошки (препараты Ф-48-ИП, Ф-49-ИП, Ф-126-ИП) с размером частиц — 0.5 мм, а также отдельные препараты цемента и оолитов.

В процессе наших исследований использован комплекс методов ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН, включающий оптическую микроскопию в режиме проходящего и отраженного света (Полам Р-312 с периферией OLYMPUS BX 51), сканирующую электронную микроскопию (VEGA TESCAN); рентгенофлуоресцентный анализ (XRD-1800 Shimadzu), рентгеновскую дифрактометрию (Shimadzu XRD-6000, $\text{CuK}\alpha$), ИК-спектроскопию (ИнфРАИОМ ФТ-02) и термический анализ (DTG-60A/60AH Shimadzu). Для характеристики магнитных свойств проб использованы магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения. Магнитная восприимчивость получена с помощью прибора Каррабридж KLY-2, а намагниченность насыщения измерена в ИГМР НАНУ на оригинальном магнитометре с датчиком Холла. Определение валентного состояния, фазовой и кристаллохимической природы железа в рудах и продуктах их магнитного модифицирования выполнено с помощью мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe (спектрометр MS-1104Em). Спектры регистрировались в диапазоне скоростей — 11 ... +11 мм/с при комнатной температуре. Изомерный сдвиг определялся относительно $\alpha\text{-Fe}$. При обработке спектров использовалась стандартная программа Univem.

Результаты и обсуждение

Исследуемые образцы представляют собой массивные руды желтовато-бурого цвета с явно выраженной оолитовой (бобовой) структурой (рис. 1). Бобовины составляют от 30 до 50 % объема породы. Кроме оолитов в керченских рудах в незначительном объеме (2–3.5 %) наблюдаются каверны. Оолиты в основном овальной формы со средним диаметром от 0.06 до 3 мм. Наибольшей степенью их сортировки по размеру характеризуется образец Ф-126, в котором 70 % бобовин имеют размеры 0.4–0.7 мм при среднем значении 0.6 мм. В двух других образцах оолиты статистически несколько крупнее — 70 % бобовин укладываются в интервал 0.4–1.0 мм. Под сканирующим электронным микроскопом выявляется базальный тип цементации и типичное для оолитов слоисто-зональное строение (рис. 2). Многие бобовины имеют так называемые трещины синерезиса, обусловленные усадкой оолитов в результате уплотнения их первично-коллоидного вещества. Довольно часто в цементе и непосредственно в оолитах наблюдаются явно эпигенетические выделения редкоземельного фосфата размером до 100 мкм.

По валовому химическому составу керченские руды варьируются в относительно узких пределах, но при этом довольно существенно расходятся по составу цемента и оолитов (табл. 1). Последние отличаются гораздо меньшим содержанием кремнезема и глинозема, но в 2–3 раза большей железистостью. Согласно результатам корреляционного анализа, компоненты состава исследуемых

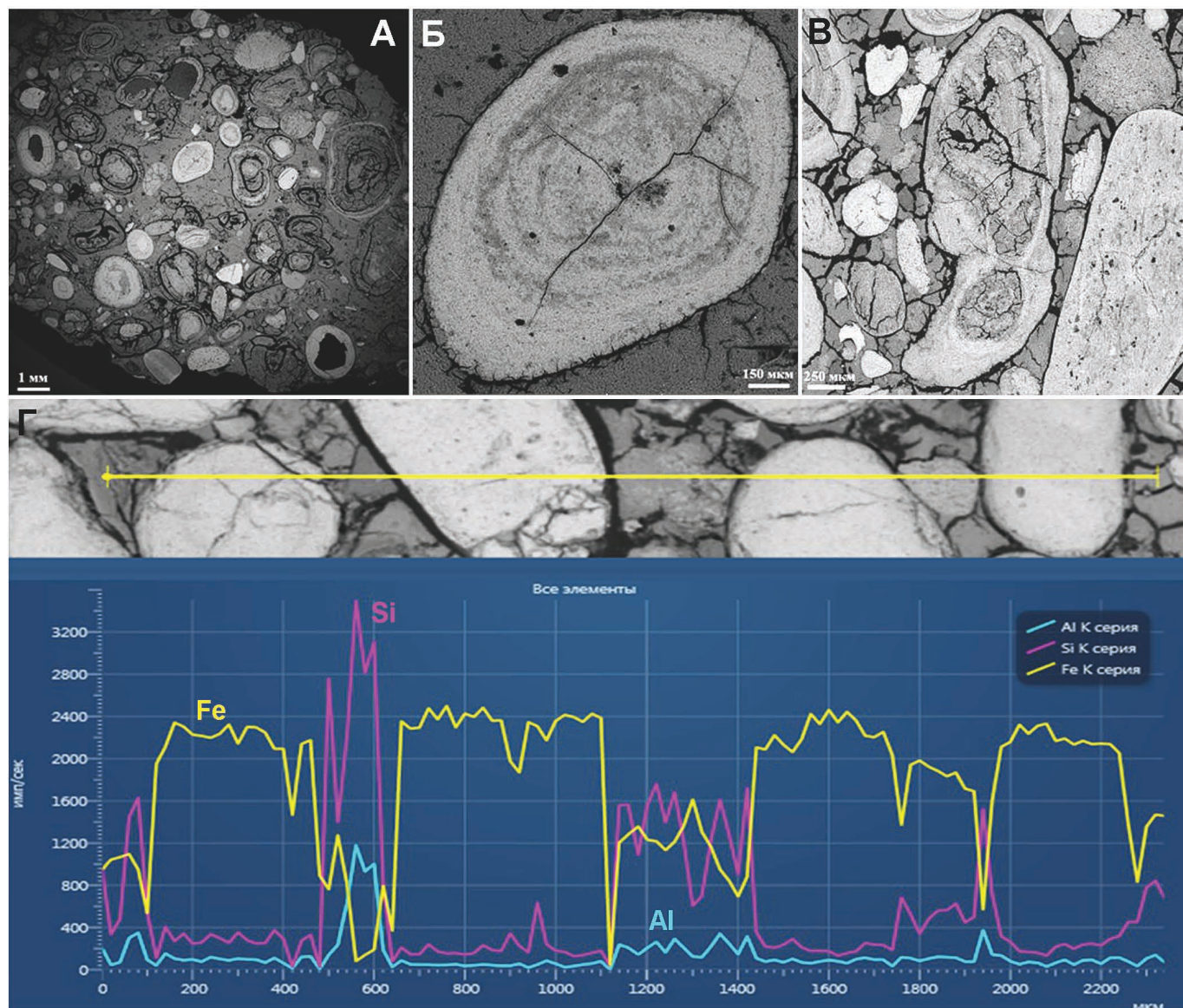


Рис. 2. СЭМ-изображения шлифа керченской руды (А) и типичных оолитов (Б, В) в режиме упругоотраженных электронов. Внизу – результат профилирования с определением содержания основных химических элементов (Г)

Fig. 2. SEM images of thin section of Kerch ore (A) and typical oolites (Б, В) in the mode of elastically scattered electrons. At the bottom – result of profiling with definition of the content of basic chemical elements (Г)

руд четко подразделяются на три конкурирующие между собой группы компонентов: 1) SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ; 2) Fe_2O_3 , MnO , V_2O_5 ; 3) Fe_2O_3 , P_2O_5 . Очевидно, что первая из этих групп представляет глинистое алюмосиликатное вещество, вторая отвечает оксигидроксидам железа, а третья отражает фосфатную примесь. На основании такой предпосылки мы провели расчет молекулярных пропорций между этими фракциями (мол. %; 1 – цемент, 2 – бобовины): *глинистое вещество* – 1) 67 ± 10 , 2) 20 ± 10 ; *фосфатное вещество* – 1) 3 ± 2 , 2) 8 ± 3 ; *оксигидроксиды железа* – 1) 30 ± 8 , 2) 72 ± 9 . Из приведенных данных следует, что керченские оолитовые руды характеризуются довольно контрастной дифференциацией вещества между оолитами и связующей массой, в результате чего бобовины оказались преимущественно оксигидроксидно-железистыми, а цемент, напротив, – преимущественно глинистым. Распределение фосфатного вещества тоже оказалось неравномерным – статистически оолиты по сравнению с цементом в три раза более богаты им. Данный статистический вывод хорошо подтверждается и микрозондовым профилиро-

ванием образцов (рис. 2, Г).

Фазовая диагностика керченских руд осуществлялась термическим, рентгеноструктурным, ИК-спектроскопическим и рентгенофлуоресцентным микрозондовыми методами.

На полученных кривых нагревания присутствуют два интенсивных эндотермических эффекта с минимумами при 90–95 и 290–305 °С, которым соответствуют два этапа потери массы, достигающей в совокупности около 12 % (рис. 3). При дальнейшем повышении температуры проявляется протяженный эндоэффект с минимумом 440–480 °С, сопровождающийся небольшой потерей массы в 2.5 %, и слабо выраженный эндоэффект около 790 °С без потери массы. Очевидно, первый низкотемпературный эффект связан с выделением слабосвязанной и адсорбированной минеральным веществом воды, а второй – с дегидратацией гётита и формированием фаз Fe_2O_3 . Появление эффекта около 100 °С и относительно низкая температура дегидратации гётита указывают на то, что оксигидроксид в керченских рудах представлен тонкодисперсным ги-



Таблица 1

Химический состав оолитовых бурых железняков из месторождений Керченского рудного района по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %

Table 1

Chemical composition of oolitic brown iron ores from deposits of Kerch region according to X-ray fluorescent analysis, wt. %

Компо- нент	Ф-48				Ф-49				Ф-126			
	Оолиты	Цемент	ИП	БП	Оолиты	Цемент	ИП	БП	Оолиты	Цемент	ИП	БП
SiO ₂	10.88	37.69	23.33	26.79	14.11	47.97	25.85	28.8	14.88	46.8	32.99	30.63
TiO ₂	0.135	0.32	0.2	0.23	0.19	0.41	0.25	0.25	0.04	0.36	0.27	0.25
ZrO ₂	н/о	н/о	0.02	0.03	0.05	н/о	0.01	0.02	н/о	н/о	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	6.435	10.44	7.61	8.15	7.2	12.11	8.49	8.47	5.27	14.85	10.8	10.1
Fe ₂ O ₃	71.015	41.25	58.53	54.68	64.62	29.97	55.37	52.91	71.24	26.13	47.4	49.79
Cr ₂ O ₃	сл.	н/о	0.03	0.03	н/о	сл.	0.03	0.03	0.02	сл.	0.04	0.04
Y ₂ O ₃	н/о	—«—	0.02	0.02	—«—	н/о	0.02	0.02	н/о	—«—	0.01	0.02
NiO	сл.	сл.	0.05	0.04	сл.	0.06	0.05	0.05	—«—	—«—	0.02	0.02
ZnO	—«—	—«—	0.05	0.05	н/о	н/о	0.05	0.05	—«—	—«—	0.04	0.04
MnO	1.35	0.73	2.4	1.82	1.42	0.51	2.02	1.57	0.33	0.15	0.34	0.52
MgO	1.36	2	1.46	1.54	2.12	2.11	1.55	1.64	1.27	2.77	2.01	1.9
CaO	2.6	2.82	1.61	1.82	3.38	2.79	1.77	1.62	1.98	4.77	2.01	2.09
SrO	н/о	н/о	0.02	0.02	н/о	н/о	0.02	0.02	н/о	н/о	0.02	0.03
Na ₂ O	—«—		Н/о	Н/о	—«—	—«—	0.19	0.21	—«—	0.67	0.41	0.39
K ₂ O	0.485	1.07	0.66	0.76	0.53	1.57	0.79	0.78	0.32	1.52	0.72	0.74
V ₂ O ₅	0.155	0.09	0.1	0.11	0.17	0.06	0.1	0.06	0.19	н/о	0.09	0.12
P ₂ O ₅	5.235	3.35	3.5	3.5	5.5	2	3.06	3.11	4.45	1.33	2.34	2.76
As ₂ O ₃	сл.	сл.	0.21	0.16	сл.	сл.	0.16	0.13	н/о	н/о	0.18	0.16
SO ₃	0.355	0.23	0.2	0.25	0.75	0.44	0.2	0.26	0.44	0.65	0.31	0.39
ППП, %	н/д	н/д	-14.7	+1.2	Н/д	Н/д	-15.0	+0.8	н/д	н/д	-15.0	+0.8
Намагниченность насыщения, M _s , А·м ² /кг			<1	19.5	Н/д	Н/д	<1	16.8	н/д	н/д	<1	19.7
Удельная магнитная восприимчивость, χ _m , 10 ⁻⁶ ·м ³ /кг			1.7	540	—«—	—«—	2.3	530	—«—	—«—	1.7	530

Примечание. ИП — исходная порошковая проба, БП — «омагниченная» порошковая проба, н/о — не обнаружено, н/д — не определялось, сл. — следы, ППП — потери при прокаливании в интервале 20–800 °С.

дрогетитом. Величина потерь массы при нагревании, варьирующаяся от 5.7 % (Ф-126) до 6.7 % (Ф-48), соответствует изменению содержания гидрогетита от 57 до 66 вес. %. Это вполне согласуется с результатами пересчета химического состава образцов на нормативно-фазовый состав. Растянутый эндотермический эффект в диапазоне 440–480 °С можно объяснить потерей смектитовой фазой конституционной воды. Высокотемпературный эффект при 775–790 °С примерно соответствует полиморфному переходу маггемит — гематит.

Рефлексы на рентгенограммах — уширенные и малоинтенсивные, что отражает низкую степень окристаллизованности минералов. Общая для образцов серия уширенных рентгеновских рефлексов гидрогетита включает отражения (нм, в скобках соответствующие атомные плоскости): 0.419–0.420 (110), 0.269–0.270 (130), 0.258 (021), 0.244–0.245 (111), 0.224 (121), 0.1719–0.1722 (221), 0.1690–0.1694 (210). По химическому составу гидрогетиты в бобовинах и в цементе практически тождественны, общая эмпирическая формула — (Fe_{0.96–1}Mn_{0–0.04})O(OH). На рентгенограмме обр. Ф-126 зарегистрирован широкий малоугловой рефлекс с межплоскостным расстоя-

нием 1.34–1.37 нм и относительно узкий рефлекс с d = 0.49 нм, которые можно отнести к триоктаэдрическому смектиту (Fe-сапониту).

Контрастная дифференциация вещества между оолитами и связующей массой хорошо заметна по спектрам ИК-поглощения (рис. 4, а, б). В области характеристических частот ИК-поглощения бобовин доминируют полосы деформационных колебаний Fe-O-H в решетке гетита (895 и 800 см⁻¹). К полосам ИК-поглощения гетита относится также перегиб при 670 см⁻¹ (Fe-O-колебания) и широкая интенсивная полоса валентных колебаний гидроксила (3200 см⁻¹). Повышенная интенсивность общего фона поглощения оолитов в области низких частот (< 600 см⁻¹) связана, возможно, с неразрешенными интенсивными полосами Fe-O-колебаний в оксигидроксидах железа. В ИК-спектре цемента ИК-поглощение гетита выражено слабо, главными являются полосы валентных (~1030 см⁻¹) и деформационных колебаний (~470 см⁻¹) SiO₄-групп в структуре смектита. На высокочастотном крыле упомянутой полосы валентных колебаний проявляются дополнительные полосы OH-групп силиката.

В составе цемента выделены отдельные зерна, пра-

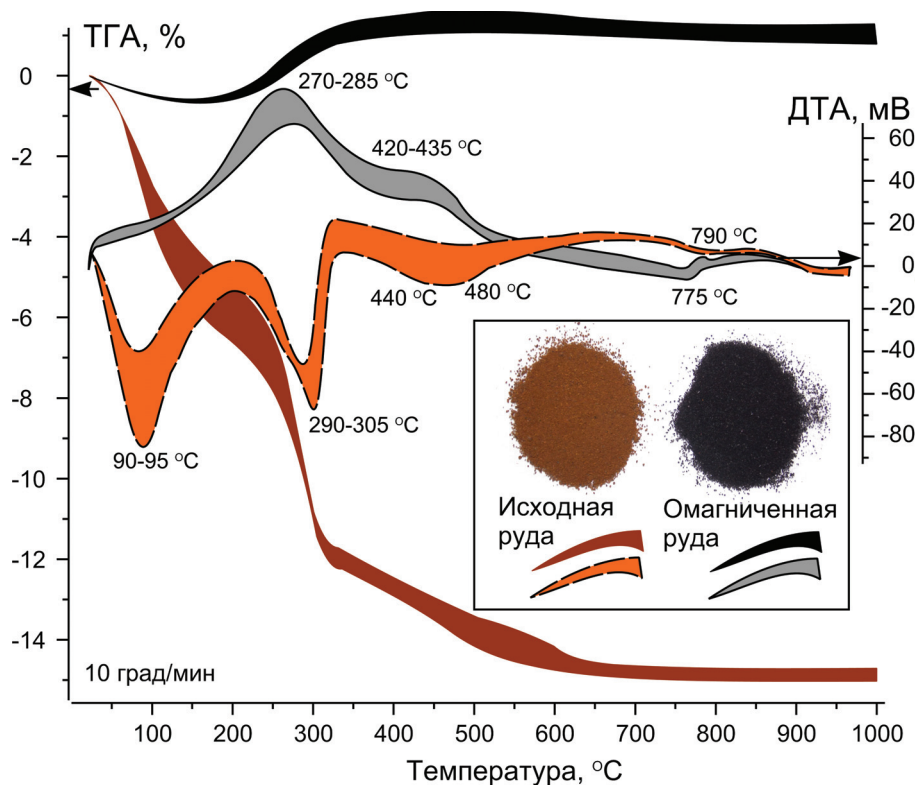


Рис. 3. Кривые нагревания исходных и омагниченных технологических проб керченских руд

Fig. 3. Curves of heating of initial and magnetized samples of Kerch ores

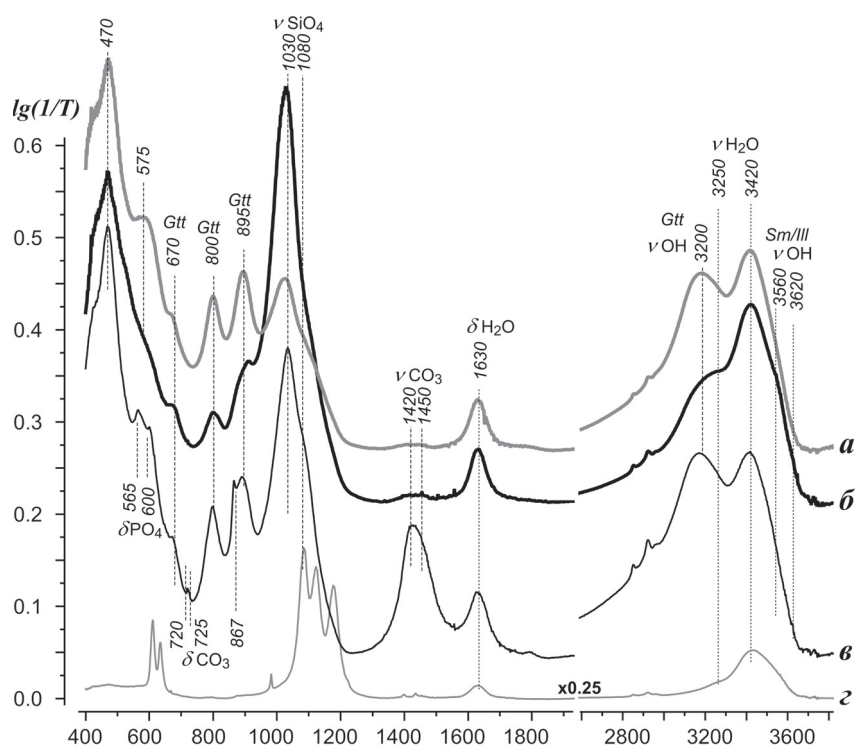


Рис. 4. Спектры ИК-поглощения оолитов (а), цемента (б) и отдельных зерен керченских руд с карбонатами и фосфатом (в), баритом (г)

Fig. 4. IR-absorption spectra of oolites (a), cement (б) and individual grains of Kerch ores with carbonates and phosphates (в) and barite (г)

ктически нацело сложенные баритом с соответствующим минералу ИК-спектром (рис. 4, г). По микросондовым определениям — это Sr-содержащая разность состава $(\text{Ba}_{0.63-0.98}\text{Sr}_{0.02-0.25}\text{Ca}_{0-0.07})_{1-1.02}[\text{SO}_4]$. В ИК-спектрах некоторых фрагментов оолитов обнаружены линии при

565, 600 см^{-1} , а также хорошо проявленное плечо при 1080 см^{-1} (рис. 4, в). Все это можно отнести на счет деформационных и валентных PO_4 -колебаний в Ф-фосфате типа вивианита [16]. В спектре присутствуют также линии деформационных (867, дублет 725 и 720 см^{-1})



и полоса валентных ($\sim 1430 \text{ см}^{-1}$) колебаний карбонатной группировки, спектральное положение которых характерно для манганокальцита-родохрозита.

По данным микронзондовых исследований, основной фосфатной фазой в исследуемых рудах является минерал с переменным катионным составом, относящийся, вероятно, к так называемому оксикерчениту (Fe^{2+} , Mn, Mg) $_{0.46}\text{Fe}^{3+}_{2.67}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{2.93} \cdot 5.5\text{H}_2\text{O}$, или сантабарбариту по Н. В. Чуканову [10], который считается окисленной формой вивианита. Однако в исследованных нами образцах в составе рассматриваемого фосфата зафиксировано значительное содержание Са, на основании чего этот минерал можно определить и как промежуточный член ряда вивианит — анапатит. Второй фосфатной фазой в исследуемых рудах является гидратированная кальциево-цериевая разновидность монацита, известная в настоящее время как куларит. Известно, что этот минерал является весьма характерной примесью в оолитовых бурых железняках [6]. Куларит нами выявлен как в бобоинах, так и в цементе в виде обособленных зерен размером до 200 мкм.

Предварительные мёссбауэровские исследования показали, что по соотношению площадей под мёссбауэровскими компонентами в ЯГР-спектрах исходной руды 96–98 % железа относится к гётиту разной степени ди-

сперсности. В продуктах омагничивания примерно 14 % Fe приходится на гематит, 42 % отвечает магнетиту, остальное железо предположительно локализовано в силикате [9]. Интерпретация спектров произведена на основе модели из трех сверхтонких секстетов и двух дублетов, что явно недостаточно, судя по полученному дисбалансу между оксидным и силикатным железом в исходных и модифицированных пробах.

В настоящее время нами получены и проанализированы ЯГР-спектры отдельно по оолитам и связующей глинистой массе в исходных рудах. Кроме того, зарегистрированы спектры от порошковых проб исходной и омагниченной руды. Мёссбауэровские спектры от оолитов и цемента оказались подобными, их сверхтонкий компонент носит релаксационный характер, но по соотношению секстетной и дублетной частей эти спектры сильно разошлись (рис. 5). Секстетная структура соответствует гётиту, сверхтонкие магнитные поля имеют распределенный характер. Как показало моделирование, для описания контура достаточно четырех компонент с различной шириной линии и значением сверхтонких магнитных полей (H) и близкими значениями изомерного сдвига (IS) и квадрупольного расщепления (QS). Средневзвешенные значения H, IS, QS магнитно-упорядоченной части гётита (m) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Мёссбауэровские параметры керченских железных руд

Table 2

Mössbauer parameters of Kerch iron ores

Параметры	Ф-49		Технологические пробы			Fe-компоненты
	Оолиты	Цемент	Ф-48-ИП	Ф-49-ИП	Ф-126-ИП	
*H, кЭ	250 ₃₀	230 ₃₀	250 ₃₀	240 ₃₀	245 ₃₅	Гётит (m)
*IS, мм/с	0.36 ₅	0.31 ₅	0.38 ₄	0.38 ₆	0.34 ₉	
*QS, мм/с	-0.29 ₉	-0.13 ₁₁	-0.27 ₈	-0.13 ₆	-0.11 ₉	
*Г, мм/с	1.2 ₂	1.2 ₃	1.4 ₂	1.6 ₃	1.7 ₂	
A, %	72.57	37.14	61.93	58.46	72.88	
IS, мм/с	0.429 ₄	0.413 ₅	0.418 ₆	0.40 ₁	0.42 ₂	Гётит (s)
QS, мм/с	0.48 ₁	0.52 ₁	0.508 ₈	0.504 ₁₄	0.52 ₂	
Г, мм/с	0.43 ₂	0.40 ₁	0.43 ₂	0.41 ₂	0.54 ₃	
A, %	12.29	20.86	17.46	15.53	15.23	
IS, мм/с	0.28 ₁	0.26 ₁	0.28 ₁	0.23 ₂	0.32 ₃	Fe ³⁺ (I), силикат
QS, мм/с	0.65 ₂	0.56 ₂	0.64 ₂	0.68 ₃	0.53 ₂	
Г, мм/с	0.36 ₁	0.35 ₂	0.37 ₂	0.33 ₃	0.4 ₁	
A, %	4.56	9.85	8.18	4.18	4.09	
IS, мм/с	0.440 ₅	0.38 ₁	0.422 ₇	0.414 ₇	0.466 ₆	Fe ³⁺ (II), силикат
QS, мм/с	1.39 ₂	1.04 ₃	1.35 ₂	1.12 ₂	1.47 ₃	
Г, мм/с	0.54 ₂	0.65 ₂	0.56 ₂	0.75 ₃	0.48 ₃	
A, %	10.57	31.05	12.43	21.83	7.81	
IS, мм/с	не обн.	1.03 ₉	не обн.	не обн.	не обн.	Fe ²⁺ , си- ликат
QS, мм/с		2.5 ₂				
Г, мм/с		0.4 ₁				
A, %		1.1				

*Средневзвешенные значения 4-х секстетов. Индекс под значениями — погрешность определения.

*Weighted averages of 4 sextets. Index under values - error.

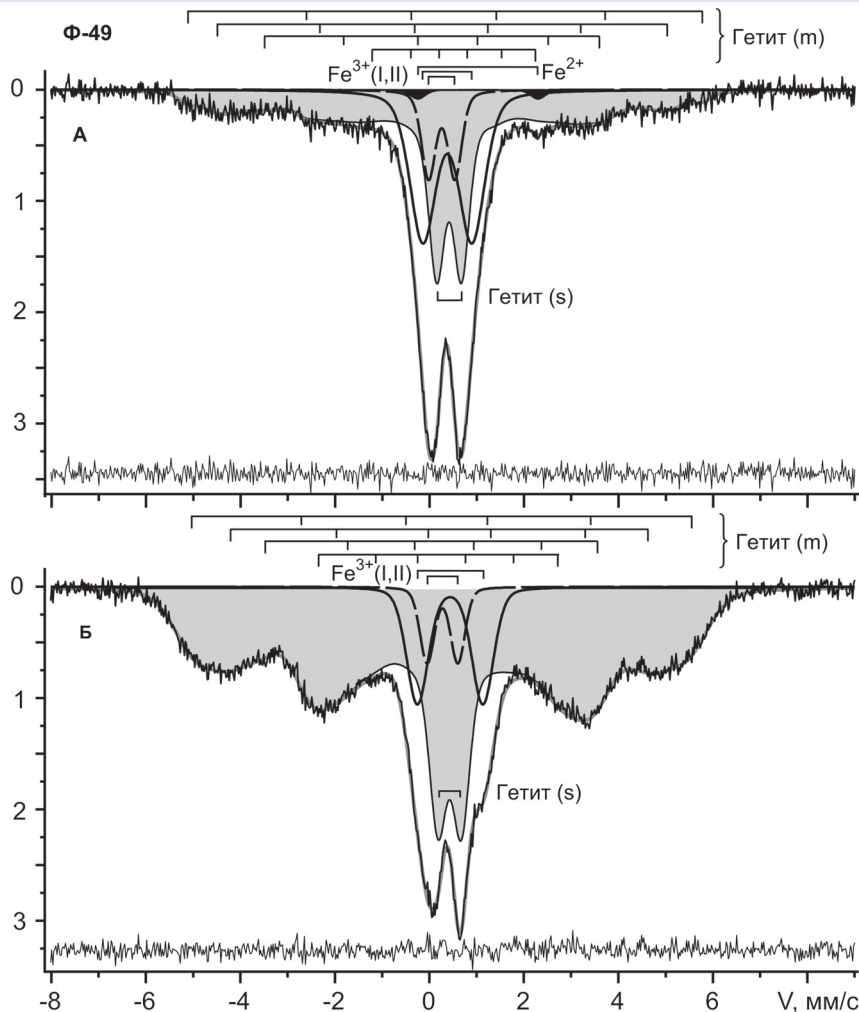


Рис. 5. Мёссбауэровские спектры цемента (А) и оолитов (Б), выделенных из обр. Ф-49. Заливкой показан суммарный контур компонент магнитной и суперпарамагнитной фаз гётита, черной линией — дублет Fe^{2+}

Fig. 5. Mössbauer spectra of cement (A) and oolites (Б) isolated from sample Ф-49. Filling shows shows total circuit of components of magnetic and superparamagnetic goethite phases, black line - Fe^{2+} doublet

Полученные средние значения сверхтонких магнитных полей оказались гораздо ниже, чем в спектрах хорошо окристаллизованного гётита ($H = 380$ кЭ, $IS = 0.37$, $QS = -0.26$ мм/с [12–14]). Это указывает на высокую степень дисперсности гётита в глинистом цементе. В оолитах содержание магнитно-упорядоченного гётита в два раза выше, чем в цементе, а судя по более высокому значению H , кристаллиты гётита в оолитах более крупные. В дублетной части спектров выделяется характерный дублет с $IS \sim 0.4$, $QS \sim 0.5$ мм/с, указывающий на присутствие суперпарамагнитной фазы гётита (s). Дублет имеет примерно равную абсолютную площадь в спектрах оолитов и цемента, но относительный его вклад в ЯГР-спектр, полученный от цемента, вдвое выше.

В спектре цемента с высоким содержанием глинистых минералов обнаруживается малоинтенсивный дублет Fe^{2+} с $QS = 2.5$ мм/с и по крайней мере два дублета Fe^{3+} ($IS \sim 0.3, 0.4$, $QS \sim 0.6, 1$ мм/с). В спектре оолитов дублет Fe^{2+} не обнаружен. По имеющимся литературным данным, все эти компоненты спектра можно отнести к октаэдрическим позициям ди- и триоктаэдрических смектитов типа нонтронит — феррисапонит [15, 17, 18]. Следует отметить, что обе октаэдрические позиции Fe^{3+} в смектитах из оолитов характеризуются существенно большим квадрупольным расщеплением ($QS \sim 1.4$ мм/с) и, следовательно, большим структурным искаже-

нием в сравнении с таковыми в минералах глинистого цемента. Таким образом, смектиты в цементе и оолитах не являются тождественными.

Мессбауэровские спектры, полученные от порошковых проб (рис. 6, А), являются усреднением спектров оолитов и цемента. Параметры мессбауэровских компонентов данных проб приведены в табл. 2. Вследствие разбавления глинистого материала цемента материалом бобовин силикатный дублет Fe^{2+} не выявляется. Остальные компоненты спектров аналогичны установленным в спектрах цемента и оолитов. При примерно одинаковом относительном количестве гётита в суперпарамагнитной форме (15–18 %) общая доля Fe в форме оксигидроксида колеблется от 74 % (обр. Ф-149) до 88 % (Ф-126).

В предшествующей работе [9] омагничивание керченских бурых железняков осуществлялось при быстром нагревании до 650°C и последующем охлаждении со скоростью 70 град/мин смесей руды с 3 % крахмала. Нами изучен продукт полупромышленного омагничивания во вращающейся печи. Исходные пробы были желтовато-бурыми и имели удельную магнитную восприимчивость в диапазоне $(1.7\text{--}2.3) \cdot 10^{-6}$ м³/кг. После омагничивания пробы стали черными, а магнитная восприимчивость возросла почти в 300 раз, достигнув значений в $(530\text{--}540) \cdot 10^{-6}$ м³/кг (табл. 1). Намагниченность насыщения исходных проб была меньше порога обнаружения,

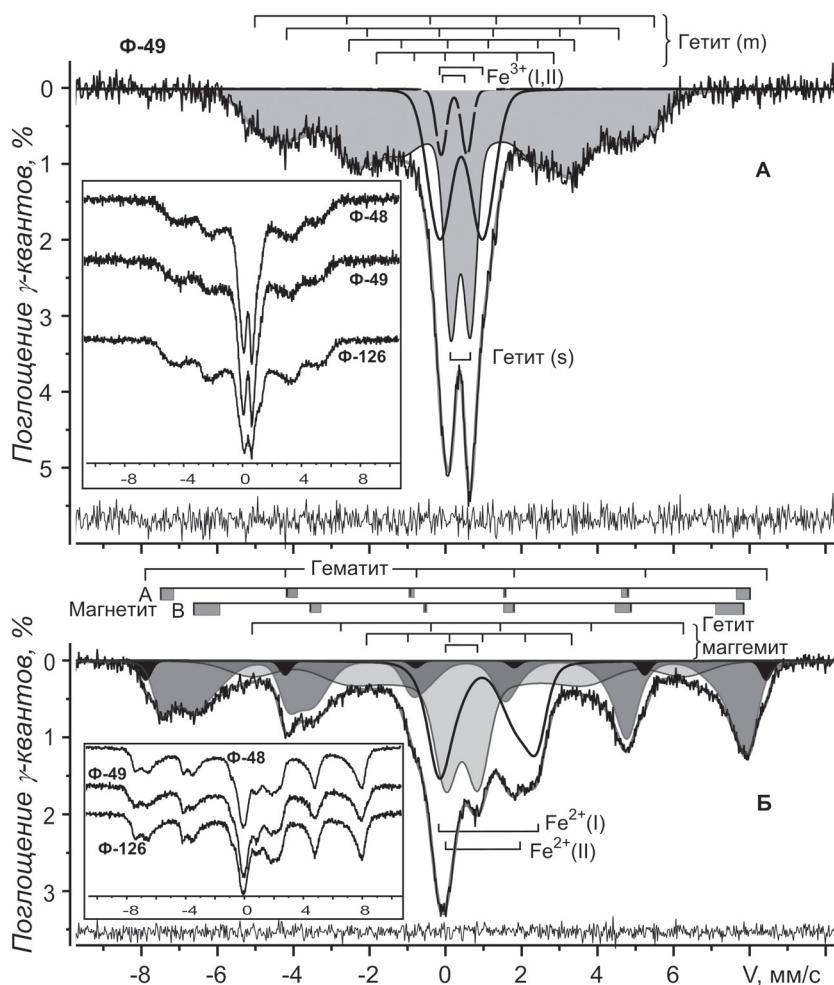
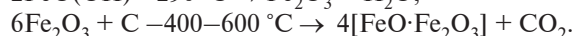


Рис. 6. Мёссбауэровские спектры технологических проб до (А) и после (Б) процедуры омагничивания

Fig. 6. Mössbauer spectra of samples before (A) and after (B) the procedure of magnetization

а после омагничивания она составила $17\text{--}20 \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$. Если принять, что намагненность насыщения чистого магнетита составляет $92 \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$, а его магнитная восприимчивость $\chi_m = 0.0007\text{--}0.005 \text{ м}^3/\text{кг}$ (в среднем $0.003 \text{ м}^3/\text{кг}$), то значения магнитных характеристик модифицированных проб соответствуют появлению в них около 20 вес. % магнетита. Кривые нагрева показывают, что омагниченная руда полностью дегидратирована (рис. 3). Экзоэффект с максимумами $270\text{--}285$ и $420\text{--}435^\circ\text{C}$ связан с поверхностной и объемной стадиями окисления 2FeO в магнетите до Fe_2O_3 с приростом массы в $1.0\text{--}1.5\%$, составляющим в пробе $30\text{--}40$ вес. % магнетита. При этом (табл. 1), химический состав омагниченных проб не изменился.

При нагревании руды в смеси с крахмалом механизм преобразования гётита в магнетит начинается при 290°C с дегидратации гётита и обугливания крахмала. Углерод при дальнейшем повышении температуры восстанавливает часть ионов Fe^{3+} в двухвалентное состояние, стабилизирующее ферримagnetитную фазу маггетит-магнетита. Один атом углерода может отдать четыре электрона и таким образом восстановить четыре иона Fe^{3+} до зарядового состояния Fe^{2+} . Быстрое охлаждение материала в восстановительной атмосфере тормозит обратный переход новообразованных фаз оксидов в гематит [2, 3, 8]:



В мёссбауэровских спектрах омагниченных проб релаксированная магнитная сверхтонкая структура замещена хорошо разрешенной секстетной структурой, главные компоненты которой принадлежат магнетиту (рис. 6, Б). Спектр магнетита является суперпозицией трех парциальных спектров — двух близких по параметрам секстетам от Fe^{3+} в позициях А (Т, тетраэдрические позиции) и В (О, октаэдрические позиции) и одного соответствующего Fe^{2+} в позициях В. При комнатной температуре вследствие быстрого электронного обмена в октаэдрических позициях по схеме $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ в мёссбауэровском спектре реализуется только один секстет от ионов железа с эффективным зарядом $+2.5$, значением $H \approx 460 \text{ кЭ}$, величиной QS около нуля, изомерным сдвигом $0.5\text{--}0.7 \text{ мм/с}$ (в табл. 3 он обозначен как $\text{Fe}^{2.5+}(\text{O})$). В мёссбауэровском спектре от нестехиометричного магнетита избыточные октаэдрические и тетраэдрические ионы Fe^{3+} формируют общий спектрально неразрешенный секстет ($\text{Fe}^{3+}(\text{T},\text{O})$ в табл. 3) с $H \approx 490 \text{ кЭ}$, $IS \sim 0.2\text{--}0.3$, $QS \sim 0 \text{ мм/с}$. Степень нестехиометричности исследуемого минерала может быть определена по соотношению площадей под секстетами $\text{Fe}^{2.5+}(\text{O})$ и $\text{Fe}^{3+}(\text{T},\text{O})$ [12]. В нашем случае уширенные компоненты секстетов магнетита хоро-



Таблица 3
Мёссбауэровские параметры омагниченных керченских железных руд

Table 3
Mössbauer parameters of magnetized Kerch iron ores

Параметры	Ф-48-ВП	Ф-49-ВП	Ф-126-ВП	Fe-компоненты
H, кЭ	508 ₂	507 ₁	508 ₁	Гематит
IS, мм/с	0.39 ₂	0.395 ₁₂	0.39 ₁	
QS, мм/с	-0.23 ₅	-0.24 ₂	-0.21 ₃	
Г, мм/с	0.26 ₅	0.35 ₄	0.18 ₄	
A, %	0.56	2.96	0.93	
*H, кЭ	475 ₅	474 ₇	476 ₅	Магнетит
*IS, мм/с	0.32 ₃	0.29 ₃	0.33 ₄	
*QS, мм/с	0.00 ₁	-0.08 ₄	-0.02 ₃	
*Г, мм/с	0.49 ₆	0.57 ₆	0.53 ₈	
A, %	15.59	14.27	18.06	
*H, кЭ	434 ₁₁	440 ₃₀	442 ₂₅	Магнетит
*IS, мм/с	0.57 ₂	0.59 ₃	0.59 ₂	
*QS, мм/с	-0.01 ₇	0.01 ₅	-0.01 ₅	
*Г, мм/с	0.85 ₃	0.93 ₅	0.76 ₄	
A, %	31.57	24.24	25.46	
*H, кЭ	270 ₁₃₀	250 ₁₅₀	320 ₉₀	Fe-оксид (m)
*IS, мм/с	0.56 ₇	0.57 ₄	0.66 ₅	
*QS, мм/с	-0.06 ₈	0.0 ₁	-0.09 ₇	
*Г, мм/с	1.8 ₃	2.0 ₄	1.65 ₁₃	
A, %	19.48	21.74	21.39	
IS, мм/с	0.46 ₂	0.43 ₁	0.467 ₈	Fe-оксид (s)
QS, мм/с	0.82 ₃	0.83 ₃	0.84 ₂	
Г, мм/с	0.74 ₂	0.70 ₂	0.75 ₃	
A, %	13.77	15.47	12.77	
IS, мм/с	1.12 ₁	1.12 ₁	1.11 ₂	Fe ²⁺ (I), силикат
QS, мм/с	2.68 ₂	2.61 ₃	2.61 ₂	
Г, мм/с	0.52 ₂	0.55 ₄	0.59 ₄	
A, %	5.77	5.64	8.94	
IS, мм/с	0.96 ₃	0.96 ₃	0.95 ₁	Fe ²⁺ (II), силикат
QS, мм/с	2.07 ₄	2.01 ₆	1.98 ₈	
Г, мм/с	0.88 ₄	1.07 ₅	0.82 ₄	
A, %	13.25	15.69	12.46	

*Средневзвешенные значения пар секстетов. Индекс под значениями — погрешность определения.

шо аппроксимируются двумя парами секстетов А и В (табл. 3), в которых средневзвешенные значения IS и QS близки к стандартным, а величины Н понижены на 15–20 кЭ. В итоге мы получили, что в обр. Ф-49-ВП присутствует наиболее стехиометричный магнетит, в обр. Ф-49-ВП и Ф-126-ВП он несколько окислен и описывается соответственно кристаллохимическими формулами магнетит-маггемита $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}_{0.94}\text{Fe}^{3+}_{1.04}\square_{0.02}]\text{O}_4$ и $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}_{0.86}\text{Fe}^{3+}_{1.09}\square_{0.04}]\text{O}_4$. Судя по суммарной площади под секстетами, в сильномагнитном магнетите локализовано от 39 (Ф-49-ВП) до 47 (Ф-48-ВП) % железа. Отметим, что такой же масштаб перехода оксидов и оксигидроксидов в магнетит получен при лабораторном термическом обжиге керченской руды с крахмалом [9] и в опытах с некондиционными гематит-гётитовыми рудами из Криворожского горно-рудного района [4].

Рефлексы магнетита на рентгенограммах омагниченных образцов уширены, их положение варьируется, что объясняется нарушением его стехиометрии (нм, в скобках соответствующие атомные плоскости): 0.296 (220), 0.251–0.253 (311), 0.209–0.210 (400), 0.1610–0.1614

(330), 0.148 (440). В полученном материале присутствуют следы кварца (рефлексы 0.334 (101) и 0.228 (102), на рентгенограмме обр. Ф-49-ВП присутствуют рефлексы 0.400–0.402 и 0.32, относящиеся, вероятно, к отражениям от (201) и (002) в решетке полевого шпата. В спектрах ИК-поглощения модифицированных проб (рис. 7) исчезли полосы поглощения гётита и сильно увеличилась интенсивность полосы 575 нм, обязанная колебаниям Fe–O–связей в структуре магнетита [11]. Кроме того, в спектрах присутствуют признаки ИК-поглощения карбоната и кварца. Интенсивность и положение полос, отвечающих глинистым минералам (~1030, ~470 см^{-1}), сохранились практически неизменными. Небольшое изменение формы полосы валентных колебаний SiO_4 -групп обусловлено появлением кварца и дегидратацией смектита.

В отличие от данных, приведенных в [9], примесь гематита в спектрах от исследуемых образцов (табл. 3) формирует всего 0.5–3 % общей площади мессбауэровских спектров. Образование этой примеси обусловлено, вероятно, окислением части новообразованного магнетита на стадии охлаждения пробы. В мессбауэровских спектрах всех трех проб ВП присутствует релаксированный секстетный компонент и суперпарамагнитный дублет от ультрадисперсных частичек оксида железа. На эти слабомагнитные разности приходится от 33 (Ф-48-ВП) до 37 (Ф-49-ВП) % площади спектрального контура. Силикатная дублетная часть мессбауэровских спектров после омагничивания образцов также сильно изменилась: исходные дублеты Fe^{3+} заместились парой дублетов Fe^{2+} с примерным сохранением относительного вклада в общую площадь спектрального контура (около 20 %). Величины изомерного сдвига (1.12 и 0.96 мм/с) и квадрупольного расщепления (2.6–2.7 и 2.0–2.1 мм/с) отвечают октаэдрическим *cis*- и *trans*-позициям в структуре продуктов дегидратации исходного смектита. Выделенный суперпарамагнитный дублет Fe-оксида (s) в спектрах образцов серии «ВП» имеет значительно большее квадрупольного расщепление, чем аналогичный дублет в спектрах исходной руды (табл. 2, 3). Возможно, он примерно наполовину состоит из силикатного дублета Fe^{3+} с QS ~ 0.8–0.9 мм/с. Однако даже с учетом этого предположения получается, что процесс термического восстановления железа происходит не только в оксидах, но и в железосодержащих силикатах.

После экспериментов по омагничиванию были проведены сравнительные исследования степени обогащения исходных и модифицированных фракций +0.5 мм и +0.25–0.5 мм с использованием динамического магнитного сепаратора СИМ-1. При небольших потерях выход «магнитной» части исходных проб руды в процессе сепарирования максимальными магнитными полями составил около 50 %. После удаления из пробы тонкодисперсной составляющей (–0.25 мм) выход «магнитной» фракции незначительно повышается. По химическому составу магнитный концентрат мало отличается от исходной руды (рис. 8). Отмечается лишь небольшое (2–3 %) повышение содержания железа в концентрате. Гораздо более контрастное обогащение магнитного концентрата было получено для марганца, содержащегося в форме незначительной структурной примеси в гётите. Содержание этого элемента в магнитной фракции в два раза превышает таковое в немагнитной фракции. В целом процесс магнитного обогащения исходных образцов керченских

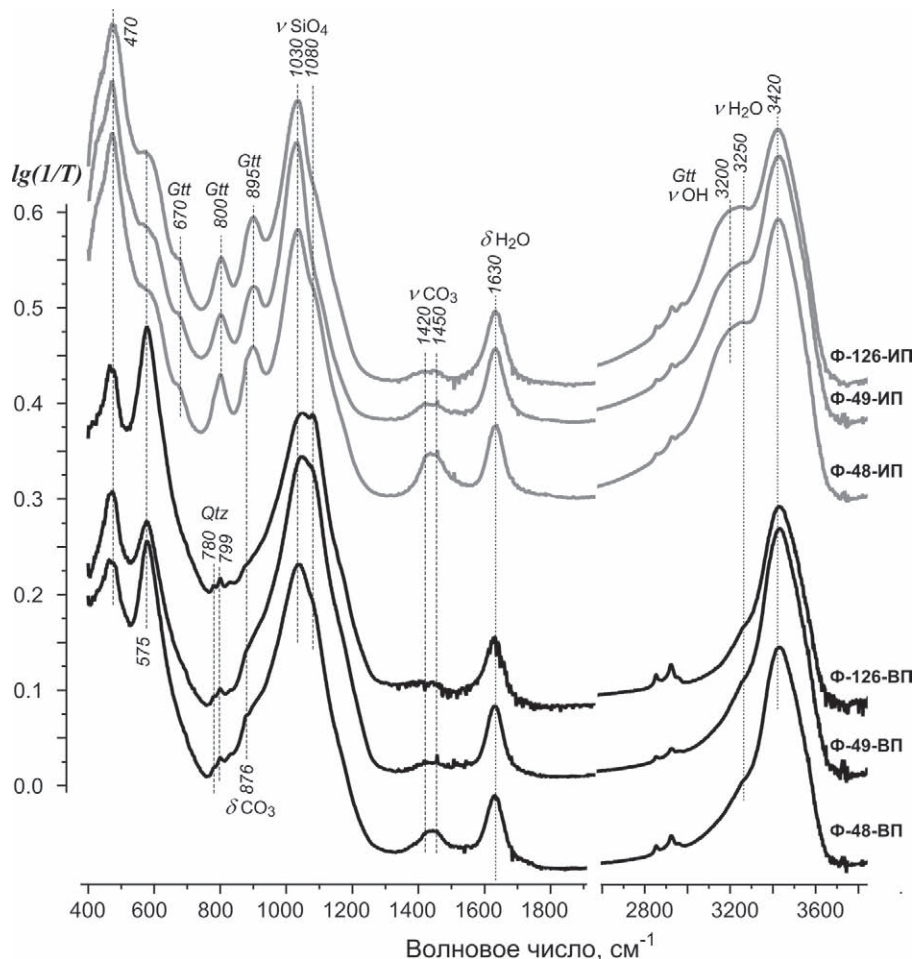


Рис. 7. Изменение спектров ИК-поглощения порошковых проб в результате омагничивания
Fig. 7. Change of IR-absorption spectra of powder samples as a result of magnetization

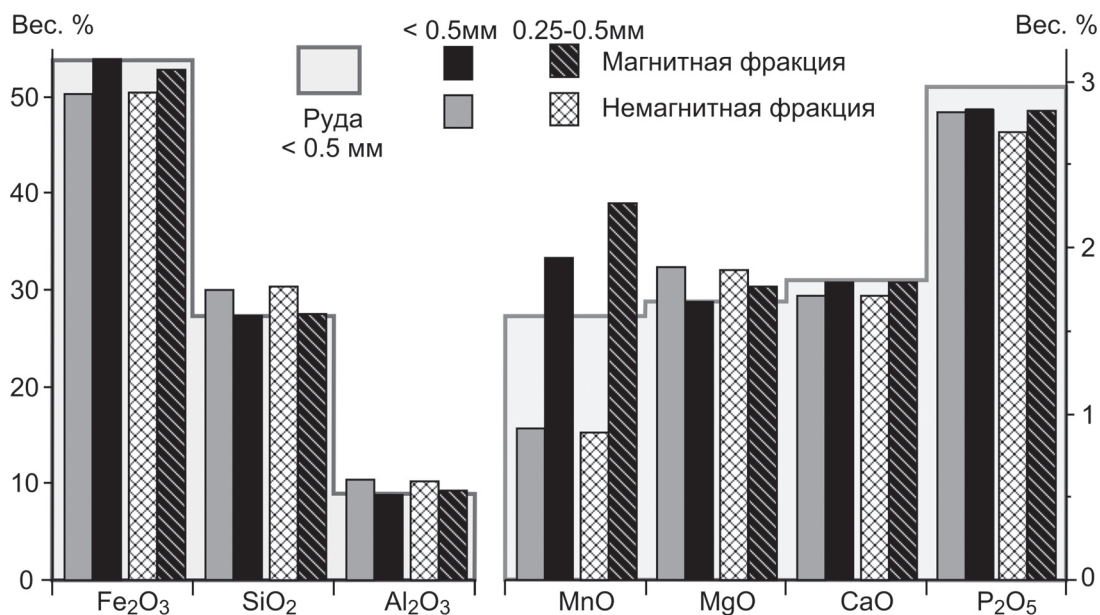


Рис. 8. Содержания в руде и продуктах ее сепарации основных химических компонентов. Приведены усредненные значения по трем пробам: Ф-48, Ф-49, Ф-126
Fig. 8. Contents of main chemical components in ore and products of its separation. Average values of three samples: Ф-48, Ф-49, Ф-126



бурых железняков с помощью изодинамического магнитного сепаратора СИМ-1 оказался малоэффективным. В опытах с омагниченными образцами, даже при минимальных значениях магнитного поля, их вещество полностью переходит в магнитную фракцию. То есть в этом случае разделения сильно омагниченного рудного и нерудного компонентов не достигается. Для получения искомого эффекта, вероятно, потребуется еще отрегулировать степень превращения слабомагнитных оксидов и гидроксидов железа в маггемит-магнетит.

Выводы

Минералогическое исследование образцов керченских оолитовых руд показало, что они выполнены в значительной степени аморфным тонкодисперсным материалом гидрогётит-сметитового типа с небольшой примесью фосфатов (оксикерченит, куларит), следовых количеств карбонатов, барита и др. аксессуариев. По валовому химическому составу керченские руды варьируют в относительно узких пределах (Fe_2O_3 50–60 %, SiO_2 20–30 %, Al_2O_3 7–10 %). Рудные компоненты — гётит, гидрогётит — по данным термического анализа представляют около 60 вес. % породы. Оолиты являются преимущественно оксигидроксидно-железистыми и в три раза более богаты фосфатами по сравнению с цементом, выполненным преимущественно глинистым материалом. По химическому составу гидрогётиты в бобовинах и цементе практически тождественны, их общая эмпирическая формула — $(\text{Fe}_{0.96-1}\text{Mn}_{0-0.04})\text{O}(\text{OH})$.

Мёссбауэровские спектры от оолитов и цемента подобны, но имеют различный вклад от оксигидроксидно-железистой и глинистой составляющих. Первый является суперпозицией магнитного и суперпарамагнитного компонентов от тонко- и нанодисперсного гётита, суммарно представляющих около 85 и 60 % Fe в оолитах и цементе соответственно. В глинистой фазе железо, в основном в трехвалентном состоянии, локализовано в октаэдрических позициях ди- и триоктаэдрических сметитов типа нонтронит — феррисапонит. Сметиты в

цементе и оолитах не являются тождественными, в последних октаэдрические позиции Fe^{3+} характеризуются существенно большим квадрупольным расщеплением.

Омагничивание проб во вращающейся печи не привело к изменению химического состава, но при этом магнитная восприимчивость возросла почти в 300 раз, намагниченность насыщения достигла 17–20 $\text{A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$. С учетом данных термического анализа и ИК-спектроскопии омагниченная руда полностью дегидратирована и содержит 30–40 вес. % магнетита. Формирование магнетита происходит за счет восстановления при 400–600 °C Fe^{3+} до двухвалентного состояния углеродом, высвободившимся при разложении крахмала.

В мёссбауэровских спектрах омагниченных проб главный магнитный компонент принадлежит магнетиту, на который приходится около 40 % железа. Силикатная дублетная часть состоит из пары дублетов Fe^{3+} (около 20 % контура). Величины изомерного сдвига (1.12 и 0.96 мм/с) и квадрупольного расщепления (2.6–2.7 и 2.0–2.1 мм/с) отвечают октаэдрическим позициям в структуре продуктов дегидратации исходного сметита. Процесс термического восстановления железа происходит не только в оксидах железа, но и в железосодержащих силикатах.

Магнитная сепарация как исходных, так и омагниченных проб с использованием изодинамического магнитного сепаратора малоэффективна. Магнитное обогащение исходной руды незначительно, а после ее омагничивания даже единичные частички магнетита в нерудном компоненте делают его магнитным, и разделения сильно омагниченного рудного и нерудного компонента не достигается. Для получения искомого эффекта, вероятно, требуется отрегулировать степень превращения слабомагнитных оксидов и гидроксидов железа в магнетит.

Авторы весьма признательны сотрудникам ИГ Коми НЦ УрО РАН М. Ф. Самотолковой и Б. А. Макееву за аналитическую работу методами ИК-спектроскопии и рентгеновской дифракции. Работа выполнена при финансовой поддержке грантам РФФИ № 14-05-90403 Укр_а.

Литература

1. Андреева Н. Я. Минералогия и условия образования керченских железных руд: Дис с. канд. г.-м. наук. М., 1984. 117 с.
2. Джеспилиты Ингулецкого месторождения и продукты их гипергенного изменения в связи с проблемой усовершенствования технологии переработки труднообогатимых железных руд / В. И. Силаев, В. П. Лютоев, А. Б. Брик, Н. А. Дудченко, А. Ю. Лысюк. / Вестник Пермского Университета. Геология. 2014. Вып. 1(22). С. 60–77.
3. Преобразование гетита и гематита в магнетит в связи с решением проблемы обогащения бедных гематитовых руд / А. Н. Пономаренко, А. Б. Брик, А. А. Юшин, Н. А. Дудченко, В. Д. Евтехов, Э. А. Беспояско, В. П. Лютоев / Геолого-минералогический вестник Криворизького национального университета, 2014. № 1–2 (31–32). С. 5–15.
4. Преобразование структуры природных оксидов/оксигидроксидов железа при восстановлении окисленных железооксидных руд / В. П. Лютоев, В. И. Силаев, А. Н. Пономаренко, А. Б. Брик, Н. А. Дудченко, А. А. Юшин, А. Ю. Лысюк, С. С. Шевчук / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 1.

С. 20–25.

5. Рейхард Л. Е. Генезис киммерийских оолитовых железных руд Таманского полуострова // <http://www.minsoc.ru/2010-1-91-0>.
6. М. А. Рудмин, А. К. Мазуров, А. С. Рубан. Морфология и вещественный состав железных руд Бачкарского рудороявления (Томская область) // Фундаментальные исследования, 2014. № 11. С. 1323–1327.
7. Страхов Н. М. Осадкообразование в современных водоемах. М.: Наука, 1993. 392 с.
8. Терромагнитные исследования преобразования гематита в магнетит с использованием крахмала / В. П. Пономар, А. Е. Гречановский, А. Б. Брик, А. А. Юшин, В. П. Лютоев, Т. С. Савченко / Минералогічний журнал (Mineralogical journal, Ukraine), 2015. Т. 37, № 2. С. 37–45.
9. Фазовый состав табачных руд керченского железорудного бассейна и возможность их омагничивания / А. Б. Брик, В. П. Иваницкий, Н. А. Дудченко, Э. В. Польшин, Г. Г. Влайков / Проблемы современной минералогии (Юшкинские чтения-2014): Материалы минералогического семинара с международным участием, Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 248–249.



10. Chukanov N. V. Minerals of the Kerch iron-ore basin in Eastern Crimea // Mineralogical Almanac, 2005. V. 8. P. 1–112.
11. Liese H. C. An infrared absorption analysis of magnetite // American Mineralogist, 1967. V. 52. P. 1198–1205.
12. Mössbauer characterization of iron oxides and (oxy) hydroxides: the present state of the art / Vandenberghe R. E., Barrero C. A., da Costa G. M., Van San E., De Grave E. // Hyperfine Interaction, 2000. V. 126. P. 247–259.
13. Mössbauer Spectroscopy of Earth and Planetary Materials / Dyar M.D., Agresti D., Schaefer M.W., Grant C.A., Sklute E.C. // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2006. V. 34. P. 83–125.
14. Murad E. Clays and clay minerals: What can Mössbauer spectroscopy do to help understand them? // Hyperfine Interaction, 1998. V. 117. P. 39–70.
15. Nontronite and ferruginous opal from the river iron deposit in Alabama, Canada / Petruk W., Farrell D. M., Laufer E. E., Tremblay R. J., Manning P. G. // Canadian Mineralogist, 1977. V. 15. P. 14–21.
16. Raman and infrared spectroscopic study of the vivianite-group phosphates vivianite, baracite and bobierrite / Frost R. L., Martens W., Williams P. A., Klopogge J. T. // Mineralogical Magazine, 2002. V. 66(6). P. 1063–1073.
17. Rozenson I., Heller-Kallai L. Mössbauer spectra of dioctahedral smectites // Clays and Clay Minerals, 1977. V. 25. P. 94–101.
18. Sherman D. M., Vergo N. Optical (diffuse reflectance) and Mössbauer study of nontronite and related Fe-bearing smectites // American Mineralogist, 1988. V. 73. P. 1346–1354.
5. Reihard L. E. *Genezis kimmeriiskih oolitovykh zheleznykh rud Tamanskogo poluostrova* (Genesis of kimmerian oolite iron ores of Taman peninsula). <http://www.minsoc.ru/2010-1-91-0>.
6. Rudmin M. A., Mazurov A. K., Ruban A. S. *Morfologiya i veschestvennyi sostav zheleznykh rud Bachkarskogo rudoroyavleniya* (Tomskaya oblast) (Morphology and material composition of iron ores of Bachkar ore deposit (Tom region). Fundamentalnye issledovaniya, 2014, No. 11, pp. 1323–1327.
7. Strahov N. M. *Osadkoobrazovanie v sovremennykh vo-doemah* (Sediment formation in modern pools). Moscow, Nauka, 1993, 392 pp.
8. *Termomagnitnye issledovaniya preobrazovaniya gematita v magnetit s ispolzovaniem krahmala* (Thermomagnetic studies of transformation of hematite into magnetite using starch) V. P. Ponomarev, A. E. Grechanovskii, A. B. Brik, A. A. Yushin, V. P. Lyutov, T. S. Savchenko. Mineralogicheskii zhurnal (Mineralogical journal, Ukraine), 2015, V. 37, No. 2, pp. 37–45.
9. *Fazovyi sostav tabachnykh rud kerchenskogo zhelezorudnogo basseina i vozmozhnost ih omagnichivaniya* (Phase composition of snuff ores of Kerch iron basin and possibilities of their magnetization). A. B. Brik, V. P. Ivanitskii, N. A. Dudchenko, E. V. Polshin, G. G. Vlaikov / Problemy sovremennoi mineralogii (Yushkinskie chteniya-2014): Proceedings, Syktyvkar, Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2014, pp. 248–249.
10. Chukanov N. V. Minerals of the Kerch iron-ore basin in Eastern Crimea. Mineralogical Almanac, 2005, V. 8, pp. 1–112.
11. Liese H. C. An infrared absorption analysis of magnetite. American Mineralogist, 1967, V. 52, pp. 1198–1205.
12. Mössbauer characterization of iron oxides and (oxy) hydroxides: the present state of the art. Vandenberghe R. E., Barrero C. A., da Costa G. M., Van San E., De Grave E. Hyperfine Interaction, 2000, V. 126, pp. 247–259.
13. Mössbauer Spectroscopy of Earth and Planetary Materials. Dyar M.D., Agresti D., Schaefer M.W., Grant C.A., Sklute E.C. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2006, V. 34, pp. 83–125.
14. Murad E. Clays and clay minerals: What can Mössbauer spectroscopy do to help understand them? Hyperfine Interaction, 1998, V. 117, pp. 39–70.
15. Nontronite and ferruginous opal from the river iron deposit in Alabama, Canada. Petruk W., Farrell D. M., Laufer E. E., Tremblay R. J., Manning P. G. Canadian Mineralogist, 1977, V. 15, pp. 14–21.
16. Raman and infrared spectroscopic study of the vivianite-group phosphates vivianite, baracite and bobierrite. Frost R. L., Martens W., Williams P. A., Klopogge J. T. Mineralogical Magazine, 2002, V. 66(6), pp. 1063–1073.
17. Rozenson I., Heller-Kallai L. Mössbauer spectra of dioctahedral smectites. Clays and Clay Minerals, 1977, V. 25, pp. 94–101.
18. Sherman D. M., Vergo N. Optical (diffuse reflectance) and Mössbauer study of nontronite and related Fe-bearing smectites. American Mineralogist, 1988, V. 73, pp. 1346–1354.

References

1. Andreeva N. Ya. *Mineralogiya i usloviya obrazovaniya kerchenskikh zheleznykh rud* (Mineralogy and conditions of formation of Kerch iron ores). PhD dissertation (geology mineralogy). Moscow, 1984, 117 pp.
2. *Dzhespility Inguletskogo mestorozhdeniya i produkty ih gipergennogo izmeneniya v svyazi s problemoi usovershenstvovaniya tekhnologii pererabotki trudnoobogatimyykh zheleznykh rud* (Jaspilites of Inguletsk deposit and products of their hypergenous change in connection with problem of improvement of technology of processing of rebellious iron ores). Silaev V. I., Lyutov V. P., Brik A. B., Dudchenko N. A., Lysyuk A. Yu. Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya, 2014. No. 1(22), pp. 60–77.
3. *Preobrazovanie getita i gematita v magnetit v svyazi s resheniem problemy obogascheniya bednykh gematitovykh rud* (Transformation of gethite and hematite into magnetite in connection with problem of processing of poor hematite ores). A. N. Ponomarenko, A. B. Brik, A. A. Yushin, N. A. Dudchenko, V. D. Evtehov, E. A. Bespoyasko, V. P. Lyutov. Geologo-mineralogichnyi visnik Krivorizkogo natsionalnogo universitetu, 2014, No. 1–2 (31–32), pp. 5–15.
4. *Preobrazovanie struktury prirodnnykh oksidov/oksidirovannykh zheleza pri vosstanovlenii okislennykh zhelezooksidnykh rud* (Transformation of structure of natural oxide/oxyhydroxides of iron during reduction of oxidized iron oxide ores). V. P. Lyutov, V. I. Silaev, A. N. Ponomarenko, A. B. Brik, N. A. Dudchenko, A. A. Yushin, A. Yu. Lysyuk, S. S. Shevchuk. Vestnik of Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2013, No.1, pp. 20–25.



ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ

А. Н. Хатькова, К. К. Размахнин

Забайкальский государственный университет, Чита
constantin-const@mail.ru

Утилизация отработанных в качестве сорбентов природных цеолитов Восточного Забайкалья является актуальной проблемой. Одним из методов их переработки является кислотное разложение с целью получения товарных алюмосодержащих продуктов. В работе изучена эффективность кислотной обработки цеолитсодержащих пород Бадинского, Холинского и Шивиртуйского месторождений, не подлежащих регенерации после использования их в качестве сорбентов для улавливания диоксида серы. С помощью современных методов выявлены минералогические особенности цеолитсодержащих пород и технологические параметры процесса кислотной переработки. В результате серии экспериментов получены данные извлечения оксида алюминия из цеолитсодержащих пород в зависимости от условий эксперимента: температуры, продолжительности воздействия и концентрации кислоты. Предложена технологическая схема переработки.

Ключевые слова: диоксид серы, цеолитсодержащие породы, Восточное Забайкалье, кислотная переработка, оксид алюминия, схема переработки.

ZEOLITE-CONTAINING ROCKS OF EASTERN TRANSBAIKALIA: NEW TECHNOLOGIES OF PROCESSING

A. N. Hatkova, K. K. Razmakhnin

Transbaikal State University, Chita
constantin-const@mail.ru

Recycling of Eastern Transbaikalia natural zeolites, used as sorbents, an important task. One of the most effective methods of their deep processing is acid decomposition for production of commodity aluminum-containing products. In this article we studied the effectiveness of acid treatment of zeolite rocks from Badinskoe, Kholinskoe and Shivyrtuyskoe deposits, which were not subject to recovery after their use as filters to capture sulfur dioxide. The technological parameters of the acid treatment process were studied. The technological scheme for processing was developed. The dependences of efficiency of extraction of alumina from the zeolite rocks on temperature, acid concentration and duration of the acid processing were obtained.

Keywords: sulfur dioxide, zeolite-containing rocks, Eastern Transbaikalia, acid processing, alumina, processing scheme.

Введение

В результате многочисленных исследований, посвященных проблеме очистки отходящих газов теплоэлектростанций от диоксида серы, который оказывает отрицательное воздействие на человека и окружающую среду, было установлено, что одним из наиболее эффективных способов улавливания SO_2 является сорбция цеолитсодержащими породами [3]. В процессе их многократного использования в качестве сорбентов наступает момент нерегенерируемости, то есть цеолитсодержащие породы становятся отходами. Для создания безотходной технологии сероочистки на предприятиях энергетического комплекса необходима полная переработка отработанного цеолитового сырья.

Одним из перспективных направлений переработки данных отходов является извлечение глинозема и кремнезема в результате кислотного воздействия. Целью данной работы было изучение влияния различных параметров (температура, продолжительность процесса, концентрация кислоты) на эффективность извлечения алюминия из отработанных цеолитсодержащих пород. В экспериментах использовались цеолитсодержащие породы Восточного Забайкалья (Шивиртуйское, Холинское, Бадинское месторождения), ранее применявшиеся в фильтрах ТЭЦ-2 Читы и ТЭЦ Краснокаменска для сорбции диоксида серы.

Методы исследования

Химический и минеральный составы цеолитсодержащих туфов определялись современными аналитическими методами, включая рентгенофазовый анализ. Эксперименты проводились на основе методики, включающей дробление породы, кислотную обработку, отделение раствора, очистку твердого остатка от примесей [2]. Разложение пород производилось в вертикальном выщелачивателе с мешалкой в серной кислоте. Для определения содержания алюминия в растворе использовался комплексометрический метод.

Результаты и их обсуждение

Химический и минеральный составы цеолитсодержащих туфов Восточного Забайкалья представлены в табл. 1 и 2. Среднее содержание Al_2O_3 составляет в породе Шивиртуйского месторождения – 13.61, Бадинского месторождения – 10.57, Холинского месторождения – 12.21 %.

Была изучена эффективность извлечения глинозема в результате следующих условий кислотного воздействия: температуры, продолжительности обработки и концентрации кислоты.

На рис. 1 представлены кривые извлечения глинозема в зависимости от температуры в диапазоне от 20 до 98 °С при концентрации серной кислоты 50–70 %.



Таблица 1

Химический состав цеолитсодержащих пород Восточного Забайкалья

Table 1

Chemical composition of zeolite-bearing rocks of Eastern Transbaikalia

Компоненты	Месторождения, среднее содержание компонентов, %		
	Шивыртуйское	Холинское	Бадинское
SiO ₂	62.90	65.62	68.50
P ₂ O ₅	0.08	0.004	0.08
Al ₂ O ₃	13.61	12.21	10.57
TiO ₂	0.34	0.07	0.18
Fe ₂ O ₃	3.00	1.25	0.68
FeO	0.14	0.06	0.07
CaO	0.61	2.07	2.52
MgO	1.51	0.64	0.88
Na ₂ O	1.36	1.90	0.24
K ₂ O	4.04	4.14	3.12
S _{общ.}	0.007	0.016	<0.05
MnO	0.11	0.14	0.03
H ₂ O	3.88	3.82	5.10
П.п.п.	9.16	8.22	7.70
Сумма	100.75	100.16	99.67

Таблица 2

Минеральный состав цеолитсодержащих пород Восточного Забайкалья

Table 2

Mineral composition of zeolite-bearing rocks of Eastern Transbaikalia

Минерал	Месторождение, содержание минеральных фаз, %		
	Шивыртуйское	Холинское	Бадинское
Клиноптилолит	45–65	60–66	63–74
Морденит	–	–	7
Монтмориллонит	15–20	3–5	3–5
Гидрофлюиды	3–5	–	–
Кварц	3–10	3–5	1–3
Кальцит	2–5	–	–
Микроклин	3–5	3–5	–
Кристобалит	2–3	10–12	15–18
Рентгеноаморфная фаза	<5	10–12	<10

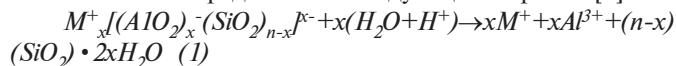
При н.у. извлечение Al₂O₃ варьирует от 23 до 33 %. Практически полное извлечение (96 %) глинозема из бадинских туфов происходит при 60 °С, для шивыртуйских туфов требуется 80 °С. Дальнейшее увеличение температуры практически не оказывает влияние на эффективность извлечения оксида алюминия. Самым трудноизвлекаемым оказался глинозем из холинских туфов – 82 % при 98 °С.

Получены данные извлечения Al₂O₃ в зависимости от продолжительности кислотной обработки цеолитсодержащих пород в интервале времени от 20 до 120 минут при 70 °С (рис. 2). Почти 97 % глинозема из пород Холинского и Шивыртуйского месторождения переходит в раствор в течение 60 и 80 минут соответственно.

При увеличении продолжительности воздействия извлечение возрастает на 1 %. Для пород Бадинского месторождения требуется более длительная обработка: при 120-минутном воздействии извлечение составляет 91 %.

На рис. 3 представлены кривые извлечения глинозема в зависимости от концентрации серной кислоты в интервале от 20 до 90 % при 70 °С и продолжительности воздействия 100 мин. Около 98 % глинозема из пород Шивыртуйского и Бадинского месторождений извлекается при обработке 60 и 80 % H₂SO₄ соответственно. Обработка 90 %-й серной кислотой не оказывает влияния на извлечение. Из пород Холинского месторождения в раствор переходит более 90 % Al₂O₃ при воздействии 80 %-й серной кислоты.

Схематично реакция кислотного разложения цеолитов может быть представлена следующим образом [5]:



Реакция (1) протекает преимущественно при высоких температурах и концентрациях кислоты.

Важным моментом при кислотной переработке цеолитовых пород являются различные пути миграции основных компонентов: большая часть глинозема переходит в раствор, а кремнезем при этом остается в осадке. Экспериментально установлено, что при воздействии кислот происходит разложение цеолитосодержащих пород с образованием солей алюминия в виде $Al_2(SO_4)_3$, $AlCl_3$, $Al(NO_3)_3$ [4, 1, 5].

При переработке цеолитосодержащих пород кислотами вместе с глиноземом в раствор переходит 40–95 % Fe_2O_3 и некоторое количество SiO_2 . Поэтому необходимо проводить очистку раствора от примесей. Одним из способов разделения алюминия и железа является увеличение концентрации серной кислоты в растворе, которое приводит к образованию осадка сульфата алюминия ($Al_2(SO_4)_3$). Осадок можно отделить фильтрованием, а маточный раствор, содержащий соединения железа, использовать для разложения новой порции цеолитосодержащих пород.

Другим способом очистки является кристаллизация сернокислого алюминия из раствора в результате его выпаривания. В системе $Al_2(SO_4)_3$ – $Fe_2(SO_4)_3$ – H_2O не образуются двойных солей между сульфатом железа и сульфатом алюминия, что позволяет выделить сульфат алюминия без сульфата железа, который будет концентрироваться в растворе. Сульфат алюминия после первой кристаллизации не отвечает требованиям по примесям железа из-за захвата маточного раствора. Поэтому после отделения маточного раствора сульфат алюминия можно растворить в горячей воде и полученный раствор охладить снова для выделения чистых кристаллов.

Кроме того, для разделения сернокислых соединений алюминия и железа может быть использован сорб-

ционный способ, для чего применяются ионообменники различных типов, катиониты, аниониты различной основности, аминокарбоксидные амфолиты и окисленные угли.

Глубина очистки кислых растворов зависит от исходного количества окиси железа в растворе, а выбор способа очистки соединений алюминия от железа определяется переработкой конкретных цеолитосодержащих пород.

Очистка сернокислых растворов от кремнезема может быть осуществлена перемешиванием в присутствии кремнеземистого остатка [2].

В результате серии экспериментов предложена схема переработки цеолитосодержащих пород Восточного Забайкалья с применением кислотного метода (рис. 4). Схема включает следующие операции: измельчение до крупности $-0.5...+0.1$ мм, кислотную обработку в выщелачивателе с мешалкой, фильтрование с учетом экспериментальных параметров (температура, время, концентрация кислоты и вещественный состав пород).

Выводы

В результате обработки серной кислотой цеолитосодержащих пород, отработанных в качестве фильтров топливно-энергетических предприятий, было установлено, что эффективность извлечения Al_2O_3 зависит от условий воздействия (температура, продолжительность обработки, концентрация кислоты) и состава пород Восточного Забайкалья (Шивиртуйское, Холинское, Бадинское месторождения).

Оптимальными условиями кислотной переработки для цеолитосодержащих пород Шивиртуйского месторождения являются: продолжительность обработки – 80 мин, концентрация серной кислоты – 60 %, температура – 80 °С; Холинского месторождения: продолжительность – 60 мин, концентрация кислоты – 80 %, температура – 98 °С; Бадинского месторождения: продолжительность – 120 мин, концентрация кислоты – 80 %, температура – 60 °С.

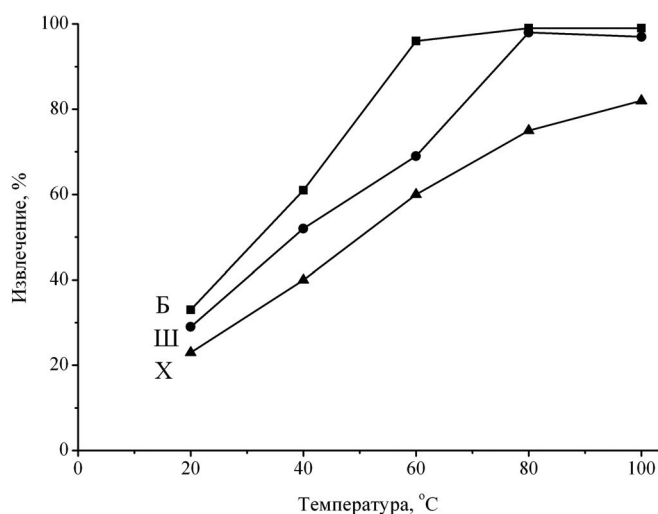


Рис. 1. Зависимость извлечения Al_2O_3 серной кислотой от температуры (цеолитосодержащие породы: Ш – Шивиртуйского месторождения; Х – Холинского месторождения; Б – Бадинского месторождения)

Fig. 1. Dependence of sulfuric acid extraction of Al_2O_3 on the temperature (Zeolite-bearing rocks: Ш – Shivirtuyskoe deposit; Х – Holinskoe deposit; Б – Badinskoe deposit)

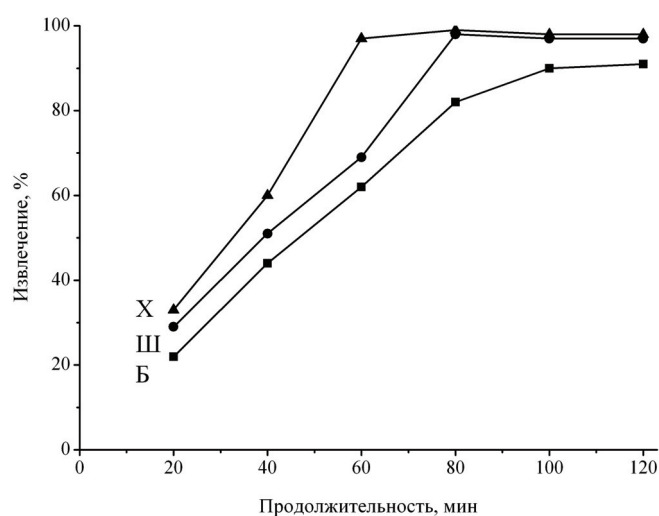


Рис. 2. Зависимость извлечения Al_2O_3 серной кислотой от продолжительности переработки (цеолитосодержащие породы: Ш – Шивиртуйского месторождения; Х – Холинского месторождения; Б – Бадинского месторождения)

Fig. 2. Dependence of sulfuric acid extraction of Al_2O_3 on the duration of processing (Zeolite-bearing rocks: Ш – Shivirtuyskoe deposit; Х – Holinskoe deposit; Б – Badinskoe deposit)

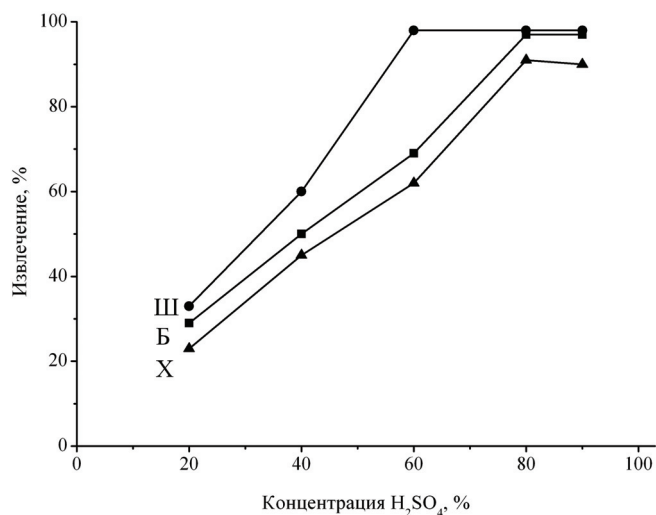


Рис. 3. Зависимость извлечения Al_2O_3 от концентрации H_2SO_4 (цеолитсодержащие породы: Ш – Шивыртуйского месторождения; Х – Холинского месторождения; Б – Бадинского месторождения)

Fig. 3. Dependence of sulfuric acid extraction of Al_2O_3 on the H_2SO_4 concentration (Zeolite-bearing rocks: Ш – Shivyrtuyskoe deposit; Х – Holinskoe deposit; Б – Badinskoe deposit)

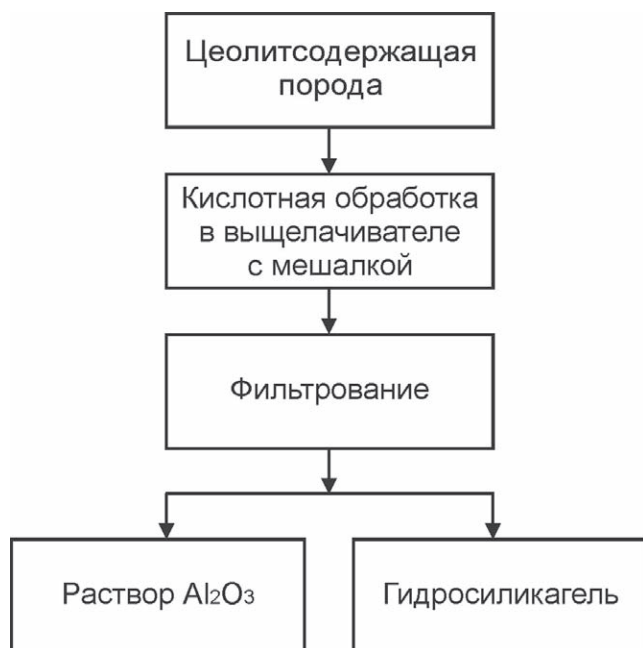


Рис. 4. Схема комплексной переработки цеолитсодержащих пород Шивыртуйского, Бадинского и Холинского месторождений с применением кислотного метода

Fig. 4. Scheme of complex processing of zeolite-bearing rocks of Shivyrtuyskoe, Badinskoe and Holinskoe deposits using an acid method

Литература

1. Котова О. Б., Шушков Д. А. Анальцимсодержащие породы Тимана как потенциальный источник получения алюминиевого сырья // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 178–185.

2. Маматов Э. Д., Баротов Х. А., Рахимов М. А., Бобоев Х. Э., Нарзуллоев К. А. Сернокислотное разложение цеолитов // Доклады АН Республики Таджикистан. 2003. Т. 46. № 1–2. С. 15–19.

3. Смола В. И. Поглощение двуокиси серы природными цеолитами. М.: Полиграф-сервис, 2009. 324 с.

4. Юсупов Т. С., Шумская Л. Г. Новая концепция производства алюминия и его соединений из нетрадиционного алюмосиликатного сырья // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2009. № 2. С. 96–100.

5. Kotova O. B., Shabalin I. L., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V. Sorbents based on mineral and industrial materials for radioactive wastes immobilization // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 2. С. 32–34.

References

1. Kotova O. B., Shushkov D. A. *Analtsimsoderzhaschie porodi Timana kak potentsialniy istochnik polucheniya aluminievogo sira* (Analcime-containing rocks of Timan as potential source of aluminum raw). *Znachenie issledovaniy tehnologicheskoy minerakogii v reshenii zadach kompleksnogo osvoeniya mineralnogo sira*. Petrozavodsk, KarNC RAN, 2007, pp. 178–185.

2. Mamatov E. D., Barotov H. A., Rahimov M. A., Boboev H. E., Narzullov K. A. *Sernokislotoe razlozhenie tseolitov* (Sulfuric decomposition of zeolites). *Doklady AN Respubliki Tadjikistan*, 2003, V. 46, No. 12, pp. 15–19.

3. Smola V. I. *Pogloschenie dyuokisi sery prirodnyimi tseolitami* (Absorption of sulfur dioxide by natural zeolites). Moscow, Poligraf servis, 2009, 324 pp.

4. Yusupov T. S., Shumskaya L. G. *Novaya kontseptsia proizvodstva aluminia i ego soedineniy is netraditsionnogo alumosilikatnogo sira* (New concept of production of aluminum and its composites from non-traditional alumosilicate raw). *Fiziko-tehnicheskie problemy razrabotki poleznych iskopaemih*, 2009, No. 2, pp. 96–100.

5. Kotova O. B., Shabalin I. L., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V. Sorbents based on mineral and industrial materials for radioactive wastes immobilization. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, 2015, No. 2, pp. 32–34.



HYDROTHERMAL SYNTHESIS OF TiO_2 NANOTUBES FROM CONCENTRATE OF TITANIUM ORE OF PIZHEMSKOE DEPOSIT (RUSSIA)

O. B. Kotova¹, A. V. Ponaryadov¹, L. A. Gömze²

¹ Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Russia, kotova@geo.komisc.ru

² University of Miskolc, Hungary, femgomze@uni-miskolc.hu

A high cost of TiO_2 nanoparticles and their demand in industry determine the timeliness of the hydrothermal method of synthesis of titanium dioxide nanotubes from the low-cost natural mineral raw materials. The starting material (non-magnetic fraction of gravity concentrate of titanium ore of Pizhenskoe deposit) and synthesized samples were characterized by scanning electron microscopy, X-ray diffraction and X-ray fluorescence methods.

Keywords: TiO_2 nanotubes, hydrothermal method, titanium ore, Pizhenskoe deposit.

ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ НАНОТРУБОК ДИОКСИДА ТИТАНА ИЗ КОНЦЕНТРАТА ТИТАНОВОЙ РУДЫ ПИЖЕМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РОССИЯ)

О. Б. Котова¹, А. В. Понарядов¹, Л. А. Гёмзе²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Университет Мишкольца, Венгрия

Высокая стоимость наночастиц TiO_2 и их востребованность в промышленности определяют актуальность синтеза нанотрубок диоксида титана гидротермическим методом из недорогого минерального сырья. Исходный материал (немагнитная фракция гравитационного концентрата титановой руды Пижемского месторождения) и синтезированные образцы были исследованы с помощью сканирующей электронной микроскопии, рентгенодифракции, состав определен рентгенофлуоресцентным методом.

Ключевые слова: нанотрубки TiO_2 , гидротермический синтез, титановая руда, Пижемское месторождение.

Introduction

Titanium is one of the strategic metals of modern industry. The demand for titanium has been steadily increasing, and this trend will obviously continue. In Russia there are mainly undeveloped deposits, titanium concentrate is not produced. On the territory of Komi Republic the prospects of mining industry are associated with the largest deposits of titanium (Yaregskoe and Pizhenskoe). New applications of titanium ore based on its mineralogical and processing characteristics have a real commercial interest: the list of commodity products is expanding (and consequently the prospects for production), energy costs are reducing, environmental risks are decreasing, efficiency of sustainable development of region is increasing. One of the promising directions of solution of this problem can be the synthesis of titanium dioxide nanotubes from mineral raw materials (for example from titanium ore of Pizhenskoe deposit).

In recent decades one-dimensional nanostructure materials, derived from titanium dioxide, have been widely used in photocatalysis, as a base for catalysts, implants, reagents enhancing blood coagulability, batteries etc. [1–5].

Due to a high cost of commercially available TiO_2 nanoparticles their synthesis from cheap natural raw materials by hydrothermal method becomes very important.

The aim of this article: the development of scientific basics of synthesis of titanium dioxide nanotubes based on the mineral raw materials using a simple hydrothermal method.

Experimental Procedure

Titanium nanotubes can be obtained by several methods, such as sol-gel, electrospinning, template synthesis, chemical vapor deposition (CVD), etc. Each method has its advantages and disadvantages depending on the implementation. After the pioneer works by T. Kasuga et al. [6] the hydrothermal method became one of the most applied methods for the production of one-dimensional (1D) nanostructured TiO_2 products. The authors previously published a number of works on the synthesis of TiO_2 nanotubes from synthetic analogs of titanium minerals and their application [7–9].

TiO_2 nanotubes were produced by a simple hydrothermal method. The procedure for the preparation of nanostructures from synthetic TiO_2 is described elsewhere [7, 9]. In this work this procedure is adapted for the non-magnetic fraction of gravity concentrate of titanium ore of Pizhenskoe deposit.

In a typical preparation 0.8 g of starting ore (reduced size) was placed in 100 ml autoclave, where 80 ml of 10 M NaOH solution were added. The autoclave was kept at 110 °C

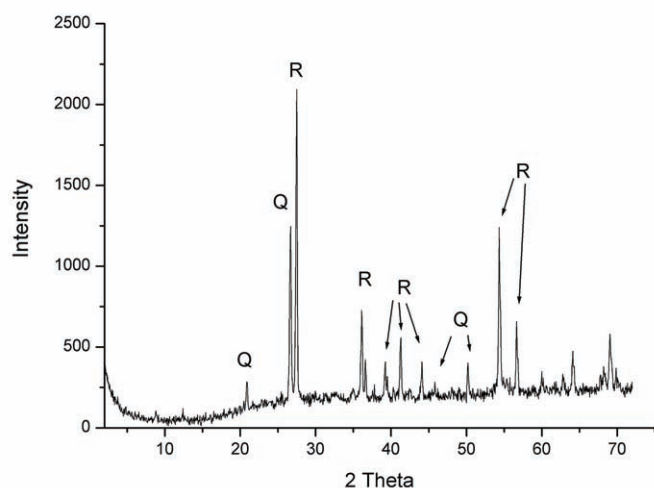


Fig. 1. Diffraction pattern of the starting material (Q – quartz, R – rutile)

Рис. 1. Дифрактограмма исходного сырья (Q – кварц, R – рутил)

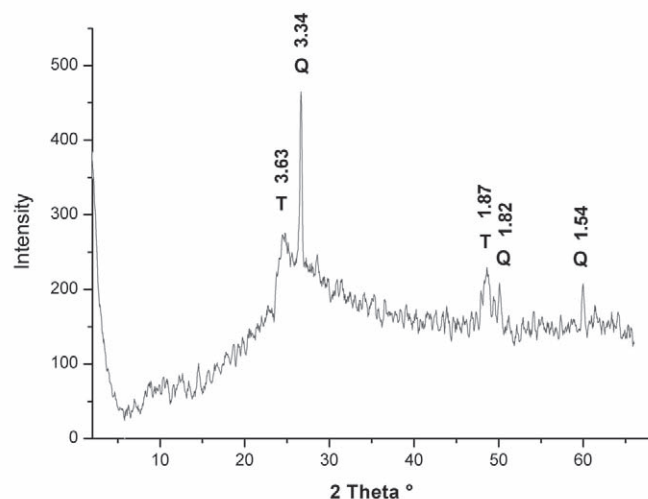


Fig. 2. Diffraction pattern of synthesized sample (Q – quartz, T – sodium titanate)

Рис. 2. Дифрактограмма синтезированного образца (Q – кварц, T – титанат натрия)

during 24 h (temperature sensor was mounted on the stove, not inside the autoclave). After the hydrothermal reaction the autoclave was cooled to room temperature, and the resulting flaky precipitate was washed successively by distilled water and solution of hydrochloric acid (0.1 M) until neutral pH (6.5–7). The washed samples were dried in the oven at 90 °C for 12 hours.

The shape and size of the starting ore and synthesized samples were obtained by scanning electron microscopy (TESCAN Vega 3). The crystalline structures of the initial ore and synthesized samples were analyzed by diffractometer (Shimadzu XRD-6000), the material composition was studied by X-ray fluorescence (XRF Shimadzu-1800).

Results and Discussion

Until recently the starting material for TiO_2 nanotubes synthesis was only high-purity synthetic analogs [1–5, 7]. In 2011 a group of scientists published a paper [10], which provided data on the production of titanium dioxide nanotubes by the hydrothermal method from Thai leucoxene. According to those data, Thai leucoxene was

enriched. The starting material for nanotubes was a rutile concentrate with a TiO_2 content more than 93 %.

Mineral and chemical composition of bulk concentrates of titanium ore of Pizhetskoe deposit is given in [11]. Beside leucoxene pseudorutile, Fe-ilmenite, ilmenite and siderite were found. Chemical composition (wt. %): TiO_2 – 50.07, SiO_2 – 30.52, Fe_2O_3 – 13.37, MnO – 0.26, CaO – 0.04, MgO – 0.17, Al_2O_3 – 2.16, K_2O – 0.77, Na_2O – 0.02, P_2O_5 – 0.16, ZrO_2 – 0.10, S – 0.09, CO_2 – 1.90, H_2O^+ – 0.39.

In comparison with bulk concentrates of titanium ore of Pizhetskoe deposit characterized in [11] the used starting material – non-magnetic fraction of gravity concentrate of titanium ore of Pizhetskoe deposit – the content of Fe_2O_3 and TiO_2 is lower, while content of SiO_2 and Al_2O_3 – higher. Chemical composition (wt. %): TiO_2 – 42.12, SiO_2 – 46.57, Fe_2O_3 – 1.04, Al_2O_3 – 7.57, K_2O – 1.61, MnO – 0.06, CaO – 0.13, MgO – 0.37, SO_3 – 0.06, P_2O_5 – 0.17, ZrO_2 – 0.05, NbO – 0.11. The average particle size after grinding – 20–40 μm .

The X-ray diffraction pattern (Fig. 1) indicates that the starting ore is mainly a mixture of two phases: rutile and quartz. The peaks are clear, that testifies to a high crystallinity of these phases. The weak reflections of clay minerals, ilmenite and anatase are present.

The synthesized sample (Fig. 2) is a mixture of two phases: quartz and hydrogen titanate ($\text{Na}_x\text{H}_{2-x}\text{Ti}_3\text{O}_7$), which is consistent with the results of [1–3]. Chemical composition (wt. %): TiO_2 – 74.68, SiO_2 – 12.64, Fe_2O_3 – 5.44, Al_2O_3 – 4.71, Na_2O – 0.14, K_2O – 0.93, MnO – 0.64, CaO – 0.12, MgO – 0.25, P_2O_5 – 0.09, ZrO_2 – 0.08, NbO – 0.14.

The formation of titanium dioxide nanotubes takes place in several stages: the slow dissolution of raw is accompanied by the epitaxial growth of layered sodium titanate nanosheets → exfoliation of nanosheets → folding of nanosheets into tubes → growth of nanotubes along X axis → exchange of sodium ions by protons during washing and separating of nanotubes from each other. The crystalline lattice of initial rutile is converted into amorphous product

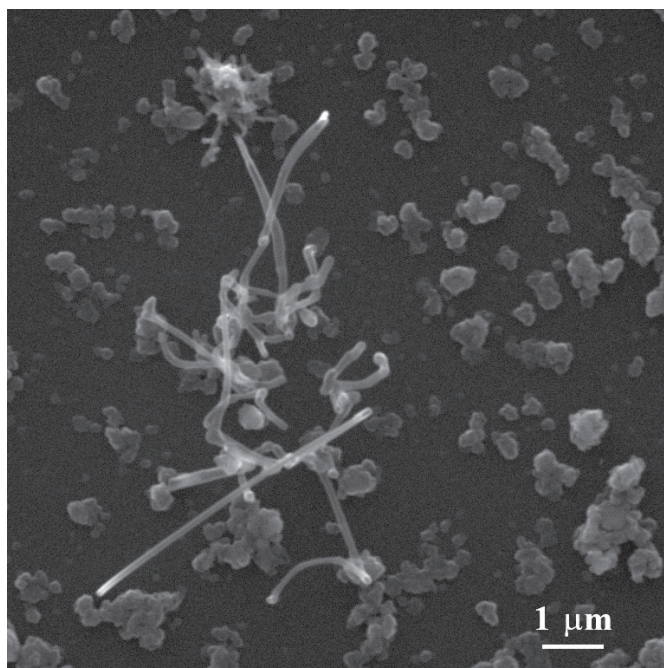


Fig. 3. Titanium dioxide nanotubes
Рис. 3. Нанотрубки диоксида титана



at alkali processing, after treatment with distilled water and solution of hydrochloric acid the titanium dioxide nanotubes are formed. According to [7], the nanotubes consist of layers of titanate, which composition depends on such synthesis conditions as temperature and duration of treatment, ratio of solid and liquid phases.

Fig. 3 shows SEM image of synthesized TiO_2 nanotubes. The channels inside the produced nanotubes are clearly visible. The resolution of scanning electron microscope allows evaluating their outside diameter (70–100 nm) and length (up to 4500 nm). The synthesized TiO_2 nanotubes have a large surface area, which is, according to [7], by orders higher than the specific surface of the starting raw, which provides high sorption properties.

Conclusion

The TiO_2 nanotubes were obtained using simple hydrothermal method in Laboratory of mineral raw technology in Institute of Geology Komi SC UB RAS. An inexpensive natural raw material – non-magnetic fraction of gravity concentrate of titanium ore of Pizhetskoe deposit – was used as a starting material. The synthesized titanium dioxide nanotubes have outer diameter 70–100 nm and length up to 4500 nm. The synthesized TiO_2 nanotubes have a large surface area that results in a good sorbent material.

Acknowledgements

The authors express gratitude to the common use center Geonauka for their help in analytical work. This work was supported by the Program of UB RAS (project 15-18-5-33).

References

1. Kuo H.-L., Kuo C.-Y., Liu C.-H., Chao J.-H., Lin C.-H. A highly active bi-crystalline photocatalyst consisting of TiO_2 (B) nanotube and anatase particle for producing H_2 gas from neat ethanol // *Catalysis Letters*, 2007. Vol. 113. P. 7–12.
2. Chang L.-H., Sasirekha N., Chen Y.-W. Au / MnO_2 - TiO_2 catalyst for preferential oxidation of carbon monoxide in hydrogen stream // *Catalysis Communications*, 2007. Vol. 8. P. 1702–1710.
3. Kubota S., Johkura K., Asanuma K., Okouchi Y., Ogiwara N., Sasaku K. Titanium dioxide nanotubes for bone regeneration // *Journal of Material Science: Materials in Medicine*, 2004. Vol. 15. P. 1031–1035.
4. Roy SC, Paulose M., Grimes CA The effect of TiO_2 nanotubes in the enhancement of blood clotting for the control of hemorrhage // *Biomaterials*, 2007. Vol. 28. P. 4667–4672.
5. Xu J., Jia C., Cao B., Zhang WF Electrochemical properties of anatase TiO_2 nanotubes as an anode material for lithium-ion batteries // *Electrochimica Acta*, 2007. Vol. 52. P. 8044–8047.
6. Kasuga T., Hiramatsu M., Hoson A., Sekino T., Nihara K. Formation of Titanium Oxide Nanotube // *Langmuir*, 1998. Vol. 14. P. 3160–3163.
7. Ponaryadov A. V., Kotova O. B. Synthesis and properties of nano-dispersed structures of titanium minerals on the example of anatase. // *Reports of the Academy of Sciences*, 2009. Vol. 425. No. 5. P. 664–667. (in Russian)
8. Kotova O. B., Ponaryadov A. V., Vayon J. Nanostructured mineral surface: sorption properties // *Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS*, 2007. No. 10. P. 8–10. (in Russian)
9. Ponaryadov A., Kotova O. Leucosene and TiO_2 photocatalysts for water purification // *Materials Science and Engineering*, 2013. Vol. 47. P. 198–202.
10. Aphairaja D., Wirunmongkol T., Pavasupree S., Limsuwan P. Synthesis of Titanate Nanotubes from Thai Leucosene Mineral // *Procedia Engineering*, 2012. Vol. 32. P. 1068–1072.
11. Makeev A. B., Lyutoev V. P. Spectroscopy in technological mineralogy, mineral composition of concentrates of titanium ore from Pizhetskoy deposit (Middle Timan) // *Obogashchenie rud*, 2015. No. 5. P. 33–41. (in Russian)



Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts

MODELING OF NATURAL PROCESSES ACCORDING TO V. A. PETROVSKY (to 70th Anniversary)

On the 1st of January, 2016, Chief Scientist of the experimental laboratory of mineralogy of the Institute of Geology of Komi SC, UB RAS, Vitaliy Aleksandrovich Petrovsky, a well-known expert in the field of experimental modeling of natural processes, celebrated his 70th Anniversary.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ ПО В. А. ПЕТРОВСКОМУ (к 70-летию со дня рождения)

К своему 70-летию Виталий Александрович подошёл известным специалистом в области экспериментального моделирования природных процессов. Отличительной особенностью его исследовательского подхода является умелое применение эксперимента для решения минералогенетических задач, создание и использование оригинальных экспериментальных методик. Одним из первых в СССР он внедрил в практику кристаллогенетических исследований голографические методы, а также ряд других оригинальных методических решений. Экспериментально, с использованием методов голографической интерферометрии, исследовал воз-

никновение в широком интервале термодинамических параметров ($T = 20-400\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 1-1100\text{ атм}$) пространственно-временных изменений в подсистемах объема раствора, пограничного слоя, кристалла. Установил роль эндогенных и экзогенных факторов в процессе эволюции системы кристалл—среда.

Одним из реперных направлений его научной деятельности стала **самоорганизация неравновесных процессов**. Измерения температурных, концентрационных и гидродинамических полей пограничного слоя кристалла и окружающего его раствора показали, что в системе возникают диссипативные структуры, влияющие на харак-



Лауреаты премии Коми комсомола (Е. П. Калинин, В. А. Петровский, А. М. Асхабов) обсуждают проблемы генезиса природных кристаллов в районах Приполярного Урала. Данные экспонаты были достойно оценены выставочным комитетом ВДНХ СССР в 1976 г.

Winners of the Komi Komsomol Award (E. P. Kalinin, V. A. Petrovsky, A. M. Askhabov) are discussing problems of genesis of natural crystals near Polar Urals. These exhibits were worthily evaluated by Exhibition Committee of the USSR Exhibition of Economic Achievements in 1976.

тер захвата примесей растущим кристаллом. На основе теории самоорганизации неравновесных процессов проанализированы нелинейные процессы массопереноса в подобных системах. В рамках теории поверхности потенциальной энергии (ППЭ) описаны с учетом сохранения и изменения динамической симметрии в молекулярных системах процессы в адсорбционном пограничном слое кристалла, структура и механизмы образования алмазных микрополикристаллических агрегатов типа карбонадо.

В. А. Петровским установлено, что в процессе роста или растворения кристаллов происходят **температурно-концентрационные изменения в окружающей среде**. Характер происходящих изменений оказывает определенное влияние на ход транспортных процессов тепло- и массопереноса, вызывает в реакционной камере макро- и микроконвективные явления, отражающиеся затем на кинетике и морфологии растущих кристаллов. В. А. Петровским предложена гипотеза появления концентрической зональности и показано ее реальное проявление на кварцевых жилах:

Хроника

1 января — 70-летний юбилей д. г.-м. н. Виталия Александровича Петровского, главного научного сотрудника лаборатории экспериментальной минералогии

2 января — 50-летний юбилей к. г.-м. н. Анны Алексеевны Соболевой, старшего научного сотрудника лаборатории петрографии

9 января — 60-летний юбилей Галины Африкановны Анисимовой, геолога лаборатории минерально-сырьевых ресурсов

26 января — 60-летний юбилей Александра Васильевича Колегова, слесаря по ремонту автомобилей

Chronicle

January, 1, The 70th anniversary of DSc. geol.-min. Petrovskiy Vitaliy Aleksandrovich, chief researcher of Experimental Mineralogy laboratory

January, 2, The 50th anniversary of PhD geol.-min. Soboleva Anna Alekseevna, senior researcher of Petrography laboratory

January, 9, The 60th anniversary of Anisimova Galina Africanovna, geologist of Mineral Raw Resources laboratory

January, 26, The 60th anniversary of Kolegov Aleksandr Vasil'evich, car mechanic



Лабораторные исследования на кафедре кристаллографии алмазов в МГУ (В. А. Петровский и В. Л. Скворцова), 2009 г.

Laboratory studies at the Department of Crystallography of diamonds in Moscow State University (V. A. Petrovsky and V. L. Skvortsova), 2009.

рост кристаллов в неоднородном по вертикали растворе, где изменения величины, зональности и формы кристаллов кварца определяются явлением концентрационного расслоения раствора (флюида), т.е. обусловлены взаимосвязью между плотностью раствора и его пересыщением в объеме конкретной полости.

В 1981 г. в Московском геолого-разведочном институте В. А. Петровский **защитил кандидатскую диссертацию** на тему «Экспериментальное моделирование процессов минералообразования в неоднородных средах». На защите диссертации присутствовали академик РАН СССР Н. В. Белов, профессор Института кристаллографии РАН Н. Н. Шефгаль, ведущий кристаллограф МГУ О. Г. Козлова и другие звёзды кристаллогенезиса мирового класса. Участвуя в обсуждении работы, они предложили перезащиту диссертации в качестве докторской, их поддержали другие члены совета. Однако в силу нелучших жизненных обстоятельств это предложение тогда не было реализовано.

В 1992 г. в Санкт-Петербургском горном институте В. А. Петровский **защитил докторскую диссертацию** «Кристаллогенезис в неоднородных средах».

Важной вехой в жизни юбиляра была организация в 1992 г. в Сыктывкаре наукоёмкого предприятия «Орбита-Алмазинструмент» по производству технических алмазов. В 1994 г. в руках организатора уже сверкали первые спёки, которые прошли успешные испытания в различных алмазосодержащих инструментах. Представительная комиссия в лице министерских чиновников и научной элиты посетила это предприятие, обещавшее светлое будущее городу и всему региону. Однако банкротство спонсора — завода «Орбита» — привело к катастрофе. Часть оборудования, которое находилось на заводе «Орбита» и входило в уставной капитал «Орбита-Алмазинструмент», было неожиданно пушено с молотка, что закончилось гибелью всего предприятия.

Фазовые примеси в алмазной фазе карбонадо.

Микрористаллические черные алмазы «карбонадо» до сих пор представляют собой минералогическую загадку. Их изучению юбilar отдал много лет — как один, так и в содружестве с бразильцами, на родине которых карбонадо особенно обильны. Были выявлены три типа фазовых примесей: 1) минералы в интерстициях и порах агрегата алмазных индивидов; 2) минералы-узники внутри алмазных индивидов; 3) флюидные включения в алмазе. Особый интерес представляют находки внутри алмазной фазы карбонадо магнезиальных хромшпинелидов и магнезиально-железистых гранатов — важное свидетельство мантийной природы карбонадо.

Флюидные включения в бразильских карбонадо.

Юбilar подтвердил, что карбонадо характеризуются большей на один-три порядка насыщенностью флюидными включениями по сравнению с монокристалльными алмазами. Газовая фаза, содержащаяся в карбонадо, является многокомпонентной и широко варьирующей по составу. Ее важнейшая особенность заключается в аномальном обогащении угарным газом. По этому критерию исследуемые карбонадо и, вероятно, большинство алмазов вообще не имеют аналогов не только среди продуктов корового пороодо-, рудо- и минералообразования, но и среди продуктов корово-мантийных взаимодействий.

Фазовые примеси в Толбачинских вулканитах.

Совместно с коллегами из Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский), Института геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) и Горного университета (Санкт-Петербург) проведены петролого-минералогические исследования вулканитов Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 гг., в связи с которыми обнаружены многочисленные алмазы. Установлено, что по комплексу свойств вулканисты соответствуют неостроводужным, арифтогенным магматитам,



М. Мартинс (Бразилия), Ю. Глухов, Л. Махлаев, Е. Котова, В. Петровский во время посещения Архангельской алмазодобывающей провинции, 2004 г.

M. Martins (Brazil), Yu. Glukhov, L. Makhlaev, E. Kotova, V. Petrovsky are visiting Arkhangelsk diamond province, 2004.



Знакомство с музеем кимберлитов в г. Мирном (Дж. Саврасов, В. Петровский, С. Овчинников, А. Сухарев), 2007 г.

Visiting Kimberlite Museum in Mirny City (J. Savrasov, V. Petrovsky, S. Ovchinnikov, A. Sukharev), 2007.

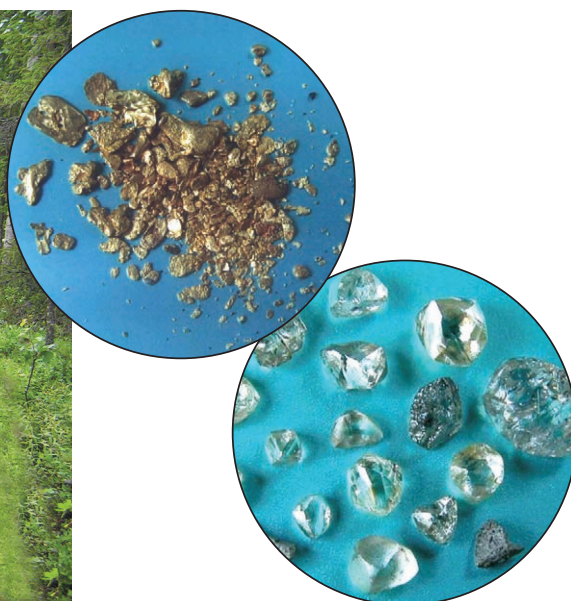
образовавшимся за счет глубинно-мантийного очага магмы пикритового состава. В них преобладает силикатное стекло, широко варьирующееся по железистости. Кроме того, обнаружены необычные *шпинелидные твердые растворы* на основе магнетита, магноферрита, ульвита и купрошпинели. *Алмазы* представляют собой хорошо образованные изометричные кристаллы кубоктаэдрического габитуса размером до 700 мкм. Изотопный состав алмазного углерода колеблется в пределах $-27\ldots-22\text{‰}$.

Выявлен также *металлический сплав на основе алюминия*, являющийся аналогом технического сплава дюралюминия.

Экспериментальное моделирование микрополикристаллических алмазов. На основе экспериментального моделирования В. А. Петровским и его коллегами получены микрополикристаллические алмазы, морфологически и структурно аналогичные изученным природным карбонадо.

Проведенные эксперименты, направленные на моделирование процессов карбонадообразования, показали, что условиям их кристаллизации отвечают значения давления порядка 8.0–10.0 ГПа, а температуры $\sim 1000\text{--}1500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Последнее согласуется с данными расчетной оценки температур кристаллизации карбонадо. Формирование микрополизернистых алмазных агрегатов происходило в декомпрессионной обстановке вдали от линии равновесия графит – алмаз путем образования зародышей и последующей их кластеризации. При давлениях 8–12 ГПа было зафиксировано массовое появление зародышей с радиусами 1–1.5 нм, образующих при дальнейшем росте и агрегации карбонадоподобную пористую структуру. Установлены разные способы образования кластеров: 1) из атомов; 2) из зародышей; 3) в результате агрегации элементарных кластеров; 4) путем заполнения пустот (пор).

В. А. Петровский является автором более 450 работ, в том числе крупных монографических обобщений, получивших широкое признание специалистов. Положительный резонанс в мировой кристаллографической общественности вызвала вышедшая в 1981 г. в журнале «Crystal Growth» фундаментальная работа В. А. Петровского с соавторами по проблеме применения голографии к изучению систем кристалл – среда, а также серии монографий и отдельных изданий: «Прямое наблюдение гидротермальных процессов в автоклавных системах» (1984), «Рост кристаллов в гетерогенных растворах» (1989),



Золотоалмазное месторождение на Ичетью (Республика Коми), 2012 г.

Gold - diamond mine in Ichetyu (Komi Republic), 2012.



В. А. Петровский (слева) знакомит с продукцией на основе технических алмазов завода «Орбита» (г. Сыктывкар). Справа налево: первый заместитель Главы Республики Коми А. М. Окатов, Глава администрации г. Сыктывкар А. А. Каракчиев, предприниматель В. П. Григорьев и другие. 1994 г.

V. A. Petrovsky (left) introduces products based on industrial diamonds of Orbita factory (Syktyvkar). Right - left: First Deputy Head of Komi Republic A. M. Okatov, Head of Syktyvkar City Administration A. A. Karakchiev, entrepreneur V. P. Grigorev and others, 1994.

«Динамика пограничного слоя растущего и растворяющегося кристалла» (1990), «Взаимодействие кристалла и среды» (1992), «Роль колебательной симметрии в процессах самоорганизации системы «кристалл — среда» (1996), «Микро- и нанодисперсные структуры минерального вещества» (1999), «Наноминералогия, ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества» (2005), «Минералогия карбонада и экспериментальные модели их образования» (2007), «Кристаллогенезис в неоднородных средах» (2011) и др. В этих работах В. А. Петровским приведены материалы как самостоятельного, так и совместного с другими исследователями изучения фундаментальных проблем минералогии и кристаллографии. Высокую научную значимость имеют результаты по самостоятельно разрабатываемой Виталием Александровичем на протяжении 45 лет весьма актуальной теме «Кристаллогенезис в неоднородных средах».

На протяжении многих лет В. А. Петровский ведет активную общественную работу. Несколько лет он возглавлял республиканский совет молодых ученых и специалистов, был членом бюро Сыктывкарского ГК ВЛКСМ и Коми обкома ВЛКСМ, возглавлял профсоюзную организацию Коми научного центра, избирался членом бюро республиканского общества «Знание», Сыктывкарского отделения ВМО, а также Президиума Коми филиала АН СССР. Он является членом ученого и диссертационного советов Института геологии Коми НЦ УрО РАН, экспертом-аналитиком научно-технической сферы Министерства образования и науки России и председателем ГЭК на кафедре геологии Сыктывкарского государственного университета. Он прошёл геологическими маршрутами по Уралу, Пай-Хою, Тиману, Вайгачу, Памиру, Дальнему Востоку, Болгарии, по сопкам и шахтным подземным выработкам Донбасса, алмазоносным месторождениям Бразилии, вулканам Камчатки.

Виталий Александрович проводит плодотворные исследования в кооперации с сотрудниками, Сыктывкарского университета, ВНИИСИМСа, ОАО «Техномаш», ИФВД РАН, Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Горного института (г. Санкт-Петербург), а также Федерального университета штата Минас Жерайс (Бразилия).

Настоящий учёный известен своей школой. В. А. Петровский является научным руководителем аспирантов, соискателей и студентов, был профессором кафедры физики Коми государственного педагогического института, под его научным руководством подготовлены 4 кандидатские и 2 докторские диссертации.

Руководство Российской академии наук и Институт геологии Коми НЦ УрО РАН высоко оценивает научно-организационную деятельность Виталия Александровича Петровского. Юбиляр награждался премиями Коми комсомола в области науки (1977 г.), правительства Республики Коми (2007 г.), премией им. академика Л. Д. Шевякова за монографию (2012 г.), медалью им. А. Е. Ферсмана «За заслуги в геологии» (2014 г.) многочисленными дипломами и грамотами. За внедренные в производство результаты научных достижений, он награжден знаком «Изобретатель СССР» и пятью медалями ВДНХ СССР.

А. Сухарев



СВЕДЕНИЯ О РАБОТЕ ДИССЕРТАЦИОННЫХ СОВЕТОВ

При Институте действуют два диссертационных совета, имеющие право принимать к защите диссертации по шести специальностям геолого-минералогических наук. В 2015 году проведены успешные защиты двух кандидатских диссертаций.

INFORMATION ABOUT DISSERTATION COMMITTEES

Two dissertation committees are active in the Institute that can accept dissertations on six specialties of geological and mineralogical sciences.

Диссертационный совет Д004.008.01 создан при Институте геологии Коми научного центра УрО РАН г. Сыктывкара приказом Рособнадзора от 18.01.2008 г. № 1—57.

Диссертационному совету разрешено принимать к защите диссертации по специальностям: 25.00.04 — петрология, вулканология, 25.00.05 — минералогия, кристаллография, 25.00.11 — геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения по геолого-минералогическим наукам.

В текущем году состоялось одно заседание диссертационного совета, на котором обсуждались планы реорганизации диссертационных советов в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН в связи повышением требований к диссертационным советам со стороны Министерства образования и науки РФ и реформой институтов ФАНО. Работа членов диссертационного совета была связана с подготовкой пакета документов по организации нового диссертационного совета.

Получены решения ВАК о присуждении степени доктора геолого-минералогических наук О. В. Мартиросян по результатам защиты диссертации «Факторы и механизмы структурной эволюции органических минералов» по специальности 25.00.05 — «минералогия, кристаллография» и степени кандидата геолого-минералогических наук И. С. Астаховой по результатам защиты диссертации «Мелкомасштабная топоминералогия Тимано-Североуральского региона (анализ минерального кадастра)» по специальности 25.00.05 — «минералогия, кристаллография».

В 2015 г. диссертационный совет Д 004.008.02 провел 6 заседаний, на которых были рассмотрены организационные вопросы и план защиты диссертаций на 2015 год: материалы диссертации Котика Ивана Сергеевича «Новейшая тектоника и прогноз локальных структур юга Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции», представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности 25.00.12 — «геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений» (протокол № 2 от 10.03.2015 г.) и материалы диссертации Багаева Александра Николаевича «Модель седиментации эмско-нижнефранских отложений в зоне сочленения восточной окраины Русской плиты, Предуралья краевого прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости (Пермский край)», представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности 25.00.01 — «общая и региональная геология» (протокол № 5 от 20.05.2015).

Успешная защита диссертации И. С. Котика состоялась 19 мая 2015 года (протокол №4 от 19.05.2015 г.).

Ведущая организация — ФГУП «ВНИГРИ» (Санкт-Петербург) — в своем положительном заключении о диссертации, которое утвердил О. М. Прищепа (д.г.-м.н., генеральный директор ФГУП «ВНИГРИ»), отметила, что «защищаемые автором положения работы соответствуют проведенным исследованиям, а сама работа представила повод высказаться о высоких перспективах новых открытий на Тимане». Диссертационный совет отметил, что на основании выполненных соискателем исследований выявлены особенности неотектонического структурного плана как на региональном, так и на локальном уровне, установлены его связи с геологическим строением южной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Защита диссертации А. Н. Багаева «Модель седиментации эмско-нижнефранских отложений в зоне сочленения восточной окраины Русской плиты, Предуралья краевого прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости (Пермский край)» на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук успешно состоялась 27 ноября 2015 года (протокол № 6). Диссертация, по отзыву ведущей организации ФГУП «ВНИГРИ», «является завершенной научно-квалификационной работой, в которой систематизированы и проанализированы результаты самостоятельных исследований автора».

Диссертационный совет пришел к выводу о том, что диссертации И. С. Котика и А. Н. Багаева представляют собой научно-квалификационные работы, которые соответствуют критериям, установленным Положением о порядке присуждения ученых степеней, утвержденным постановлением Правительства Российской Федерации от 30 января 2002 г. № 74 (в редакции постановления Правительства Российской Федерации от 20 июня 2011 г. № 475), и принял решение присудить И. С. Котику и А. Н. Багаеву ученые степени кандидатов геолого-минералогических наук.

Темы рассмотренных диссертационных работ совпадают с тематическим планом научно-исследовательских работ Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Результаты исследований И. С. Котика и А. Н. Багаева докладывались на многочисленных геологических конференциях и совещаниях и опубликованы в сборниках и журналах, в том числе и рекомендуемых ВАК, доведены до сведения геологических организаций, проводящих геолого-съёмочные и поисковые работы на территории Республики Коми и Пермского края. Материалы обеих диссертаций будут использоваться в курсах лекций для студентов-геологов Сыктывкарского госуниверситета.

**В. Ракин
Т. Безносова**

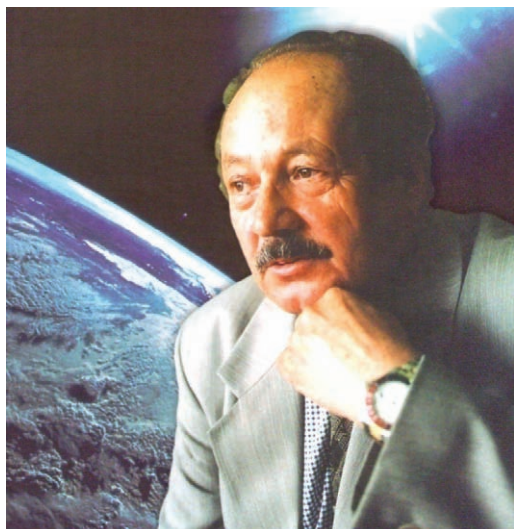


Федеральное агентство научных организаций
Российская академия наук
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН
Российское минералогическое общество
Российский фонд фундаментальных исследований

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СЕМИНАР С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ И ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

(Юшкинские чтения — 2016)



Сыктывкар,
Республика Коми, Россия
17–20 мая 2016 г.

Уважаемые коллеги!

Институт геологии Коми научного центра Российской академии наук, Российское минералогическое общество проводят 17–20 мая 2016 г. в г. Сыктывкаре Минералогический семинар с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016)», посвященный памяти академика Н. П. Юшкина, и приглашают принять участие в его работе. Информация о конференции размещена на сайте ИГ Коми НЦ УрО РАН <http://geo.komisc.ru> в разделе «Новости».

АДРЕС:

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
ул. Первомайская, д. 54, Сыктывкар,
Республика Коми, 167982

КОНТАКТЫ:

(8212) 24-51-67, +79091289418 — Пискунова
Наталья Николаевна (оргкомитет семинара)
(8212) 24-53-53 — приемная директора
(8212) 24-56-98 — Козырева Ирина Владимировна
(ученый секретарь Института геологии)
Факс: (8212) 24-09-70; 24-53-46
E-mail: min2016@geo.komisc.ru

Научная программа

1. История, философия и методология минералогии.
2. Генетическая минералогия. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Генетико-информационная минералогия.
3. Минералогическая кристаллография и кристаллогенезис.
4. Конституция и свойства минералов. Физика минералов.
5. Микронанодисперсное состояние минерального вещества. Наноминералогия.
6. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия. Органические минералы и минералоиды.
7. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования.
8. Минералогия месторождений полезных ископаемых. Топоминералогия.
9. Геоматериаловедение. Рациональное использование минерального сырья.

Представление материалов

1. Материалы докладов должны быть написаны на русском или английском языке в соответствии с требованиями, указанными на обороте.
2. Материалы докладов должны быть готовы к непосредственному воспроизведению и представляются в оргкомитет в печатном и электронном вариантах (электронный вариант обязателен).
3. Online-регистрация и отправка тезисов осуществляется с помощью соответствующего интерактивного сервиса на сайте: <http://geo.komisc.ru/min2016reg>
4. Все присылаемые материалы должны сопровождаться разрешением на публикацию материала в открытой печати (в печатном и электронном виде).
5. Каждый участник может подать не более двух докладов в качестве первого автора.
6. Форма представления докладов: пленарные (25 мин), устные (15 мин) и стендовые.
7. Докладчик может предложить новый раздел в рамках заявленной программы. Вопрос о включении данного раздела в программу будет решаться оргкомитетом.
8. Оргкомитет оставляет за собой право исключить материалы, не соответствующие тематике совещания и требованиям по оформлению.

Контрольные сроки

Представление заявок и текстов докладов — до 28 марта
Рассылка программы — до 25 апреля
Заезд и регистрация участников — 16 мая
Открытие семинара — 17 мая



Federal Agency for scientific organizations Russian Academy of Sciences
Institute of geology Komi Science Center, Ural Branch of Russian Academy of Sciences
Russian Mineralogical Society

MINERALOGICAL SEMINAR WITH INTERNATIONAL PARTICIPATION

MODERN PROBLEMS OF THEORETICAL, EXPERIMENTAL AND APPLIED MINERALOGY

(Yushkin Readings – 2016)

Syktyvkar, Komi Republic, Russia
May 17-20, 2016

Dear colleagues!

Institute of Geology, Komi Science Center, Russian Academy of Sciences, Russian Mineralogical Society conduct Mineralogical seminar with international participation "Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings -2016)", on May 17-20, 2016 in Syktyvkar, dedicated to the memory of Academician N. P. Yushkin, and invite you to take part in the work. Information about the conference is available on the website of Institute of geology, Komi Science Centre, UB RAS, <http://geo.komisc.ru> in the "News" section.

Scientific program

1. *History, philosophy and methodology of mineralogy.*
2. *Genetic mineralogy. Typomorphism of minerals and mineral associations. Genetic informational mineralogy.*
3. *Mineralogical crystallography and crystal genesis.*
4. *Constitution and properties of minerals. Physics of minerals.*
5. *Micro-nano disperse state of mineral substance. Nanomineralogy.*
6. *Biomateriality and biomineral interactions. Organic minerals and mineraloids.*
7. *Experimental modeling of mineral formation processes.*
8. *Mineralogy of mineral deposits. Topomineralogy.*
9. *Geomaterial science. Rational use of mineral raw.*

ADDRESS:

Institute of Geology of Komi SC, UB RAS
54, Pervomayskaya st., Syktyvkar,
Komi Republic, 167982

CONTACTS:

+7 (8212) 24-51-67, +79091289418 - Piskunova
Natalia Nikolaevna (seminar organizing committee)
+7 (8212) 24-53-53 - Reception
+7 (8212) 24-56-98 - Kozyrev Irina Vladimirovna
(Science Secretary of the Institute of Geology)
Fax: +7 (8212) 24-09-70; 24-53-46
E-mail: min2016@geo.komisc.ru

Submissions

1. The reports must be written in Russian or in English in accordance with the requirements specified on the back.
2. The reports must be ready for immediate playback and submitted to the Organizing Committee in printed and digital versions (digital version is mandatory).
3. Online registration and abstract submission is via interactive service on website <http://geo.komisc.ru/min2016reg>
4. **All materials sent for publication must be accompanied by a permission to publish the material in open press (in printed and digital form).**
5. Each participant may submit no more than two papers as the first author.
6. Form of presentation of reports: plenary (25 min), oral (15 min) and poster.
7. The speaker may offer a new section within the stated program. The inclusion of this section in the program will be decided by the organizing committee.
8. The organizing committee reserves the right to exclude materials that do not match the subject and requirements for registration.

Deadlines

Submission of applications and reports 28 March
Program mailing April 25
Arrival and registration of participants May 16
Opening of the seminar May 17





2 января исполнилось 50 лет старшему научному сотруднику лаборатории петрографии Института геологии Коми НЦ АННЕ АЛЕКСЕЕВНЕ СОБОЛЕВОЙ.

Она закончила геологический факультет Московского государственного университета по специальности «геохимия» в 1988 году и сразу поступила на работу в наш институт. В 2000 г. защитила кандидатскую диссертацию по теме «Кислые вулканы севера Урала». В 2011 г. ей присвоено звание доцента по специальности «петрология, вулканология». Область научных интересов Анны Алексеевны — петрология, геохимия и геохронология магматических горных пород, геология и тектоника Урала и Тимано-Печорского региона. Районы экспедиционных исследований — Полярный, Приполярный и Северный Урал. За время работы было опубликовано более 60 статей в научных журналах и одна монография.



Ответственные за выпуск:
М. Н. Буравская

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

Компьютерная верстка
А. Н. Отлогова

Свид. о рег. средства массовой информации
ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014
Подписано в печать 14.03.2016

Тираж 200  Заказ 990
Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60
Факс: (8212) 44-82-68
E-mail: vestnik@geo.komisc.ru