



Содержание

Научно-организационная деятельность Института геологии в 2016 году	3
---	---

Научные статьи

Природа специфики геологических процессов в раннем докембрии <i>В. С. Шкодзинский</i>	12	Использование электронного парамагнитного резонанса для выявления признаков тектонических преобразований в карбонатных породах надвиговых зон (на примере силурийско-ордовикских отложений скв. 1-Адакская, центральная часть гряды Чернышева) <i>Т. В. Майдль, В. П. Лютов, И. И. Даньщикова, О. С. Головатая</i>	29
Условия образования и минеральные особенности терригенных отложений девона в бассейне р. Цильмы на Среднем Тимане <i>И. Х. Шумилов, О. П. Тельнова</i>	20	Гистологическое применение рентгеновской микро- мографии конодонтов <i>А. В. Журавлёв</i>	41

Хроника, события, факты

День российской науки	45	Хроника	47
Дни Арктики	46	Лыжная академияда Коми научного центра	48
Юность Земли глазами художника	46		

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

Редакционный совет — 2016:

<i>А. И. Антошкина</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. Мон</i> , Пекин, Китай
<i>Н. Н. Герасимов</i> , Сыктывкар, Россия	<i>П. Мянник</i> , Таллин, Эстония
<i>И. В. Козырева</i> , Сыктывкар, Россия	<i>А. М. Пыстин</i> , Сыктывкар, Россия
<i>М. Комак</i> , Любляна, Словения	<i>К. М. Соджа</i> , Гамильтон, Нью-Йорк, США
<i>Р. И. Конеев</i> , Ташкент, Узбекистан	<i>О. В. Удоратина</i> , Сыктывкар, Россия
<i>В. А. Коротеев</i> , Екатеринбург, Россия	<i>М. А. Федонкин</i> , Москва, Россия



February, No. 2 (266), 2017

Vestnik



Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

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

Content

Scientific and organizational activity
of the Institute of geology in 2016 3

Scientific articles

Genesis of peculiarities of geological processes
in early pre-cambrian
V. S. Shkodzinskiy 12

Conditions of forming and mineral features
of devonian terrigenous sediments in the Tsilma river
basin in the Middle Timan
I. Kh. Shumilov,
O. P. Telnova 20

Application of the electronic paramagnetic resonance
for identification of signs of tectonic transformations
in carbonates of overthrust belts (the silurian
and ordovician of the well 1-Adak, central part
of the Chernyshev ridge, as example)
T. V. Maydl, V. P. Lutoev,
I. I. Danshikova, O. S. Golovataya 29

Histological application of X-ray computed
microtomography of conodonts
A. V. Zhuravlev 41

Chronicle, events, facts

Day of Russian Science 45 Chronicle 47
Arctic Days 46 Ski Academiada of Komi Science Center 48
Youth of the Earth by artists eyes 46

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

Editorial Board:

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

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

НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ В 2016 ГОДУ

SCIENTIFIC AND ORGANIZATIONAL ACTIVITY OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY IN 2016

We present the main results of activity of the Institute of geology of Komi SC, UB RAS, in 2016, including the most important results of basic research: on the themes of scientific research activity, on the projects of Integrated Program for Basic Research, UB RAS, on RFBR grants, on the project of the Program of the Presidium of Russian Academy of Sciences «Basic scientific researches for benefit of development of Arctic zone of the Russian Federation». The results of scientific and organizational activity are represented as well.

Изложены основные итоги деятельности ИГ Коми НЦ УрО РАН за 2016 год, в том числе важнейшие результаты фундаментальных исследований: по темам НИР, проектам Комплексной Программы фундаментальных исследований УрО РАН, грантам РФФИ, проекту Программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации». Представлены результаты научно-организационной деятельности.

В 2016 году Институт проводил исследования:

- по 6 темам НИР,
- 21 проекту в рамках Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН,
- 1 проекту в рамках Программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации»,
- 9 проектам, поддержанным грантами РФФИ (в т. ч. 5 молодежным и 1 — по организации конференции),
- 9 темам по хозяйственным договорам и государственным контрактам.

Отчеты этого года по темам НИР и Комплексной программы УрО РАН являются промежуточными, 2017 год станет завершающим. Представим некоторые результаты, которые были получены при выполнении НИР.

Результаты научно-исследовательской деятельности

Установлены структурные особенности и вещественный состав пород неркаюского высокобарического метаморфического комплекса Приполярного Урала и сделан

вывод об образовании протолитов метаморфических пород в обстановке континентального рифтогенеза. Получены первые результаты датирования обломочных и метаморфогенных цирконов из гранат-слюдяных кристаллических сланцев U-Pb-методом. Верхний возрастной уровень формирования первичных вулканогенно-осадочных образований и время проявления в них процессов наиболее раннего этапа высокобарического метаморфизма соответствуют рубежу около 2 млрд лет (д. г.-м. н. А. М. Пыстин, геол. Е. В. Кушманова, д. г.-м. н. Ю. И. Пыстина, к. г.-м. н. И. Л. Потапов, м. н. с. А. В. Панфилов).

U-Pb цирконовая стратификация терригенных отложений верхнедокембрийского фундамента п-ова Канин и Северного Тимана (минимальный U-Pb-возраст детритовых цирконов около 1 млрд лет) дает основание предполагать, что вероятным «седиментационным» возрастом стратиграфических тел является поздний рифей. Формирование кластических осадков происходило в условиях пассивной континентальной окраины и контролировалось преимущественно привносом материала из размываемых породных комплексов Фенноскандинавского щита (д. г.-м. н. В. Л. Андреев, к. г.-м. н. А. А. Соболева, к. г.-м. н. О. В. Удорткина).

Установлено, что в палеозое Северного Урала и Южного Тимана имеется ряд стратиграфических уровней развития специфических органогенных построек, имеющих характеристики как холмов, так и рифов. Специфические органогенные постройки были названы «строматорифами». Установленные строматорифы (верхнеохловская, верхнефранская и серпуховская) постройки приурочены к кризисным рубежам эволюции органического мира палеозоя (рис. 1) (к. г.-м. н. Е. С. Пономаренко).

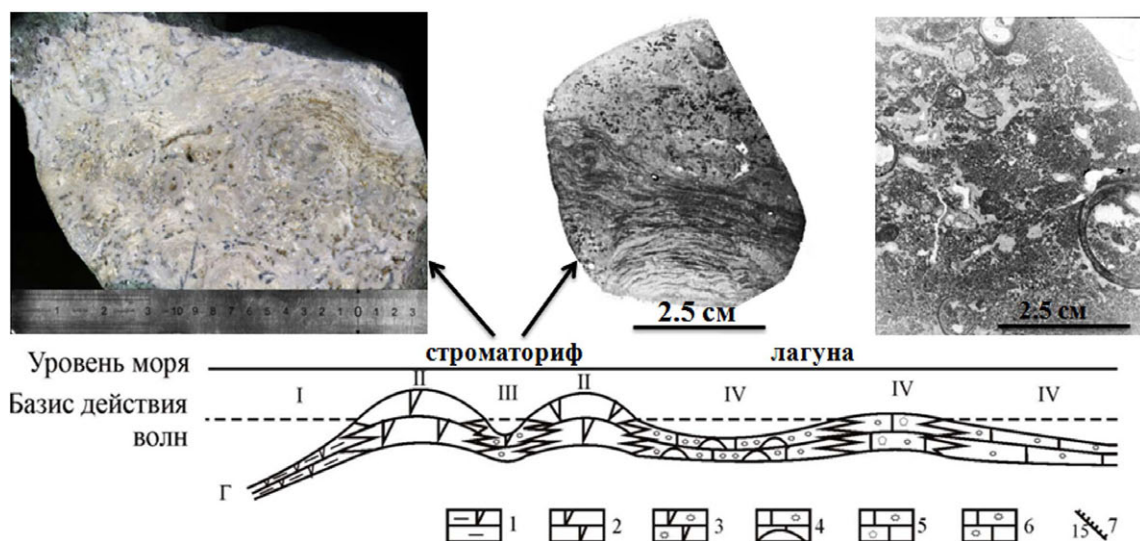


Рис. 1. Верхнефранский рифовый комплекс на р. Седью

Fig. 1. Upper Frasnian reef complex at Sedyu River

В результате литологических и палинологических исследований проведена стратиграфическая корреляция разрезов отложений среднего и верхнего девона северной половины Среднего Тимана — на Цилемской площади. Построены палеофациальные схемы развития осадочного бассейна для начальных и завершающих этапов свит: листовенничной, валсовской, цилемской, устьчиркинской, устьярегской и крайпольской (к. г.-м. н. И. Х. Шумилов, д. г.-м. н. О. П. Тельнова).

Впервые обобщены результаты литологических, палеонтологических и палеоэкологических данных изучения отложений нижнего силура на поднятии Чернова, которые позволяют предположить штормовой режим седимен-

тации с преобладанием волновой турбулентности в позднем венлоке. Наиболее информативны для седиментологической интерпретации распределение в разрезе известняков, гравелитопесчаников, конгломератов, а также обнаруженные уникальные прижизненные захоронения донных сообществ и остатков минерализованной биоты в строматолитах, замещенных пиритом, образование которого связывают с аноксидными условиями, создававшимися сразу после гибели организмов. Полученные результаты расширяют возможность реконструкции эволюции древних экосистем в раннем силуре (рис. 2) (д. г.-м. н. Т. М. Безносова, к. г.-м. н. В. Ю. Лукин, м. н. с. В. А. Матвеев, к. г.-м. н. Т. В. Майдль, к. г.-м. н. Л. В. Соколова).

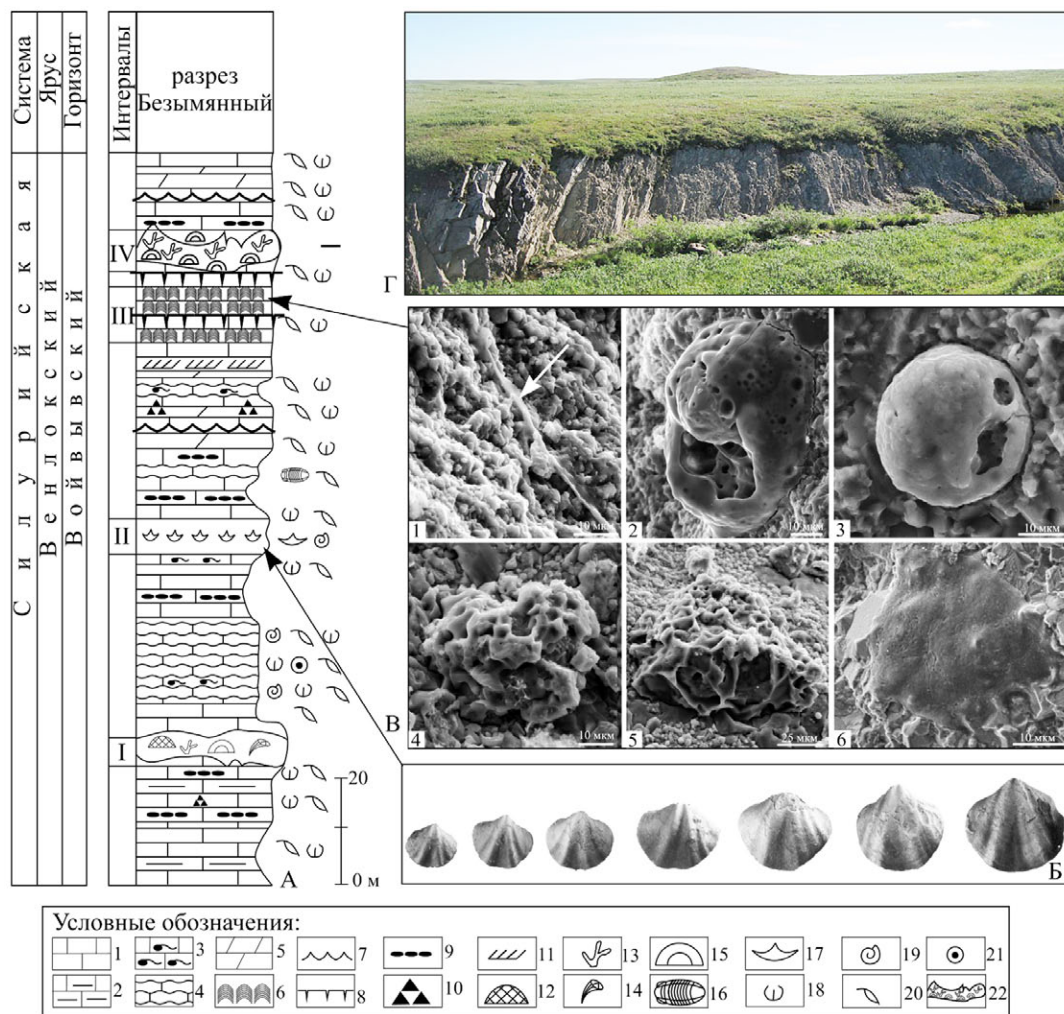


Рис. 2. А — схематичное строение разреза Безымянный; Б — брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljashenko) — возрастной ряд (раковины из линзы in situ). Образец 2/007, x1; В — остатки фоссилизированных микроорганизмов в венлокских строматолитах: фиг. 1 — минерализованный чехол трубчатого нитевидного образования; фиг. 2 — овальная форма; фиг. 3 — шаровидная форма со сглаженной мелкобугристой поверхностью; фиг. 4 — шаровидная форма с губчатой поверхностью; фиг. 5 — куполообразные фоссилии; фиг. 6 — фрагмент микробной биопленки; Г — Выходы пород войвывского горизонта в разрезе Безымянный. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — глинистый, 3 — биотурбированный, 4 — комковатый, 5 — мергели, 6 — строматолиты, 7 — знаки волновой ряби, 8 — трещины усыхания, 9 — плоскогалечники, 10 — конгломерат, 11 — косая слоистость, 12 — массивные табуляты, 13 — ветвистые табуляты, 14 — ругозы, 15 — строматопоридеи, 16 — трилобиты, 17 — брахиоподы, 18 — фрагменты брахиопод, 19 — гастроподы, 20 — остракоды, 21 — криноидеи, 22 — биостром

Fig. 2. А — schematic structure of the section Besymyanny; Б — brachiopods *Spirinella nordensis* (Ljashenko) — age range (shells from lens in situ). Sample 2/007, x1; В — remnants of fossilized microorganisms in Wenlockian stromatolites: fig. 1 — mineralized cover of tubular filamentary formation; fig. 2 — oval form; fig. 3 — spherical form with a smoothed fine-hilly surface; fig. 4 — spherical form with a spongy surface; fig. 5 — dome-like fossils; fig. 6 — fragment of microbial biofilm; Г — Outcrops of Voivovsky strata in Bezymyanny section. Legend: 1 — limestone, 2 — clay, 3 — bioturbated, 4 — cloddy, 5 — marls, 6 — stromatolites, 7 — signs of wave ripples, 8 — mud cracks, 9 — flat pebbles, 10 — conglomerate, 11 — oblique lamination, 12 — massive tabulates, 13 — branchy tabulates, 14 — rugoses, 15 — stromatopoids, 16 — trilobites, 17 — brachiopods, 18 — fragments of brachiopods, 19 — gastropods, 20 — ostracods, 21 — crinoids, 22 — biostrom

Остатки позднечетвертичных копытных леммингов нашего региона изучались в рамках масштабного международного проекта палеогенетического исследования митохондриальной ДНК копытных леммингов Евразии и Северной Америки. В результате было выявлено пять дискретных генетических линий леммингов, последовательно сменявших друг друга во времени на всей территории западной части Евразии за последние 50 тыс. лет. Вслед-

ишимский человек был охотником, мигрировавшим за стадами животных по неоплейстоценовым луговым редколесьям и степям (рис. 3) (д. г.-м. н. В. И. Силаев, к. г.-м. н. С. Н. Шанина, И. В. Смолева (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН); С. М. Слепченко (Институт проблем освоения Севера СО РАН); д. г.-м. н. О. В. Мартirosян (ВИМС); Д. В. Киселёва (Институт геологии и геохимии УрО РАН), А. А. Бондарев (Омское отделение РГО)).

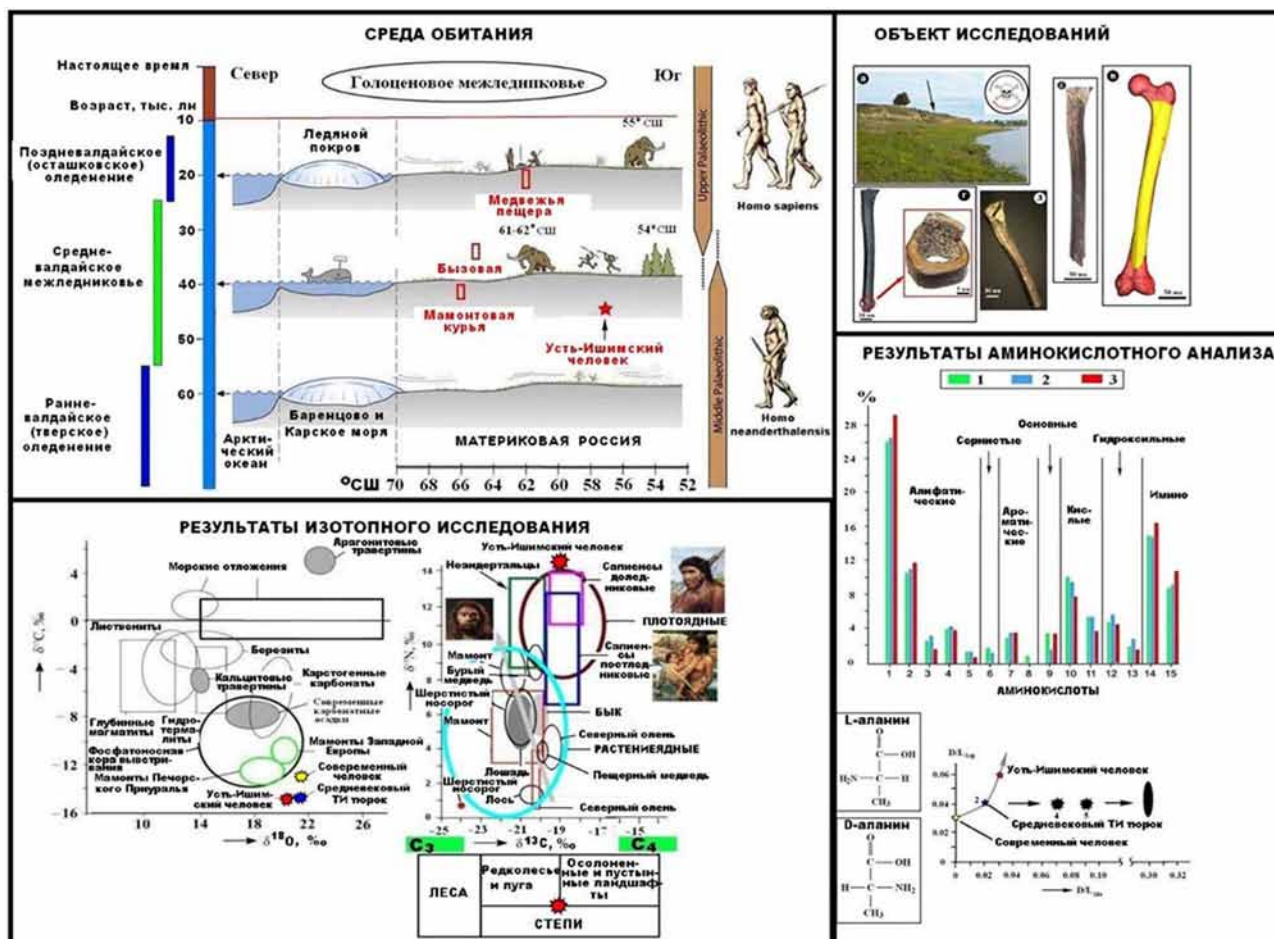


Рис. 3. Результаты изотопного и аминокислотного анализа костей усть-ишимского человека

Fig. 3. Results of isotope and amino acid analysis of bones of ust-ishim man

ствие трансформаций плейстоценовых экосистем европейские палеопопуляции неоднократно вымирали, и эта территория реколонизировалась леммингами с востока Сибири. В последние 20 тыс. лет на всей территории Северной Евразии обитают копытные лемминги только одной линии митохондриальной ДНК. Исследования проведены совместно с Е. Палкополу (Е. Palkopoulou, Швеция), М. Бакой (М. Васа, Польша) и др. (всего 28 ученых из разных стран). От ИГ Коми НЦ УрО РАН в исследованиях принимал участие Д. В. Пономарев.

Впервые проведено детальное минералого-геохимическое изучение костных остатков усть-ишимского палеолитического человека (центральное Прииртышье) с использованием широкого комплекса физических, физико-химических и изотопно-геохимических методов. Усть-ишимский человек является представителем одной из древнейших предковых популяций Homo sapiens, проживавших одновременно с поздними неандертальцами и денисовскими людьми 45 000 лет назад. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что усть-

Впервые на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры — в скважинах Пай-Хоя и долины р. Морею, в береговых разрезах Адзвы, Бол. Роговой, Сейды — выявлены палеогеографические обстановки осадконакопления ритмично переслаивающихся ледниковых и межледниковых отложений в разновременные этапы неоплейстоцена. В среднем и верхнем неоплейстоцене они воссозданы достаточно полно и достоверно, реконструкция палеогеографических обстановок в раннем неоплейстоцене вплоть до вишерского межледниковья основана на фрагментарных данных (д. г.-м. н. Л. Н. Андреева).

В пермских отложениях казанско-татарского возраста Косью-Роговской впадины и прилегающих территорий установлены локальные зоны с повышенным углеводородным потенциалом, который обусловлен наличием в составе органического вещества высоких содержаний липтинитовых компонентов (м. н. с. О. С. Котик).

По данным модельных построений палеопогружения и прогрева толщ Коротаихинской впадины, ранняя генерация углеводородов в пермских отложениях происходи-

ла в начале поздней перми в складчатой зоне впадины и в раннетриасовое время в центральной части. Отложения средней-верхней перми вошли в зону нефтегенерации в среднетриасовое время в центральной части впадины и в позднепермское время в пределах Сабриягинско-Пестаншорской складчато-надвиговой зоны. В этой же зоне в среднем триасе они достигли условий газогенерации (рис. 4, 5) (к. г.-м. н. И. С. Котик).

Впервые представлена детальная характеристика органического вещества верхнедевонских отложений из разреза р. Шарью (гряда Чернышева). Различия в составе углеводородов биомаркеров среднего и среднего-верхнего доманика, изотопного состава углерода керогена, битумоида и его фракций позволяют говорить о естественной изменчивости состава нефтей, продуцируемых органическим веществом доманика (д. г.-м. н. Д. А. Бушнев, к. г.-м. н. Н. С. Бурдельная, к. г.-м. н. А. В. Журавлев).

Впервые обнаружен новый тип импактных алмазов — параморфозы алмаза по органическим остаткам — имеющий широкое распространение в импактиках Карской

астроблемы. Предложен двухстадийный механизм формирования апоугольных импактных алмазов — пиролиз с последующей локально-диффузной кристаллизацией. Полученные результаты имеют важное значение для оценки алмазности импактитов Карской астроблемы и потенциала других крупных астроблем, включая Попигайскую (рис. 6) (д. г.-м. н. Т. Г. Шумилова, к. г.-м. н. С. И. Исаенко, В. В. Уляшев, к. г.-м. н. Б. А. Макеев).

Получены новые данные о вещественном составе и условиях формирования золотосульфидной, медно-никелевой, редкометалльно-редкоземельной минерализации различных районов Приполярного и Полярного Урала, Среднего Тимана. В частности, установлено, что золотосульфидно-кварцевая минерализация проявления Синильга (Приполярный Урал) отвечает наиболее поздним стадиям минералообразования, сера галенита имеет утяжеленный изотопный состав, свидетельствующий о ее преимущественно первично-осадочном происхождении. Формирование рудопроявления связано с активизацией эндогенных процессов в позднепалеозойское

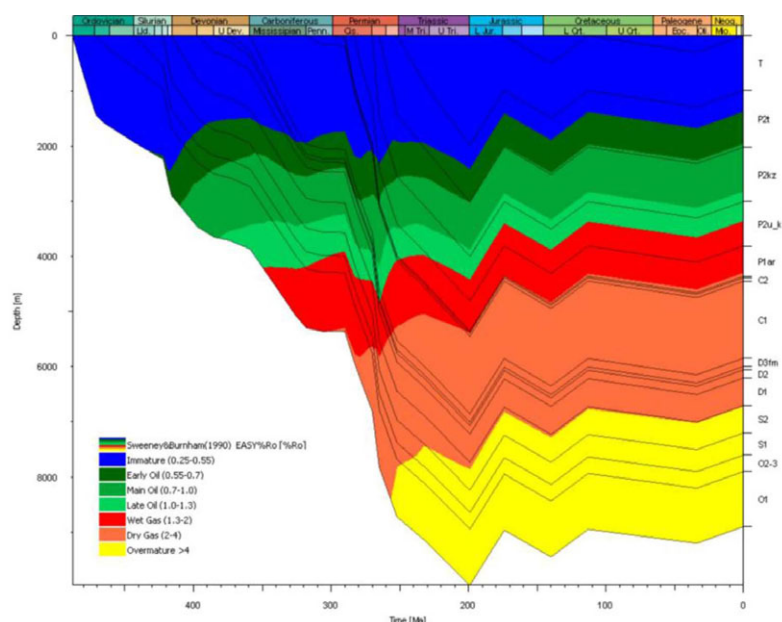


Рис. 4. Модель погружения и катагенеза органического вещества отложений по скв. 1-Коротаихинская в центральной части Коротаихинской впадины

Fig. 4. Model of plunging and catagenesis of organic matter of deposits from borehole 1-Korotaikhinskaya in the central part of Korotaikhinskaya depression

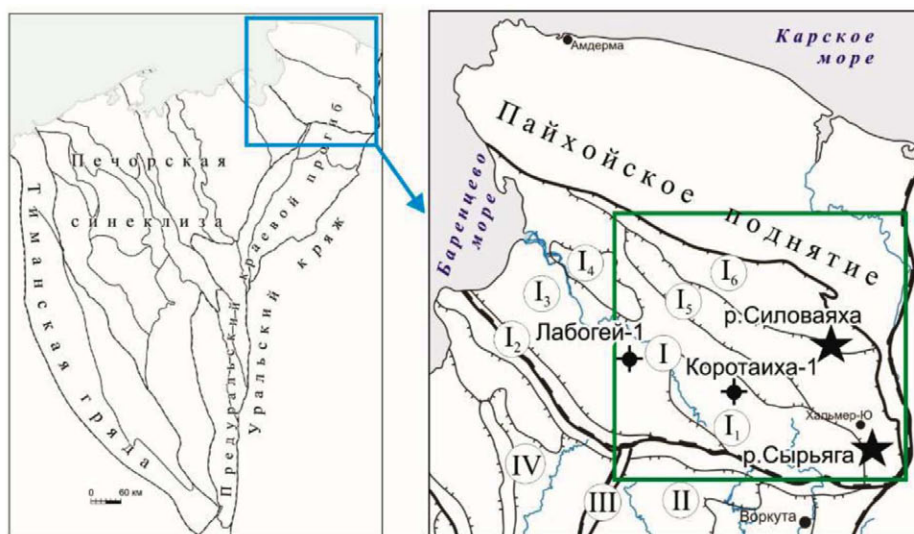


Рис. 5. Положение изученных разрезов пермских отложений

Fig.5. Position of studied Permian deposits

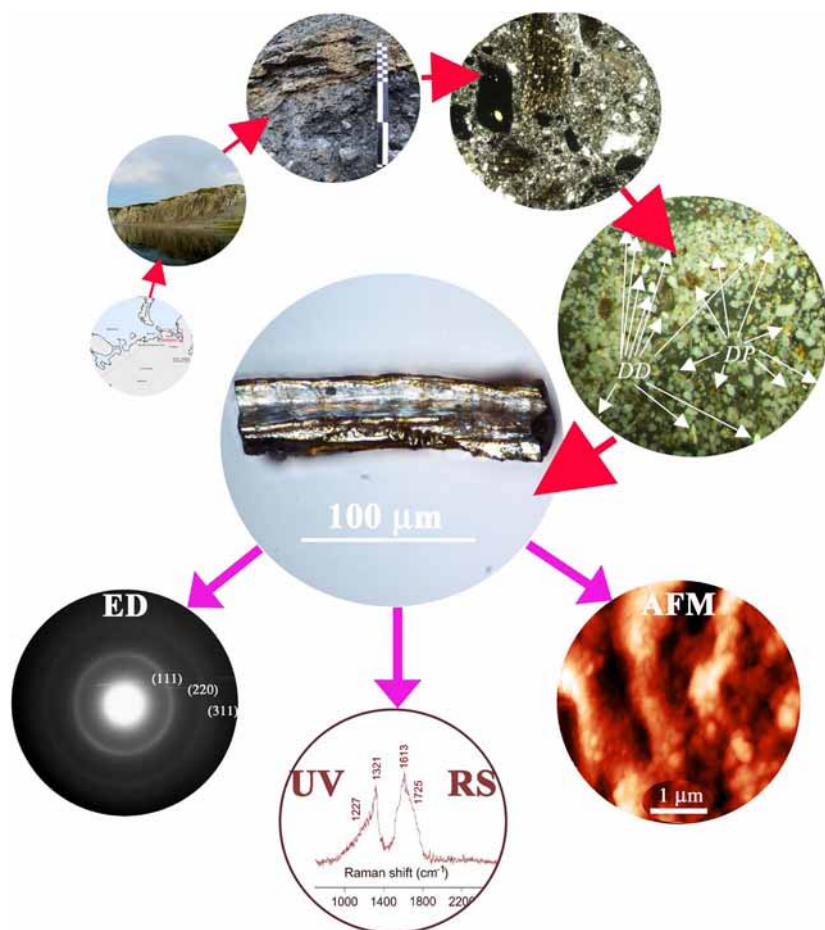


Рис. 6. Параморфоза импактного алмаза по органике, извлеченная из термохимического концентрата импактных алмазов, выделенного из зювитов Карской астроблемы

Fig. 6. Paramorphose of impact diamond in organics, derived from thermal chemical concentrate of impact diamonds from suevites of Kara astrobleme

время. Важнейшую роль играли процессы регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, обусловившие мобилизацию и переотложение рудных компонентов. Результаты исследований расширяют существующие представления о закономерностях рудообразования и минерагеническом потенциале рудных районов (д. г.-м. н. С. К. Кузнецов, к. г.-м. н. Т. П. Майорова, к. г.-м. н. Н. В. Сокина, к. г.-м. н. О. В. Удорткина, к. г.-м. н. Р. И. Шайбеков, с. н. с. В. Н. Филиппов).

В продуктах современного вулканизма установлен многофазный углеродный парагенезис, связанный с вулканогенно-электрогенным генезисом углеродных фаз — воздействием на извергающиеся вулканические углеводородсодержащие газы атмосферных электрических разрядов. Открытие вулканогенно-углеродного парагенезиса подтверждает и значительно расширяет существующие знания о мантийно-коровом углеродном взаимодействии (д. г.-м. н. В. И. Силаев, И. В. Смолева, д. г.-м. н. В. А. Петровский (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН; Г. А. Карпов, Л. П. Аникин, Л. П. Вергасова (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН; Е. А. Васильев (СПб. Горный институт)).

Разработаны новые методы прогнозной оценки бокситового сырья (Вежа-Ворыквинское месторождение) и

эффективные технологии утилизации лейкоксенового сырья (Пижемское месторождение) и отходов угольной промышленности (Печорский угольный бассейн) (д. г.-м. н. О. Б. Котова, д. г.-м. н. В. И. Силаев, асп. И. Н. Размыслов, м. н. с. А. В. Понарядов, к. г.-м. н. Д. А. Шушков).

Проведено исследование особенностей формирования и распространения подземных йодных, йодоборных, йодобромных литие- и стронциеносных промышленных вод Европейского Северо-Востока. Выявлены три основных геохимических и генетических фактора, которые позволяют объяснить формирование химического состава подземных рассолов Европейского Северо-Востока (к. г.-м. н. Т. П. Митюшева, к. г.-м. н. О. Е. Амосова)

Усовершенствована методика анализа остаточных давлений в алмазах по включениям графита с использованием рамановской спектроскопии на основе изучения представительной выборки россыпных алмазов р. Б. Шугор, Б. Колчим, (Пермский край, Красновишерский район), установлены критерии КР-спектров, позволяющие корректно оценивать остаточное напряжение. Полученные результаты имеют важное значение при моделировании природного алмазообразования и совершенствовании поисковых технологий на месторождениях коренных алмазов (к. г.-м. н. С. И. Исаенко).

Разработан и успешно внедрен новый метод изучения конodontов в кремнисто-глинистых отложениях на основе рентгеновской микротомографии (к. г.-м. н. А. В. Журавлев).

Публикации

Заметно, что показатели выросли: увеличилось количество статей в зарубежных и рецензируемых отечественных журналах, более чем вдвое больше вышло статей в изданиях баз данных Web of Science и Scopus. Стал выше и средний импакт-фактор. На одного научного сотрудника теперь приходится более полутора статей в год. Результаты научных исследований сотрудников опубликованы более чем в 60 журналах: в 32 — из Перечня ВАК с совокупным ИФ 41.255; в 29 журналах, индексируемых в базах данных Web of Science и Scopus с совокупным ИФ 56.697. В среднем ИФ составил 0.612. Кроме того, опубликовано более 250 материалов различных совещаний и тезисов докладов, более 40 научно-публицистических статей. Зарегистрировано два ноу-хау, подана заявка на изобретение. В целом общий объем публикаций составил 523 печатных листа (4.75 на 1 н. с.).

Ежемесячно выпускается «Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН», входящий в Перечень ВАК и международную базу цитирования GeoRef. Двухлетний импакт-фактор в РИНЦ — 0.190. Журнал по разным библиометрическим показателям находится в пятом десятке среди журналов по геологической специальности (в этом году незначительно улучшил свое положение). В разы возросло цитирование журнала в ведущих периодических изданиях, значительно снизилось самоцитирование (количество ссылок на «Вестник» в нем самом).

Публикации

	2012	2013	2014	2015	2016
Монографии	5	4	4	7	7
Статьи в зарубежных и рецензируемых отечественных журналах	126	145	134	128	183
Кол-во статей на 1 н.с.	1.13	1.34	1.24	1.15	1.66
Статьи из Перечня ВАК	90	103	97	87	116
Средний ИФ журналов из Перечня ВАК	0.151	0.167	0.250	0.265	0.353
Кол-во статей в БД WoS и Scopus	23	29	25	19	44
Средний ИФ журналов в БД WoS и Scopus	0.660	1.191	1.171	1.269	1.318
Общий объем публикаций, п.л.	452	566	550	550	523

Организация и проведение научных мероприятий

Третий минералогический семинар с международным участием «*Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016)*», посвященный 80-летию со дня рождения академика Н.П. Юшкина, состоялся в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН с 17 по 20 мая 2016 г. В семинаре приняли участие около трехсот специалистов, представляющих различные регионы России, а также ближнее и дальнее зарубежье: Абхазию, Бразилию, Германию, Италию, Норвегию, Казахстан, США, Таджикистан, Узбекистан и Украину. Семинар «Юшкинские чтения — 2016» является продолжением регулярно проводящихся с 1976 года на базе Института геологии Коми НЦ УрО РАН международных и российских минералогических семинаров. Он посвящен актуальным и дискуссионным вопросам фундаментального и прикладного характера, стоящим перед минералогической наукой. Участниками третьего минералогического семинара «Юшкинские чтения — 2016» затронут широкий круг актуальных минералогических проблем. Прежде всего это проблемы, касающиеся направлений развития и перспектив минералогии как фундаментальной естественно-научной дисциплины.

27 октября 2016 г. была подготовлена и проведена 19-я научная конференция «*Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе*». В этом году конференция проходила в рамках Всероссийского фестиваля науки в Республике Коми, который проводится Сыктывкарским государственным университетом имени Питирима Сорокина. Конференция носит междисциплинарный характер, объединяя несколько научных направлений — геологию, географию, археологию, археоминералогия, этнографию, историю географических открытий, что позволяет студентам разных специальностей познакомиться и принять участие в обсуждении результатов работ в смежных областях знаний, расширить свой кругозор. В работе конференции приняли участие преимущественно студенты, аспиранты и молодые исследователи Сыктывкарско-

го государственного университета (Институт естественных наук, Институт истории и права), Института геологии и Института языка, литературы и истории Коми НЦ УрО РАН. Присутствовали наши гости из Череповецкого государственного университета и Ухтинского государственного технического университета.

Юбилейная XXV научная конференция молодых ученых «*Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*» проходила с 29 ноября по 1 декабря 2016 г. В работе научной конференции приняли участие 75 исследователей из 13 научно-исследовательских, учебных и производственных организаций РФ и ближнего зарубежья (Украина, Казахстан).

14 декабря 2016 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН состоялась XXX *Черновские чтения*. Программа заседания включала два доклада, посвященные 110-летию заслуженного геолога Российской Федерации, доктора геолого-минералогических наук Георгия Александровича Чернова (1906—2009). Программа чтений включала два доклада и воспоминания. С докладами выступили д. г.-м. н. В. И. Силаев — «От геоархеологии Георгия Александровича Чернова до современной минералого-геохимической археологии» — и н. с. П. А. Безносков — «Позднедевонская дельта Северного Тимана: предварительные итоги экспедиции 2016 г.». Они осветили наиболее яркие события в жизни Г. А. Чернова и отметили его крупный вклад в изучение геологии и геоморфологии Урала и Европейского Северо-Востока России.

В 2016 году было проведено 26 заседаний геологического семинара, на которых заслушаны более 30 докладов. Представления кандидатских и докторских диссертаций вызвали наибольший интерес. Три доклада были сделаны в рамках Февральских чтений СыктГУ. Состоялись научные доклады по палеонтологии, петрографии, литологии, а также геологии и геохимии углей. Серия докладов была посвящена обзору прошедших конференций и совещаний в России и за рубежом, результатам полевых исследований. К 80-летию В. Г. Оловянишникова был проведен семинар, где с научными докладами и воспоминаниями выступили его коллеги и супруга.

В 2016 году состоялось 24 заседания минералогического семинара, в рамках которых было представлено 25 научных докладов. Были освещены рабочие поездки на российские и международные совещания и по их итогам сделаны доклады о наиболее важных достижениях. Научно-познавательные доклады остаются неизменными формами передачи знаний от поколения к поколению. В этом году был представлен доклад об истории географических исследований Республики Коми, а П. П. Юханов рассказал о судьбе минералогического профессора Ивана Александровича Преображенского. Состоялся семинар, посвященный юбилею члена РМО д. г.-м. н. В. И. Ракина, им был прочитан доклад «Нужна ли новая кристалломорфология?». Новшество в работе семинара — доклады магистров кафедры геологии, представивших результаты своих полевых и камеральных исследований.

План конференций Института геологии в 2017 году

- Российская конференция с международным участием «*Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления*» (сентябрь) и традиционные ежегодные:
- XX научная конференция «*Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе*» (октябрь)



- XXXI Черновские чтения (ноябрь)
- XXVI научная конференция «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента» (ноябрь)

Приглашаем принять участие в организации и проведении.

Международные связи

В 2016 году сотрудники Института геологии участвовали (не столь активно, как раньше) в разных международных мероприятиях, выезжали в зарубежные научные командировки. Состоялось 6 выездов за границу. Сотрудники института приняли участие в работе 2-й Европейской минералогической конференции в Италии, 4-й Международной конференции по перспективным материалам и технологиям их переработки в Венгрии, проводили совместные исследования в рамках соглашений со Стэнфордским и Гавайским университетами (США), участвовали в Международной программе Евросоюза «Горизонты-2020» в области «Наноматериалов и технологий». В 2016 году Институтом заключены соглашения о научном сотрудничестве с Департаментом наук о Земле Университета Бергена (Норвегия) и с Институтом геологии Китайской академии геологических наук. В Институте продолжают исследования по целому ряду ранее согласованных международных проектов.

Экспедиционные работы

За прошедший полевой сезон в Институте геологии было сформировано 13 отрядов. В экспедиционных работах участвовало 62 человека. В таблице видна динамика проведения работ, и она явно не положительная. Полевые работы проводились в различных районах Республики Коми. Большой комплексный отряд работал на Тимане. Совместно с кафедрой геологии Сыктывкарского государственного университета был сформирован и студенческий отряд, который проходил геологическую практику в Усть-Куломском районе.

Кадровая структура, подготовка специалистов и деятельность аспирантуры

Современная кадровая структура института выглядит следующим образом: списочный состав — 236 чел. (147 женщин и 89 мужчин) и 5 внешних совместителей. В штате института 110 научных сотрудников, из которых 21 доктор наук и 62 кандидата (в том числе 1 совместитель); 131 инженерно-технический работник (с высшим образованием 86 человек), из них 21 — младший обслуживающий персонал и рабочие. Средний возраст всех научных сотрудников — 49 лет, докторов наук — 63.5 лет, кандидатов наук — 47.4 года. Молодых сотрудников (до 35 лет) — 52, из них научных — 19; до 39 лет (как требует статистика ФАНО) — 36 (почти 33 %). По сравнению с 2015 годом мы немного «повзрослели» (т. е. сократилось число молодых).

В 2016 году на кафедре геологии СГУ имени Питирима Сорокина состоялся 16-й выпуск студентов-геологов (третий выпуск бакалавров) — 19 человек, из них в магистратуру поступили 12 человек. В качестве преподавателей работали 24 сотрудника Института геологии, в том числе 5 докторов (из них один академик) и 18 кандидатов геолого-минералогических наук. Состоялось знаменательное событие — 20-летие с момента создания кафедры геологии. Отметим это событие достойно: присутствовали многочисленные выпускники кафедры разных лет, приехали из других городов преподаватели, сотрудничавшие с кафедрой. Многие сотрудники были отмечены почетными грамотами и благодарственными письмами Института геологии и СГУ.

В 2016 году не было мест для приема в очную аспирантуру Института (как и в 2017). Сейчас начался конкурс на выделение мест на 2018 год, мы обязательно примем участие. В 2016 году завершили обучение пять аспирантов. Все они представили научные доклады по темам своих диссертаций. Двое из них в январе этого года уже защитились (Плотицын Артем и Канева Татьяна). На сегодняшний день в Институте геологии проходят послевузовское обучение 3 аспиранта.



Экспедиции на Среднем Тимане

Field trips in Middle Timan

Деятельность диссертационных советов

В 2016 году состоялось семь заседаний советов, на которых обсуждались планы и перспективы реорганизации диссертационных советов в Институте геологии. Были

рассмотрены материалы восьми диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Все они были приняты к защите. Диссертационная сессия по объективным причинам была перенесена на



начало текущего года и прошла с 23 по 26 января. Пятеро наших молодых сотрудников (Н. А. Матвеева, Т. А. Канева, М. А. Соболева, В. А. Матвеев и А. Н. Плотицын) успешно защитились.

Популяризация геологических знаний

Значительную роль в популяризации геологических знаний играет наш музей. Проведены 194 экскурсии в Геологическом музее для 2342 посетителей, в том числе из Швеции, Вьетнама, Иордании, Норвегии, Болгарии и Китая. Музей посетил генеральный консул Республики Корея в Санкт-Петербурге.

Подготовлены и проведены тематические выставки:

- «Полезные ископаемые в геральдике городов» (ко Дню геолога)
- «Природная сера в коллекциях Н. П. Юшкина» (к 80-летию со дня рождения)
- «Георгий Александрович Чернов» (к 110-летию со дня рождения)
- «Артродира Punkleosteus»
- «Ф. Н. Чернышев — исследователь Тимана» (к 160-летию со дня рождения)
- «Наука и техника»
- «Древние низшие и высшие растения»
- «Новые поступления».

Сотрудники Института в течение года выступали в различных СМИ Республики Коми и России: на телеканале «Юрган», радио «Коми гор», в газетах «Трибуна», «Республика», «АиФ-Коми», интернет-журнале «Глянец», ИА «Вербум», информационных порталах «Go8212», «Твоя параллель», «KomiNews» и др.; участвовали в молодежных научных слэмах, пресс-конференциях, открытых образовательных форумах.

«Геологическое достояние республики. Все о кварце» — совместный проект Национального музея Республики Коми и Геологического музея им. А. А. Чернова. Предполагается, что Институт геологии совместно с другими заинтересованными организациями в 2017 г. подготовит сборник «Материалы к истории изучения хрусталеносных месторождений Приполярного Урала». Приглашаем к участию в сборнике обладателей оригинальных материалов.

Общий объем финансирования

Общий объем финансирования в 2016 году составил 169 815.65 тыс. руб. (из них 95.7 % — субсидии на выполнение ГЗ). Наблюдается следующая динамика (в сравнении с предыдущими годами): в 2013 — плюс 7.3 %, в 2014 — плюс 3.2 %, в 2015 — минус 5.5 %, в 2016 — минус 8 %, в 2017 — минус 7.5 %.

Структура расходов, тыс. руб.:

Субсидии на выполнение государственного задания — 162 583.15

Базовое субсидирование — 154 693.65, в том числе:

- зарплата и ЕСН — 142 962.7
- коммунальные расходы — 4 474.26
- прочие расходы (связь, услуги, транспорт и т. д.) — 4 224.7
- образовательные услуги — 463.25
- налоги — 415.47
- экспедиции — 2 153.28

Целевое субсидирование (программы РАН) — 7 889.50
Приносящая доход деятельность с НДС — 2 324.12, в том числе:

- предпринимательская деятельность — 1 846.46
 - зарубежные контракты 37.66
 - целевые средства 439.99
- Субсидии на иные цели** — 4 908.4
- стипендии 769.3
 - проезд к месту отдыха — 4 139.1

Заработная плата остается на вполне приемлемом уровне, хотя и заметно снизилась в среднем, особенно у ИТР. Средняя заработная плата научных сотрудников осталась прежней.

В 2016 г. приобретено исследовательское и общелaborаторное оборудование на сумму **1 215 354.27 руб.:** микроскопы, весы аналитические, шкаф вытяжной, баня водная, навигаторы и оргтехника.

Признание достижений

За отчетный период сотрудники института, внесшие заметный вклад в развитие геологической науки, подготовку кадров высокой квалификации, получили различные награды.

Награды сотрудников института

Почетное звание «Заслуженный работник Республики Коми»	Бурцев И. Н.
Памятная медаль «95 лет Республике Коми»	Асхабов А. М., Юдович Я. Э., Ткачев Ю. А., Тимонина Н. Н.
Почетная грамота Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации	Никулова Н. Ю.
Звание Республики Коми «Почетный геолог Республики Коми»	Антошкина А. И.
Звание Республики Коми «Почетный деятель науки Республики Коми»	Петровский В. А., Ракин В. И.
Знак отличия «За безупречную службу Республике Коми»	Пыстина Ю. И., Панюкова Н. Н., Казакова А. И.
Почетная грамота Республики Коми	Козырева И. В.
Почетная грамота Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми	Безносова Т. М., Сокерина Н. В., Голубева И. И., Вахнин М. Г., Сокерин М. Ю.
Благодарность Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми	Никитин Н. А., Уляшева Н. С., Шмыров А. Е., Сусол Е. В., Инкина Н. С.
Почетная грамота Российской академии наук	Лукин В. Ю., Цыганко В. С.
Почетная грамота Коми НЦ УрО РАН	Сандула А. Н., Пономаренко Е. С., Котик И. С., Инкина Н. С., Литовшко В. А.
Почетная грамота Института геологии	38 работников ИГ Коми НЦ УрО РАН



Наши потери

В 2016 г. ушли из жизни Галина Семеновна Кожажельдиева (проработала в институте семь лет кассиром) и Николай Иосифович Тимонин — заслуженный деятель на-

уки Республики Коми, лауреат Государственной премии Республики Коми, доктор геолого-минералогических наук, выдающийся геолог и тектонист.

Академик А. М. Асхабов,

к. г.-м. н. И. В. Козырева

Особенности 2017 года

Во многом это будет непростой год.

У нас завершаются плановые темы, темы Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН. Возможно, в этом году начнется и процесс реструктуризации. В 2018 году институту исполнится 60 лет. Основную подготовительную работу к юбилею предстоит сделать уже в этом году.

В 2017 году в марте предстоят выборы Президента РАН, председателя УрО, академика-секретаря ОНЗ РАН, Президиума УрО и РАН.

В этом году должно смениться и руководство института.

Что касается завершения тематических исследований, то надо приложить все силы, чтобы в полном объеме выполнить госзадание.

К осени должны быть обсуждены планы НИР на следующий, трехлетний цикл. Это непростая задача с учетом вероятной структурной перестройки института. Возможно, темы надо будет формировать под обновленную структуру.

С учетом происходящих в стране, в науке изменений существовавшая до сих пор модель института, принесшая ему славу и признание, себя исчерпала. Новые условия требуют новых форм организации.

Академическая наука, особенно региональная, вступает в зону турбулентности. Официально объявлено о планомерном сокращении финансирования, компенсировать которое мы не в состоянии.

Официальных сокращений не будет, но каждый должен понимать, что надо быть востребованным и результативным. Только это будет гарантировать возможность его дальнейшей работы.

У нас много проблем, они нарастают быстрее, чем мы в состоянии их решить.

Я, конечно, понимаю, что за оставшиеся до конца года месяцы мало что можно изменить. Тем не менее вынужден повторить в очередной раз:

- Нам нужны хорошие публикации в хороших журналах. Пресс наукометрии будет давить.

- Нужны крупные обобщения, монографии, хотя это, может, и не модно сейчас.

- Нужно активно участвовать в различных конкурсах. Катастрофически мало грантов, опыт молодежи показывает, что можно их выигрывать.

- Надо научиться зарабатывать, без дополнительных источников финансирования не выжить. Мы должны вписаться в новые экономические условия.

- Должна быть общая забота руководства, заведующих, исполнителей о сохранении и развитии методов исследований, приборной базы. Это очень серьезная для научных институтов проблема. Собственными силами ее не решить. Во многих институтах идут по пути обобщения важнейших методов, рационализации их использования, строгого учета выполняемых анализов.

Что касается реструктуризации, то я остаюсь при своем мнении, что удовлетворительной альтернативы интеграционному проекту, в котором мы в конце прошлого года согласились участвовать, не существует. Это не дорога в рай, но он дает больше возможностей для сохранения коллектива и института в целом. Мы должны понимать, что потенциал самостоятельного выживания весьма ограничен и всецело определяется нашим учредителем. Государство пережить невозможно. Курс очевиден, простора для дискуссий и предположений не оставляет.

Хочу сделать одну ремарку относительно предстоящей оценки результативности. Большинство региональных институтов находятся в зоне риска. Если даже повезет конкретно нашему институту, то КНЦ как комплексное научное учреждение со многими состоявшимися институтами может не сохраниться. Понимания самооценки существования научного центра, к сожалению, многим не хватает.

Должен сказать добрые слова в адрес коллектива нашего института, который без паники и нервозности жил и работал в это сложное время. Конечно, и сегодня мы понимаем, что будет нелегко. Легко никогда и не было. Мы справимся. У нас на самом деле хороший творческий коллектив и практически не уступающая другим институтам исследовательская база. Мы не потеряли желания работать. Это все залог того, что институт переживет и это непростое время. Продолжаю смотреть в будущее с осторожным оптимизмом и надеюсь, что 2017 год не будет в целом хуже, чем прошедший год.

Академик А. М. Асхабов

ПРИРОДА СПЕЦИФИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Актуальность статьи обусловлена необходимостью определения природы древнейших геологических процессов для выяснения генезиса многочисленных раннедокембрийских месторождений и решения глобальных геологических проблем. Объектом исследований явились опубликованные данные по древнейшим породам мира и полученные автором по Алданскому щиту. На основании известных и выявленных автором доказательств фракционирования на Земле в докембрии расслоенного глобального океана магмы разработана принципиально новая модель формирования древнейших пород. По этой модели затвердевание кислого верхнего слоя океана магмы привело к образованию кристаллической коры. Сначала она покрывала всю поверхность, затем под влиянием тектонических деформаций площадь ее уменьшилась. В докембрии магмы формировались в результате подъема остаточных расплавов из фракционировавшихся различных слоев магматического океана. Они не могли возникать путем частичного плавления. Вследствие повышения температуры при аккреции нижняя мантия сначала имела более низкую температуру, чем верхняя. Поэтому в раннем докембрии не происходило всплывание нижнемантийных плюмов. Они начали подниматься только в конце протерозоя, после прогрева нижней мантии изначально более горячим ядром.

Ключевые слова: магматический океан, генезис кристаллической коры, природа магм, мантия.

GENESIS OF PECULIARITIES OF GEOLOGICAL PROCESSES IN EARLY PRE-CAMBRIAN

V. S. Shkodzinskiy

Institute of diamond and precious metal geology SB RAS, Yakutsk

Actuality of the article is determined by necessity of elucidation of nature of ancient geological processes for determination of genesis of Pre-Cambrian deposits. Object of study was published data about ancient rocks of world and about Aldan shield. It was shown that in early Pre-Cambrian layered magma ocean existed on the Earth. The crystalline crust was resulted from crystallization of its acid layer. It covered all the Earth. Late tectonic deformations decreased its area. The magmas were resulted from ascent residual melts from magma ocean and from basic magma chambers in mantle plumes. Magmas were not formed as a result of partial melting. Due to rise of temperature during accretion, the temperature of lower mantle was less than upper mantle during early Pre-Cambrian. Therefore mantle plumes were not formed.

Keywords: magma ocean, crystalline crust, origin of magmas, mantle.

Введение

Раннедокембрийские геологические процессы резко отличаются от более поздних. В ранний период сформировалась кислая кристаллическая кора древних платформ мощностью около 20–30 км, возникло огромное количество гранитоидов, автономных анортозитов, крупных месторождений железных руд, зародились первые микроорганизмы. Природа этих процессов давно является предметом дискуссии. Наиболее непонятно происхождение кислых магматических пород. По экспериментальным данным [5], кислые расплавы в реальных бедных водой первичных мафических породах могли формироваться при малобарическом (менее 0.3 ГПа) начальном (на 1–3 %) их плавлении. Но на Земле температура недр при таком давлении (на глубине менее 10–12 км), по господствующей в геологии гипотезе холодной аккреции нашей планеты, всегда была во много раз ниже, чем необходимо для начала плавления этих пород (более 1000 °C). Попыткам объяснить генезис таких расплавов выплавлением из мантийных основных пород (эклогитов) [6] и метабазитов [26] противоречат отсутствие кислых обособлений во многих тысячах изученных ксенолитов этих пород из кимберлитов и намного большая древность кислой кристал-

лической коры (3.8–2 млрд лет) по сравнению с эклогитами (в среднем 1.4 млрд лет) (рис. 1).

Кроме того, несмотря на длительное массовое использование, гипотеза магмообразования путем отделения расплавов из слабopодплавленных (на 0.1–15 %) пород не имеет никакого обоснования. Наоборот, экспериментальные исследования [21] показали, что из наиболее распространенной мантийной породы, перидотита, расплав не отделяется при плавлении его менее чем на 35–40 % вследствие большой прочности каркаса минералов. Это подтверждается обычно отсутствием инъекций во вмещающие породы и, следовательно, автохтонностью анатектических гранитных обособлений даже при содержании 40–45 % в мигматитах. Секущие гранитные жилы часто присутствуют в ортогнейсах. Однако изучение минеральных парагенезисов свидетельствует о формировании их при более низкой температуре по сравнению с вмещающими породами. Минералы же анатектических обособлений показывают более высокую температуру, чем субстрат парагнейсов. Это свидетельствует о формировании секущих жил из остаточных расплавов магм ортогнейсов, а не в результате плавления при анатексисе. Количество анатектических обособлений в парагнейсах является выдержан-

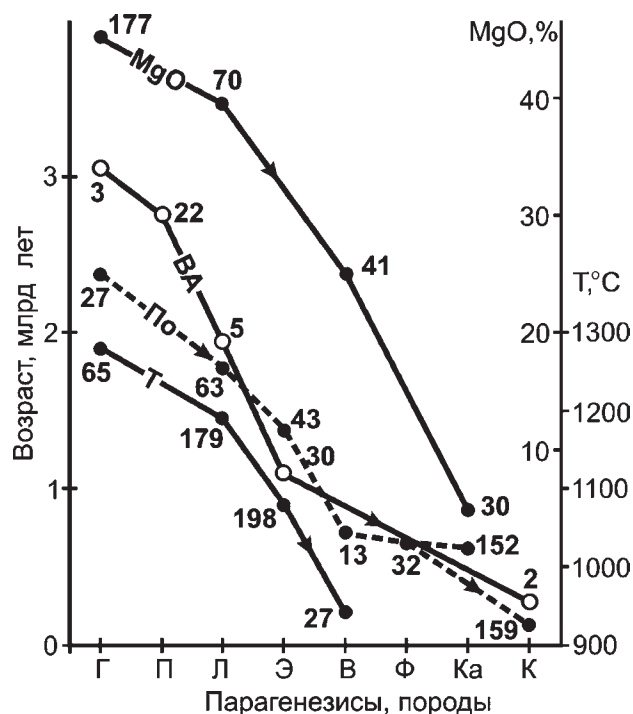


Рис. 1. Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO в породах (линия MgO). Составы включений в алмазах и породах: Г — гарцбургитовый, П — перидотитовый нерасчлененный, Л — лерцолитовый, Э — эклогитовый, В — верлитовый и вебстеритовый, Ф — флогопитсодержащие породы, Ка — карбонатиты, К — кимберлиты. Числа у точек — количество использованных определений [19]

Fig. 1. Average isotope ages of various mantle rocks from xenoliths in kimberlites (Po line), inclusions in diamonds (Ba line), average formation temperature at 5 GPa (T line) and average MgO content in rocks (MgO line). Compositions of inclusions in diamonds and rocks: Г — harzburgite, П — peridotite undivided, Л — lherzolite, Э — eclogite, В — verlite and websterite, Ф — phlogopite-bearing rocks, Ка — carbonatites, К — kimberlites. The numbers near points — number of definitions used [19]

ным (рис. 2) во всех регионах [18], что также свидетельствует об их автохтонности. Поэтому кислые магмы не формировались путем отделения выплавок, как обычно предполагается.

В вынесенных кимберлитовыми магмами ксенолитах мантийных пород отсутствуют признаки частичного плавления и повышения температуры. Наоборот, в них широко распространены явления распада высокотемпературных минералов и замещения низкотемпературными. Судя по минеральным равновесиям в ксенолитах, температура мантии древних платформ на глубине 150 км снижалась примерно на 200 °C за каждый миллиард лет (рис. 1). Поэтому в ней не происходили труднообъяснимые процессы разогрева, частичного плавления и отделения выплавок, как принято считать.

Доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли

Принципиально новое и полное решение проблема природы магм и древнейших геологических процессов получается в свете новейших данных о горячей гетерогенной

ЖИЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

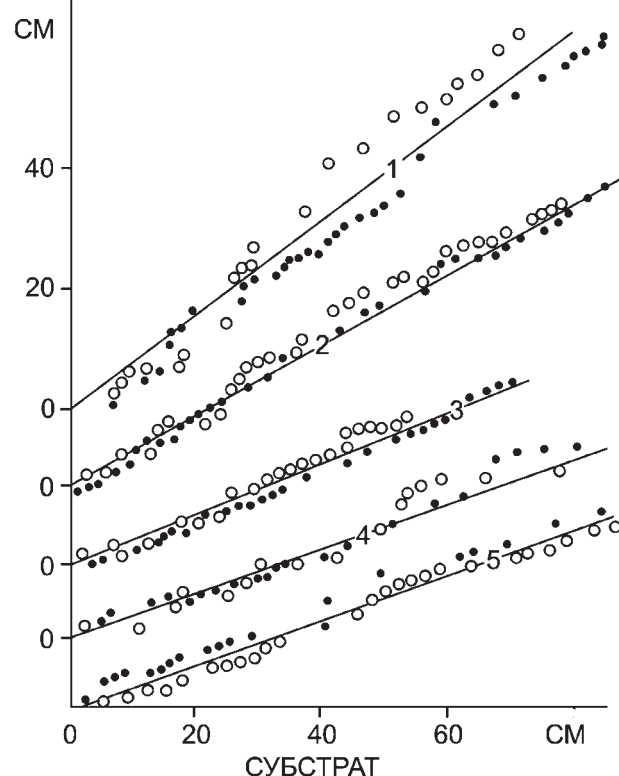


Рис. 2. Соотношение последовательных сумм мощностей (в см) анатектических обособлений и тел субстрата в биотит-гранатовых мигматитах р. Амедичи Алданского щита. Прямолинейность линий соотношений и близкое положение точек разных замеров свидетельствуют о равномерном распределении обособлений в породах одинакового состава [18, 19]

Fig. 2. Ratio of successive sums of thicknesses (in cm) of anatectic segregations and substrate bodies in biotite-garnet migmatites of the Amedichi river of Aldan shield. The straight line of the ratios and close position of points of different sizes indicate a uniform distribution of segregations in rocks of the same composition [18, 19]

аккреции планет земной группы. К числу этих данных относятся установленный в результате полетов на Луну магматический генезис всех ее коренных пород, их очень древний возраст (обычно около 4 млрд лет), преимущественно анортозитовый состав и большая мощность (до 100 км) ее коры [4, 27]. Такая кора сформировалась в результате всплывания плагиоклаза в кристаллизовавшемся глобальном океане магмы глубиной около 1000 км. О существовании подобного океана на Земле свидетельствуют присутствие трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов (линия MgO на рис. 1), уменьшение среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации различных верхнемантийных пород в соответствии с последовательностью их формирования при магматическом фракционировании (линии По и Т на рис. 1), проекции линий древних геотермических градиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 1000 °C) и ряд других данных [19].

Эти новые результаты не учтены в господствующей в настоящее время петрологической парадигме, так как она основана на выдвинутой в середине прошлого столетия

гипотезе О. Ю. Шмидта [20] и других о холодной гомогенной аккреции Земли. В ней предполагалось, что одновременно слипались холодные силикатные и железные частицы, которые затем разделились в земных недрах по плотности и сформировали железное ядро и силикатную мантию. Но, как показали расчеты Харриса и Тозера [24], скорость слипания намагниченных частиц металлического железа в протопланетном диске была в двадцать тысяч раз больше, чем немагнитных, что за несколько лет привело к возникновению их агрегатов в тысячи и более частиц. Поэтому земное ядро сформировалось раньше силикатной мантии в результате быстрого слипания намагниченных железных частиц [3]. Быстрая аккреция резко сократила масштабы рассеивания импактного тепла за счет излучения при формировании ядра и обусловила установленную по геофизическим данным [22] примерно на 1000 °С более высокую современную его температуру на границе с нижней мантией. Это является причиной подогрева ядром последней и возникновения в ней конвективных потоков. То есть конвекция — это в основном результат подогрева мантии, а не ее остывания, как обычно предполагается.

Формирование железного ядра раньше силикатной мантии объясняет отсутствие обедненности ее пород сидерофильными элементами (Ni, Co, Cu, Au и др.) [10]. Такая обедненность должна была бы существовать в случае обычно предполагаемого совместного выпадения железных и силикатных частиц при аккреции и временного сонахождения их в мантии вследствие на 1–2 порядка более высокой растворимости этих элементов в металлическом железе по сравнению с силикатами. Доказательством более поздней аккреции силикатных частиц является и высокая окисленность мантийных пород по сравнению с железным ядром. Фугитивность кислорода при их образовании была примерно на 4 порядка выше, чем в случае равновесности с металлическим железом [24]. Современные результаты изучения короткоживущих изотопных систем свидетельствуют о возникновении земного ядра не позже чем через 30–50 млн лет после начала образования Солнечной системы [8] и подтверждают приведенные выше данные. Признаки раннего формирования ядра по сравнению с мантией однозначно свидетельствуют о том, что аккреция Земли была гетерогенной, а не гомогенной, как считалось ранее.

Выпадавшие на сформировавшееся ядро силикатные частицы плавилась в результате главным образом импактного тепловыделения, что привело к образованию магматического океана. Предложено множество моделей этого океана. Главными их недостатками являются обычно игнорирование существования синаккреционной стадии его эволюции и вытекающий из этого неучет расслоенности океана по составу.

Как показали расчеты [19], придонные части океана магмы при аккреции частично кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей и сформировали из кумулатов породы нижней мантии, а из остаточных расплавов — различные слои магматического океана. Вследствие незначительной еще его глубины и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому остаточные расплавы варьировали по составу от толеитов до гранитов. Только существование массовых малобарических процессов раннего синаккреционного фракционирования позволяет

объяснить широкое распространение на Земле гранитов и толеитов.

По мере дальнейшей аккреции, вследствие повышения ее интенсивности и температуры [19] в магматическом океане формировались все более мафические остаточные расплавы. Они располагались в соответствии со своей плотностью. Это обусловило возникновение в океане расслоенности по составу. Придонный перидотитовый его слой был намного более плотным (около 2.8 г/см³), чем верхний кислый (2.3 г/см³). Поэтому при остывании в океане не возникала единая конвекция от дна до поверхности. Расслоенный магматический океан глубиной около 240 км в течение почти всей истории Земли затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь.

Образование раннедокембрийских пород путем кристаллизации магматического океана

Затвердевание верхнего кислого слоя привело к формированию слагающих кристаллическую кору эндербитов и серых гнейсов из кумулатов и древних гранитов из остаточных расплавов. Оно началось 4.2–4.1 млрд лет назад, судя по возрасту самых древних на Земле цирконов [7]. Присутствие в них включений кварца подтверждает кислый состав расплава. Ранее 4 млрд лет земная поверхность была полностью покрыта магмой, что объясняет отсутствие на Земле более древних пород и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся около 3.9 млрд лет назад. Кристаллизация нижних слоев постааккреционного океана обусловила возникновение литосферы древних платформ (рис. 3).

Обособление остаточных расплавов при кристаллизации ортогнейсов привело к образованию в них большого количества безкорневых гранитоидных выделений. Причина их автохтонности и массового распространения долгое время была непонятной и обусловила популярность в XIX–XX веках гипотезы формирования этих выделений путем региональной метасоматической гранитизации. Но



Рис. 3. Схема кристаллизации постааккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на древних платформах. Состав магм: 1 — кислый, 2 — субщелочной, 3 — анортозитовый, 4 — карбонатитовый, 5 — щелочной, 6 — кимберлитовый

Fig. 3. Scheme of crystallization of the postaccretionary stratified magmatic ocean and evolution of magmatism on ancient platforms. The composition of magmas: 1 — acidic, 2 — subalkaline, 3 — anorthositic, 4 — carbonatitic, 5 — alkaline, 6 — kimberlitic



признаки инертного поведения всех химических компонентов при их кристаллизации и множество других данных противоречат метасоматическому генезису [18]. Поэтому постепенно широкое распространение получили представления о формировании их путем частичного плавления. Однако в наиболее распространенных ортогнейсах, в отличие от парагнейсов, гранитоидные обособления являются более низкотемпературными, чем исходные породы, и поэтому обогащены гидроксилсодержащими минералами. Это противоречит образованию их путем плавления и свидетельствует о формировании из остаточных расплавов при кристаллизации исходных магм ортогнейсов. Таким образом, данные о существовании на Земле магматического океана полностью решают крупную проблему природы региональной гранитизации раннего докембрия, которую не удавалось решить в течение двух веков.

Вследствие отсутствия обширной конвекции в расслоенном океане его верхний кислый слой затвердел относительно быстро при сохранении еще полужидкого состояния глубинных плотных слоев. Это является причиной раннего образования кислой кристаллической коры (в основном 3.8—2 млрд лет назад) и позднего — многих его глубинных дифференциатов (примерно 700 млн лет назад в среднем для верлитовых и вебстеритовых ксенолитов в кимберлитах, 600 млн лет для карбонатитов и 136 млн лет для кимберлитов, рис. 1). Данный вывод подтверждается тем, что наиболее древний пик распространенности коровых цирконов имеет возраст 3.8 млрд лет, тогда как для верхнемантийных цирконов этот возраст меньше и равен 3.4—3.2 млрд лет [7].

Относительно быстрое затвердевание кислого слоя объясняет раннее возникновение на кислой коре осадочных пород и живых организмов. Ортогнейсы на земной поверхности подвергались интенсивному химическому изменению под влиянием остывавшей газовой-паровой оболочки. В результате оглинивания полевых шпатов и отделения глинистого материала возникали скопления глины и остаточного кварца. Их метаморфизм под влиянием еще горячего основания обусловил формирование высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов и обычно совместное их нахождение. Это объясняет широкое распространение и очень большую мощность их тел (до 1 км для кварцитов). По мере снижения температуры в горячих водоемах происходило осаждение карбонатов и образование мраморов, характерных для верхних частей докембрийских толщ.

Богатые кислотными эманациями магматического океана горячие дождевые воды выносили железо и кремнекислоту из химически изменявшихся ортогнейсов в ранние водоемы. Это привело к образованию большого количества железистых кварцитов, являющихся главными месторождениями железных руд. Вследствие очень высокой температуры газовой-паровой оболочки отделявшиеся из магматического океана эманации мало остывали, рассеивались в ней и чаще всего не формировали гидротермальные месторождения. Это объясняет обычно безрудность огромных объемов древних гранитогнейсов в отличие от высокой гидротермальной рудоносности молодых гранитов. Накопление рудных компонентов в газовой-паровой оболочке привело к массовому образованию стратиформных месторождений меди, свинца, цинка и некоторых других элементов в основном в протерозое, когда

эта оболочка остыла и произошло осаждение из нее рудных компонентов.

Массовые процессы испарения дождевых вод на горячей земной поверхности и конденсации паров в верхней части газовой-паровой оболочки обусловили интенсивную ионизацию последней и возникновение многочисленных электрических разрядов. Они способствовали формированию органических соединений и зарождению примитивных бактерий в горячих водоемах. Так на ранней стадии эволюции Земли возникли первые живые организмы [19].

Кристаллизация из кислого слоя магматического океана большинства древнейших пород объясняет огромную мощность кристаллической коры и повсеместно однотипный ее состав. Например, слой гиперстеновых плагиогнейсов мощностью в среднем 20—30 км в земной коре протягивается через всю Сибирскую платформу [11], то есть на расстояние несколько тысяч километров.

Рост плотности с глубиной в расслоенном постаккреционном магматическом океане препятствовал опусканию в нем остывших расплавов. Но после начала их кристаллизации они вместе с начавшими формироваться на них осадочными породами должны были тонуть вследствие значительного (на 6—10 %) возрастания их плотности. Ниже расположенные более мафические расплавы всплывали на место утонувших полукристаллизованных. Данный процесс неоднократно повторялся. Это объясняет пестрый состав высокотемпературных гнейсовых комплексов, большие колебания основности ортогнейсов, частое присутствие среди них метаморфизованных парапород и обычно линзовидную форму тел разного состава.

Особенности распределения температуры в мантии в раннем докембрии

Постепенное укрупнение планетезималей в протопланетном диске приводило к резкому уменьшению потерь импактного тепла на излучение при аккреции. Это обусловило постепенное значительное возрастание температуры накапливавшегося материала. По расчетам различных исследователей, такое увеличение температуры составляло около 800—3500 °C (рис. 4). Из этого следует очень важный вывод о том, что температура нижней мантии сначала была значительно меньше, чем верхней. Поэтому геотермический градиент в земных недрах в раннем докембрии был обратным по отношению к современному. Следовательно, в этот период относительно холодное и плотное вещество нижней мантии не могло всплывать в более горячую и менее плотную верхнюю мантию. По этой причине в раннем докембрии не существовали нижнемантийные плюмы, океанические области современного типа и связанные с ними зоны спрединга и субдукции. Это противоречит попыткам выделения современных геодинамических обстановок в указанное время.

С течением времени нижняя мантия постепенно разогревалась под влиянием горячего ядра, а верхняя остывала вследствие теплоотдачи в более холодную земную кору. Под влиянием этого произошла инверсия распределения температуры и возник современный геотермический градиент. Это явление не могло не отразиться на протекавших на Земле геологических процессах. Самая древняя океаническая кора имеет юрский возраст [12]. Это свидетельствует о том, что к данному периоду произошла полная инверсия распределения температуры в мантии и появились мощные нижнемантийные плюмы, что привеле-

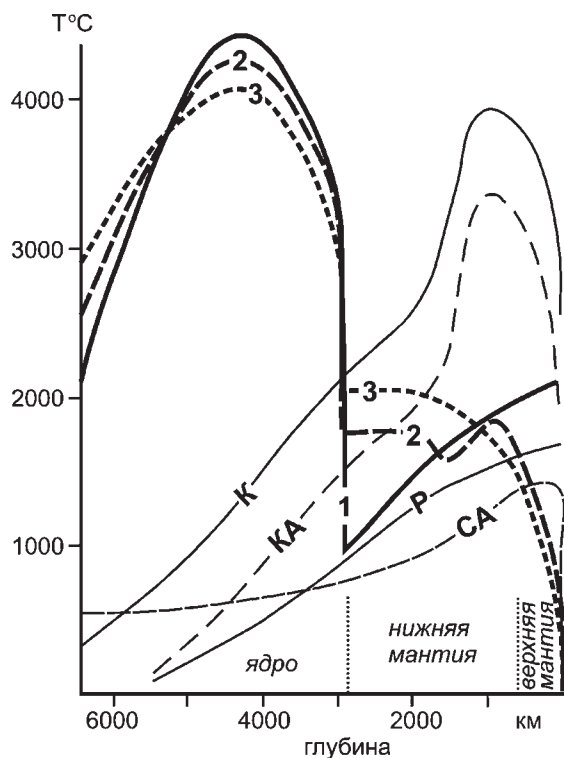


Рис. 4. Эволюция температуры аккреции Земли по расчетам Каулы (KA) и В. С. Сафронова (CA) [13, 15]. Первичная зависимость температуры от глубины по данным Каулы (K), А. Е. Рингвуда (P) [10] и принятая начальная зависимость (1), верхнепротерозойская (2) и современная (3)

Fig. 4. Evolution of the accretion temperature of the Earth according to the calculations of Kaula (KA) and V. S. Safronova (CA) [13, 15]. The primary temperature dependence on depth according to the data of Kaula (K), A. E. Ringwood (P) [10] and adopted initial dependence (1), Upper Proterozoic (2) and modern (3)

ло к образованию современных океанических областей. Эвгеосинклинальные магматические породы складчатых поясов появились в конце протерозоя [2, 12]. Это событие, видимо, означает начало прорыва из нижней мантии не крупных плюмов, возникновение в участках их подъема первых зон спрединга, субдукции и относительно небольших глубоководных впадин с океанической корой.

Перед этим событием интенсивность протекания тектонических и вулканических процессов была минимальной, так как подъем магм из постааккреционного магматического океана в основном закончился вследствие его значительного затвердевания, а подъема плюмов из нижней мантии еще не было. Небольшое проявление вулканических процессов привело к уменьшению содержания углекислоты в атмосфере, к ослаблению связанного с нею тепличного эффекта и к возникновению в криогении самого грандиозного оледенения. В фанерозое увеличение масштабов конвекции в мантии обусловило возрастание интенсивности тектонических процессов и постепенное увеличение средней мощности формировавшихся осадков примерно от 120 м за миллион лет в конце протерозоя до 500 м в плиоцене [12]. Одновременно увеличивались глубина океанов и высота возникавших гор.

Из-за отсутствия нижнемантийных плюмов магмы зеленокаменных поясов должны были подниматься из глу-

бинных слоев постааккреционного магматического океана. Это подтверждается участием в формировании этих поясов всех магм этого океана (ультраосновных, основных, средних и кислых), а также пониженным содержанием в основных породах зеленокаменных поясов и гранулитовых комплексов TiO_2 и CaO по сравнению с типичными плюмовыми базитами срединно-океанических хребтов и траппов (рис. 5). Такие различия обусловлены тем, что данные химические компоненты в числе первых конденсировались в протопланетном диске [10]. Поэтому интенсивность их выпадения в процессе аккреции уменьшалась и содержание их в породах нижней мантии было выше, чем в расположенном в верхней мантии более позднем постааккреционном магматическом океане.

При горячей аккреции Земли высокая температура образования минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов обусловлена магматическим происхождением большинства из них, а не проявлением более поздних процессов разогрева земной коры, как обычно предполагается. Это подтверждается близостью температур формирования их и гранитоидов (700–800 °C) и выдержанностью этих температур в огромных объемах кристаллической коры. В случае наложения поздних процессов метаморфизма на первично холодные осадочные породы на всей Земле должна была бы существовать теплоизолирующая осадочная оболочка мощностью в десятки километров. Она должна быть размыта ко времени формирования зеленокаменных поясов, поскольку последние почти не метаморфизованы. Но на Земле нет признаков существования такой оболочки и необъяснимо быстрой ее эрозии [9]. Иногда предполагаемой обусловленности процессов высокотемпературного метаморфизма интенсивным тепловыделением в корнях крупных горных сооружений [11] противоречат выдержанность его высокотемпературности на колоссальных расстояниях, отсутствие его зональности и мощных толщ моласс в раннем докембрии. Большие объемы крупновулканических моласс (мощностью до десятков километров) должны были бы неизбежно формироваться при размыве гор, как это происходит в настоящее время.

Магматический океан, вследствие его высокой текучести, и сформировавшаяся из него кислая кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли. Пока кора была высокопластичной и отсутствовала жесткая литосфера, рассмотренная выше плотностная дифференциация в ней приводила в основном к пластическим деформациям коры. Этим деформациям способствовала сила Кориолиса. Как показали выполненные расчеты [19], вследствие примерно в 8 раз большей скорости вращения Земли в раннем докембрии вещество постааккреционного магматического океана под влиянием этой силы всплывало под углом около 8° к земной поверхности (то есть почти горизонтально), сильно отклоняясь к западу. Это привело к интенсивному пластическому течению вещества кристаллической коры, к ее складчатым деформациям, к широкому распространению субмеридиональных простираний возникавших складок и восточных падений тел гнейсов. Такие залегания до сих пор характерны для метаморфических пород Алданского [17] и Анабарского щитов.

В результате пластических деформаций происходило большое постепенное сокращение площади кристаллической коры, судя по очень широкому развитию в ней интенсивной складчатости и крутым падениям тел метамор-

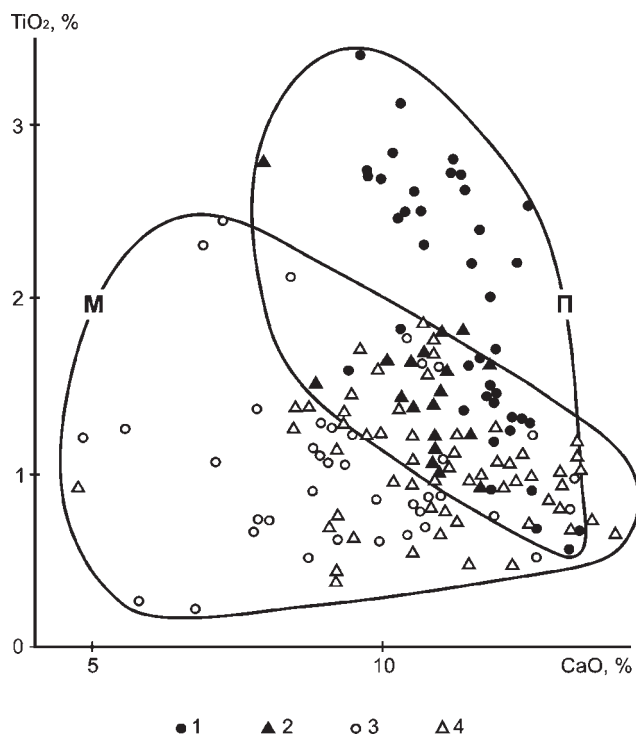


Рис. 5. Соотношение содержаний TiO_2 и CaO в базитах, магмы которых образовались в нижнемантийных плюмах (П) и в постаккреционном магматическом океане (М): 1—4 — базиты СОХ (1), траппов (2), зеленокаменных поясов (3) и в Курультинском гранулитовом комплексе Алдано-Станового щита (4). Используются данные [1, 14]

Fig. 5. Ratio of TiO_2 and CaO contents in basites, which magmas formed in the lower mantle plumes (П) and in the postaccretionary magmatic ocean (М): 1—4 — MOR basites (1), trapps (2), greenstone belts (3) and in the Kurulti granulite complex of Aldan-Stanovoy shield (4). Data are used from [1, 14]

фических пород. По имеющимся оценкам [23], углы падения тел архейских пород в среднем составляют $60\text{--}70^\circ\text{C}$. В этом случае площадь их выхода на земной поверхности в результате складчатости уменьшилась в $1:\sin 65^\circ = 1:0.4226 \sim 2.3$ раза. Площадь содержащих кристаллическую кору древних платформ составляет 105 млн km^2 . Площади складчатых и субокеанических областей, содержащих ее фрагменты, равны соответственно 42 и 93 млн km^2 [15]. При этих значениях до времени тектонических деформаций кристаллическая кора должна была занимать площадь примерно $(105 + 42 + 93) \times 2.3 = 558$ млн km^2 . С учетом существования сдвоенных по надвигам разрезов эта величина должна быть еще больше. Современная площадь поверхности Земли оценивается в 510 млн km^2 . Следовательно, приведенный примерный расчет подтверждает, что кристаллическая кора сначала покрывала всю земную поверхность. Процессы деформаций привели к сильному локальному увеличению ее мощности. Под влиянием сокращения площади кристаллической коры в протерозое, видимо, возникали участки, где она отсутствовала и на земной поверхности обнажались мантийные породы. Эти участки были близки по строению к современным океаническим областям, но образовались без влияния нижнемантийных плюмов и не содержали магматические породы, типичные для современных океанов.

Природа магматизма древних платформ

В кристаллизовавшихся магмах осаждение образующихся твердых фаз происходило в среде расплава с вязкостью в миллионы раз меньшей, чем у слабоподплавленных пород. Поэтому разделение расплава и кристаллов в них, в отличие от анатектических мигматитов, происходило относительно быстро и является единственной причиной разнообразия состава магматических пород.

Подъем остаточных расплавов из нижних частей кислого слоя сопровождался формированием кислых магм, сначала малоглубинных с низким содержанием щелочей, затем все более глубоких и щелочных (рис. 3). Это объясняет массовое образование гранитов в докембрии и их разнообразный состав. Последующее выжимание и всплытие наиболее кислых пластичных частей кристаллической коры в областях коллизии приводило к их фрикционному и декомпрессионному плавлению и к образованию характерных для этих областей огромных гранитных батолитов. Такой генезис батолитов подтверждается идентичностью их состава с раннедокембрийскими гранитоидами, присутствием только в областях с кислой кристаллической корой и высоким начальным отношением в них изотопов стронция (до 0.720—0.730) [19].

Подъем малодифференцированных магм из основного и пикритового слоев магматического океана привел к формированию базальтов и коматиитов раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Содержание MgO в них постепенно уменьшалось (в среднем от 32.5 % в ранних до 21.0 % в поздних) вследствие постепенной кристаллизации этих слоев и выноса из расплава магния осаждавшимися кристаллами. Небольшое еще накопление щелочей в этих слоях является причиной нехарактерности щелочных пород для зеленокаменных поясов. Выжимание еще незатвердевших плагиоклазовых кумулатов обусловило образование огромных тел автономных анортозитов преимущественно в протерозое. Участие в их формировании средних магм является причиной часто кислого состава в них плагиоклаза (до андезита и олигоклаза).

Процессы высокабарического фракционирования в придонном перидотитовом слое магматического океана обусловили образование щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов и магм. Очень длительные (почти 4 млрд лет) процессы накопления расплавофильных компонентов в остаточных расплавах являются причиной гигантского содержания редких элементов (до десятков тысяч хондритовых норм) в карбонатитах и в щелочных породах. Вследствие кристаллизации расслоенного магматического океана сверху вниз его придонный слой фракционировал наиболее поздно. Это обусловило относительно молодой возраст большинства карбонатитов и кимберлитов (рис. 1), возникавших из его последних расплавов. Такой генезис объясняет все многочисленные особенности кимберлитов и их алмазов [19].

Декомпрессионное плавление наиболее легкоплавких пород нижней мантии, эклогитов (затвердевших расплавов раннего синаккреционного океана), в поднимающихся в фанерозое плюмах привело к образованию большого количества толеитовых магм. Осаждение не содержащего щелочей барофильного граната в остывавших очагах толеитовых магм под толстой литосферой в условиях высокого давления сопровождалось образованием щелочно-основных и щелочных магм. Интенсивная относительно малоглубинная дифференциация таких очагов в астено-

сфере под влиянием охлаждения опускавшейся холодной океанической литосферой приводила к формированию кислых магм в зонах субдукции в островных дугах и на окраинах континентов, а также в областях коллизии.

Заключение

Таким образом, современные данные о горячей гетерогенной аккреции Земли позволяют убедительно объяснить все особенности раннедокембрийских геологических процессов и понять природу ее более поздней геологической эволюции. Они свидетельствуют об ошибочности массово распространенных постулатов о формировании магм путем отделения выплавов в слабopодплавленных породах и о ведущей роли подъема нижнемантийных плюмов в раннедокембрийских геологических процессах. Магмы возникали в результате отделения остаточных расплавов из фракционировавшего постааккреционного магматического океана и из очагов основных магм, формировавшихся в фанерозое в результате декомпрессионного плавления эклогитов в поднимавшихся нижнемантийных плюмах. Полученные результаты подтверждают представления о направленной необратимой геологической эволюции Земли и об ограниченной применимости принципа актуализма при ее изучении.

Литература

1. Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатиков О. А. и др. Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 368 с.
2. Богатиков В. А., Богданова С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы: Эволюция метаморфизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
3. Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Недра, 1983. 168 с. 4. Галкин И. Н. Геофизика Луны. М.: Наука, 1978. 176 с.
5. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—261.
6. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118—131.
7. Добрецов Н. Л., Туркина О. М. Раннедокембрийская история Земли. Роль плейт- и плюмтектоники и космического фактора // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 7. С. 1250—1274.
8. Литасов К. Д., Шацкий А. Ф. Современные представления о составе ядра Земли // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 31—63.
9. Резанов И. А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 300 с.
10. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1981. 294 с.
11. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 184 с.
12. Салоп Л. Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.
13. Сафронов В. С. Происхождение Земли. М.: Знание, 1987. 46 с.
14. Смелов А. П., Березкин В. И., Тимофеев В. Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия

(Южная Якутия). Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 2009. 168 с.

15. Таблицы физических величин / В. Г. Аверин, Б. А. Аронзон, Н. С. Бабаев и др. М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.
16. Федорин Я. В. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.
17. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1976. 161 с.
18. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
19. Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.
20. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.
21. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. 76. P. 424—428.
22. Bukowinski M. S. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432—433.
23. Cailleux A. Statistique des pendages en regions plissees et bassins // Rev. Geomorphology dynamic. 1956. V. 7. N 1—2. P. 1—10.
24. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. 215 (5109). P. 1449—1451.
25. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. 25 (4). P. 395.
26. Rapp R. P., Watson E. W. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-melting recycling. // J. Petrol. 1995. 32. P. 891—931.
27. Snyder G. A., Borg L. E., Nyquist L. E., Taylor L. A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. P. 361—395.

References

1. Andreeva E. D., Baskina V. A., Bogatikov O. A. et al. *Magmaticheskie gornye porody: Osnovnye porody* (Magmatic rocks. Basic rocks). Moscow: Nauka, 1985, 368 pp.
2. Bogatikov V. A., Bogdanova S. V., Borsuk A. M. et al. *Magmaticheskie gornye porody: Evolyutsiya metamorfizma v istorii Zemli* (Magmatic rocks. Evolution of metamorphism in Earth's history). Moscow: Nauka, 1987, 438 pp.
3. Voitkevich G. V. *Proishozhdenie i himicheskaya evolyutsiya Zemli* (Origin and chemical evolution of the Earth). Moscow: Nedra, 1983, 168 pp.
4. Galkin I. N. *Geofizika Luny* (Lunar geophysics). Moscow: Nauka, 1978, 176 pp.
5. Grin D. H. *Sostav bazaltovykh magm kak kriterii ih vznikeniya pri vulkanizme* (Composition of basaltic magmas as criteria of their origin at volcanism). *Petrologiya izverzhennykh i metamorficheskikh porod dna okeana* (Petrology of igneous and metamorphic rocks of oceanic floor). Moscow: Mir, 1973, pp. 242—261.
6. Grin D. H., Ringvud A. E. *Proishozhdenie magmaticheskikh porod izvestkovo-shelochnogo ryada* (Origin of magmatic rocks of limestone-alkaline group). *Petrologiya verkhnei mantii* (Petrology of upper mantle). Moscow: Mir, 1968, pp. 118—131.
7. Dobretsov N. L., Turkina O. M. *Rannedokembriiskaya istoriya Zemli. Rol pleit- i plyum-tektoniki i kosmicheskogo faktora*



(Early Precambrian history of the Earth. Role of plate- and plume tectonics and space factor). *Geologiya i geofizika*, 2015, V. 56, No. 7, pp. 1250—1274.

8. Litasov K. D., Shatskii A. F. *Sovremennye predstavleniya o sostave yadra Zemli* (Modern concepts about Earth's core). *Geologiya i geofizika*, 2016, V. 57, No. 1, pp. 31—63.

9. Rezanov I. A. *Evolutsiya predstavlenii o zemnoi kore* (Evolution of concepts about Earth's core). Moscow: Nauka, 2002, 300 pp.

10. Ringvud A. E. *Proishozhdenie Zemli i Luni* (Origin of the Earth and Moon). Moscow: Nedra, 1981, 294 pp.

11. Rozen O. M., Manakov A. V., Zinchuk N. N. *Sibirskii kraton: formirovanie, almazonosnost* (Siberian craton: formation, diamond content). Moscow: Nauchnyi mir, 2006, 184 pp.

12. Salop L. N. *Geologicheskoe razvitiye Zemli v dokembrii* (Geological structure of the Earth in Precambrian). Leningrad: Nedra, 1982, 334 pp.

13. Safronov V. S. *Proishozhdenie Zemli* (Origin of the Earth). Moscow: Znanie, 1987, 46 pp.

14. Smelov A. P., Berezkin V. I., Timofeev V. F. et al. *Geologicheskoe stroenie zapadnoi chasti Aldano-Stanovogo schita i himicheskie sostavy porod rannego dokembriya* (Yuzhnaya Yakutiya) (Geological structure of western part of Aldan-Stanovoy shield and chemical composition of Early Precambrian rocks (South Yakut)). Yakutsk, 2009, 168 pp.

15. *Tablitsy fizicheskikh velichin* (Tables of physical quantities). V. G. Averin, B. A. Aronzon, N. S. Babaev et al. Moscow: Atomizdat, 1976, 1006 pp.

16. Fedorin Ya. V. *Model evolyutsii rannei Zemli* (Model of evolution of early Earth). Kiev: Naukova dumka, 1991, 112 pp.

17. Cherkasov R. F. *Arhei Aldanskogo schita* (Archean Aldan

shield). Moscow: Nauka, 1976, 161 pp.

18. Shkodzinskii V. S. *Problemy fiziko-himicheskoi petrologii i genezisa migmatitov (na primere Aldanskogo schita)* (Problems of physical and chemical petrology and genesis of migmatites (on example of Aldan shield)). Novosibirsk: Nauka, 1976, 224 pp.

19. Shkodzinskii V. S. *Petrologiya litosfery i kimberlitov (model goryachei geterogennoi akkretsii Zemli)* (Petrology of lithosphere and kimberlites (model of hot heterogeneous accretion of the Earth)). Yakutsk: Izdatelskii dom SVFU, 2014, 452 pp.

20. Shmidt O. Yu. *Proishozhdenie Zemli i planet* (Origin of Earth and planets). Moscow: AS USSR, 1962, 132 pp.

21. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977, 76, pp. 424—428.

22. Bukowinskii M. S. Taking the core temperature. *Nature*. 1999, No. 6752, pp. 432—433.

23. Cailleux A. Statistique des pendages en regions plissees et basins. *Rev. Geomorphology dynamic*. 1956, V. 7, No. 1—2, pp. 1—10.

24. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system. *Nature*, 1967, 215 (5109), pp. 1449—1451.

25. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth. *Meteoritics*. 1990, 25 (4), pp. 395.

26. Rapp R. P., Watson E. W. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-melting recycling. *J. Petrol.* 1995, 32, pp. 891—931.

27. Snyder G. A., Borg L. E., Nyquist L. E., Taylor L. A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution. The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press, 2000, pp. 361—395.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА В БАСЕЙНЕ Р. ЦИЛЬМЫ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

И. Х. Шумилов, О. П. Тельнова

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

Рассмотрен вопрос о проблемной Рудянской структуре, при дешифровке которой помимо палинологического анализа были использованы результаты изучения минеральных особенностей девонских осадочных пород. Установлено, что количество обломков среднего плагиоклаза с полисинтетическими двойниками сильно варьируется в зависимости от возраста отложений. В песчаниках верхней части среднего девона (устьчиркинская свита) они либо отсутствуют, либо встречаются в единичных зернах (до 6 шт. на шлиф), в верхнедевонских породах количество обломков плагиоклаза исчисляется десятками и сотнями на шлиф. Сделан вывод о том, что на локальном уровне количество зерен плагиоклаза можно рассматривать как минеральный индикатор возраста.

Ключевые слова: Средний Тиман, девон, терригенные отложения, плагиоклаз.

CONDITIONS OF FORMING AND MINERAL FEATURES OF DEVONIAN TERRIGENOUS SEDIMENTS IN THE TSILMA RIVER BASIN IN THE MIDDLE TIMAN

I. Kh. Shumilov, O.P. Telnova

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The problem of Rudyanka structure is considered. Its decoding, apart from the palynological analysis, used mineral features of the Devonian sedimentary rocks. It is established that the quantity of grains of plagioclase with polysynthetic twinings greatly varies depending on the age of deposits. In terminal Middle Devonian sandstones (Ustchirkka formation) they are either absent or found in single grains (up to 6 pieces per a microsection). In the Upper Devonian rocks the quantity of plagioclase clasts are estimated in dozens and hundreds per a microsection. At local scale, the quantity of plagioclase grains may be considered as a mineral indicator of a continental sediments age.

Keywords: Middle Timan, Devonian, continental sediments, plagioclase.

Геологический очерк

С 2000 г. нами было проведено шесть экспедиционных сезонов на территории Цилемской площади, в ходе которых были детально исследованы и опробованы 364 обнажения в берегах р. Цильмы и ее основных притоков: рр. Мутной, Чирки, Космы, Кузнечихи, Рудянки, Березовой. В результате получены детальные литологические характеристики девонских отложений, закономерности их изменения во времени и по площади.

Терригенные средне- и позднедевонские отложения в бассейне р. Цильмы расчленяются на яранский (яранская свита), джъерский (лиственничная и валсовская свиты), тиманский (цилемская и устьчиркинская свиты), саргаевский (устьярегская свита) и доманиковский (крайпольская свита) горизонты [5, 6]. Породы залегают субгоризонтально с генеральной тенденцией постепенного погружения на север и северо-восток. Залегание осложнено малоамплитудной брахискладчатостью, сериями небольших разломов со смещением слоев до 10 м, являющихся отражением подвижек сравнительно небольших блоков клавишной структуры рифейского фундамента [3]. Территория в основном закрыта, обнажения встречаются только по берегам рек, но часто представлены скальными отвесными обрывами высотой до 40 м.

Все свиты имеют принципиально схожее строение: в подошве залегает трансгрессивная базальная серия, сложенная латерально сменяющимися друг друга конгломератами, белыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками и желтоватыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками; в той или иной степени ритмично сложенное основное тело свиты; прикровельные отложения пролювиальных красноцветных глинистых пород. Исключением является яранская свита, представленная на исследованной площади лишь кварцевыми средне-, крупнозернистыми песчаниками и гравелитами.

В бассейне р. Цильмы досаргаевские отложения почти не содержат фауны или же ее редкие находки (фрагменты панцирей рыб, раковины конхострак) являются стратиграфически индифферентными. Другой особенностью девонских пород является их высокая насыщенность углефицированными остатками девонских растений: от детрита различной крупности по плоскостям напластования и отдельных древесных стволов (диаметром до 30 см и длиной до 4 м) до редко встречающихся линз однородного угля мощностью до 10 см и протяженностью первые метры. В силу перечисленных обстоятельств основным инструментом расчленения девонских отложений остается палиностратиграфический.

С момента планового государственного изучения территории бассейна р. Цильмы в районе р. Рудянки обозначилась область со спорной трактовкой ее геологической структуры и, соответственно, различными подходами к реконструкции истории развития данного участка земной коры. Так, по результатам геологической съемки А. А. Малаховым (1932—1938 гг.) была выделена Рудянская антиклинальная складка. Однако в последующие годы другими исследователями (З. И. Цзю, Ю. М. Лысов, В. П. Пономарев) в производственных отчетах воззрения А. А. Малахова были подвергнуты жесткой критике, в т. ч. отрицалось наличие определенной им положительной структуры. Интересно, что по результатам полевых работ 1965—1966 гг., в отличие от исследований десятилетней давности, упомянутый выше В. П. Пономарев уже подтверждает наличие выделенной А. А. Малаховым Рудянской антиклинали. Примерно в то же время (1968) В. А. Разницын в монографии, посвященной тектоническому строению Среднего Тимана, показывает Рудянскую мульду (!) и восточнее Номбургскую брахиантиклиналь [3].

Кроме того, в рассмотренный выше период времени в районе р. Рудянки в зеленоцветной циклитовой пачке (весьма характерной для отложений устьчиркинской свиты среднего девона) была обнаружена единственная раковина брахиоподы, по которой был определен саргаевский горизонт верхнего девона. Соответственно, граница

между средним и верхним девоном была проведена в «подошве» верхней трети устьчиркинской свиты (внутри единого геологического тела свиты).

С тех пор масштабных геологических работ на территории бассейна р. Цильмы не проводилось, вопрос о наличии и характере Рудянской структуры, как и о положении границы между отделами девона, остался открытым. В результате в настоящее время наиболее кондиционной утвержденной геологической картой является карта масштаба 1:500 000 (рис. 1), составленная коллективом авторов ТПНИЦ (г. Ухта, 2000 г.). На ней отчетливо читается Номбургская брахиантиклиналь, а Рудянская структура представлена мульдой напротив устья р. Рудянки, сменяющейся к северу небольшой брахиантиклиналью. По нашим данным, геологическая ситуация, отображенная на карте, при более детальном рассмотрении не полностью отвечает действительности.

Литолого-стратиграфическая характеристика отложений

Рассмотрим более подробно особенности строения и состава устьчиркинской (средний девон) и устьерегской (верхний девон) свит, соответственно, тиманский и саргаевский горизонты. Основание последнего в настоящее время рассматривается как один из вариантов границы среднего и верхнего девона на востоке Восточно-Европей-

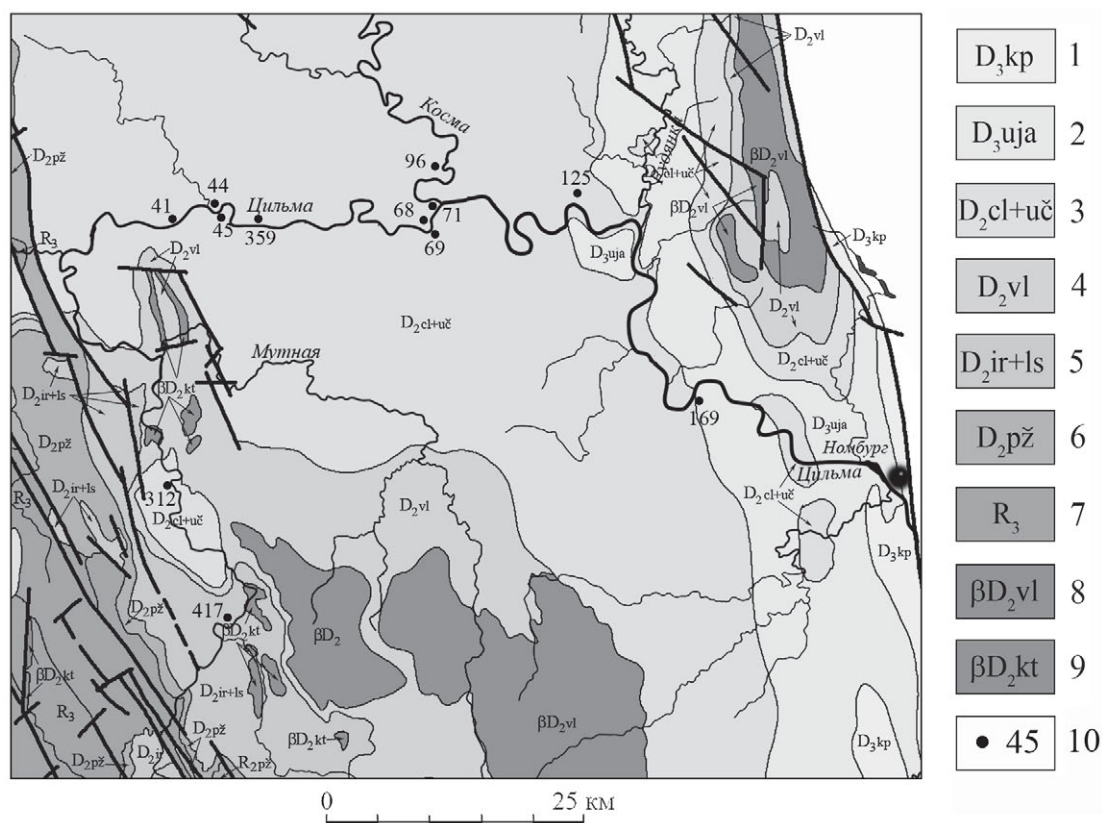


Рис. 1. Фрагмент геологической карты ТПНИЦ, г. Ухта (2000 г.). Свиты 1—6: 1 — крайпольская, 2 — устьерегская, 3 — цилемская и устьчиркинская, 4 — валсовская, 5 — листовенничная и яранская; 6 — пижемская серия; 7 — верхний рифей (фундамент); 8 — валсовские базальтовые покровы и туфы; 9 — Канино-Тиманский долеритовый гипабиссальный комплекс; 10 — обнажения, упоминаемые в тексте

Fig. 1. Fragment of a geological map TISRC, Ukhta (2000). Formations 1—6: 1 — Kraypole, 2 — Ustyrega, 3 — Tsilma and Ustchirka, 4 — Valsa, 5 — Listvennichnaya and Jara; 6 — Pizhma Set; 7 — Upper Riphean (basement); 8 — Valsa basalt sheets and tuffs; 9 — Kanin—Timan hypabyssal dolerite complex; 10 — outcrops are mentioned in the text

ской платформы. Детальное изучение устьчиркинской и устьярегской свит имеет важное значение прежде всего для построения современной региональной стратиграфической схемы девона.

Устьчиркинская свита представлена континентальными зеленоцветными осадками мелководной опресненной лагуны, сменившейся с течением времени аллювиальной равниной, и красноцветными отложениями пролювиальных конусов выноса, имеющих локальное развитие.

Зеленоцветный разрез имеет ярко выраженное ритмичное строение (рис. 2). Обычно каждый ритм сложен последовательно слоями песчаника, алевролита и глины. Часто циклиты завершаются микроконкреционным слоем перерыва осадконакопления [1], реже слабо выраженным палеопочвенным горизонтом [11]. Осадки характеризуются сильной изменчивостью состава как в разрезе, так и по простиранию, отражая многообразие фациальных условий накопления. Породы в целом литифицированы слабо, при этом степень литификации убывает с уменьшением зернистости осадочного материала: относительно прочными являются песчаники, а литифицированные глины (аргиллиты) не обнаружены. Окраска пород варьируется от зеленовато-серой до насыщенной темно-зеленой, при гипергенном окислении появляются оливковые, желтые, бурые тона. Мощность циклитов изменяется от 0.5 до 3 м. В областях развития зеленоцветных отложений были обнаружены русла палеорек, представленные корытообразными врезами глубиной до 2 м при ширине до 25 м. Ложе выстлано галькой наиболее прочных вмещающих пород, редко встречается мелкая кварцевая галька, отмечены крупные фрагменты растений, ориентированные вдоль русла.

Наиболее характерными породами свиты являются мелкозернистые песчаники с мелкой косоволнистой разнонаправленной слоистостью, что придает им пloyчатый или свилеватый облик. Как правило, им свойственна окраска от насыщенно-зеленой до изумрудной, ступенчаточешуйчатые сколы по плоскостям, близким по ориентировке к поверхностям напластования (рис. 3, а). На поверхностях напластования весьма характерны знаки волновой ряби в виде небольших параллельных извилистых

гребней (рис. 3, б), причем ориентировка их простирания изменяется совершенно произвольно в каждом слое. Кроме того, на этих плоскостях концентрируются чешуйки светлой слюды, что придает им своеобразный перламутровый отлив. Обычно пласты песчаника сложены сопряженными сериями-линзами мощностью 30—50 см при размахе до 3 м (рис. 3, в, г). Перечисленные признаки делают песчаники легкоузнаваемыми, а разрез отложений, в который они включены, автоматически диагностируется как устьчиркинский.

При сопоставлении разрезов частных обнажений отчетливо просматривается тенденция локального латерального замещения зеленоцветных осадков красноцветными существенно глинистыми. Уверенно выделяется как минимум три центра развития красноцветных пролювиальных конусов выноса. Первый был связан с приподнятым блоком западного обрамления Тиманской структуры (Волчанский блок — Цилемский камень). Второй соответствовал возвышенностям с базальтовым покровом в южной части территории. Наиболее мощный конус развивался вокруг приподнятой территории, обусловленной внедрением и излиянием базальтов и расположенной восточнее р. Рудянки вдоль восточной границы Тиманского кряжа.

Красноцветные породы проксимальных зон конусов выноса представлены преимущественно глиняными гравелитами, а дистальных — глинами, алевролитами, мало мощными протяженными линзами косослоистых песчаников. Разрезы сложены элементарными циклитами, образовавшимися в результате импульсных (катастрофических) сбросов рыхлого материала кор выветривания с возвышенностей [8, 10]. Характерной чертой рассматриваемых отложений является наличие в них многочисленных палеопочвенных профилей, располагающихся друг над другом через интервал 0.52 м и фиксирующих кровли циклитов [9].

В палинокомплексе устьчиркинской свиты основной, доминирующей (50—60 %) группой являются споры археоптерисовых растений: *Geminospora rugosa* (Naumova) Arkh.; *Geminospora micromanifesta* (Neumova) Owens, *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *collatatus* Tchib.; *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *acanthinus* Tchib.; *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *microtuberculatus* Tchib.; *G. micromanifesta*

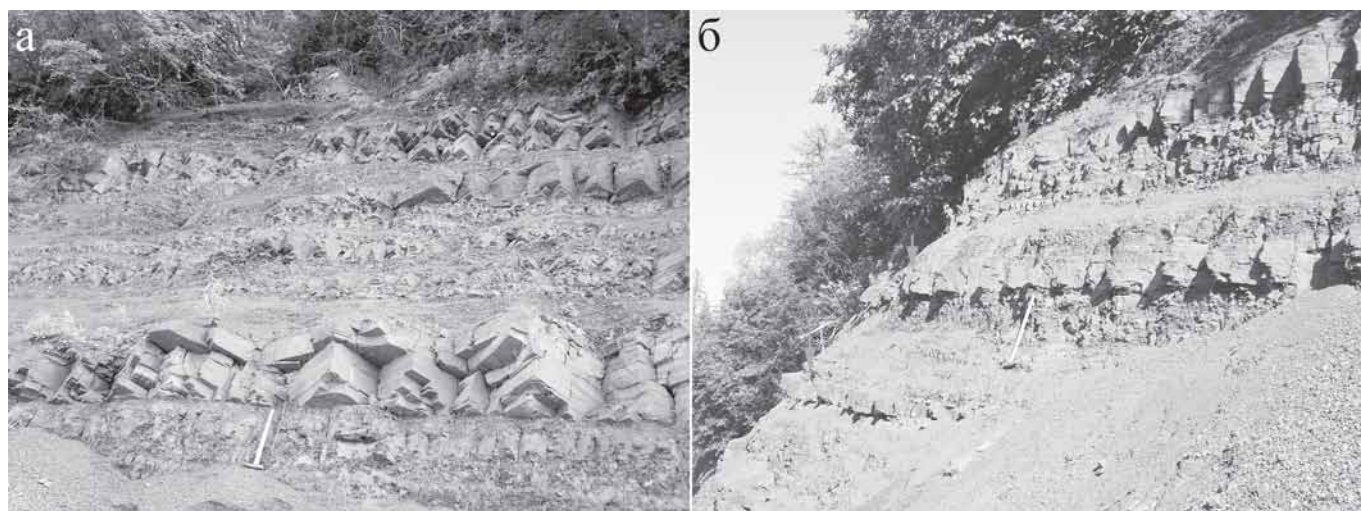


Рис. 2. Ритмичная толща устьчиркинской свиты: а — обн. 71; б — обн. 68; длина молотка 60 см

Fig. 2. Rhythmical rock mass of Ustchirka Formation, outcrops: а — 71; б — 68; the hammer is 60 cm long

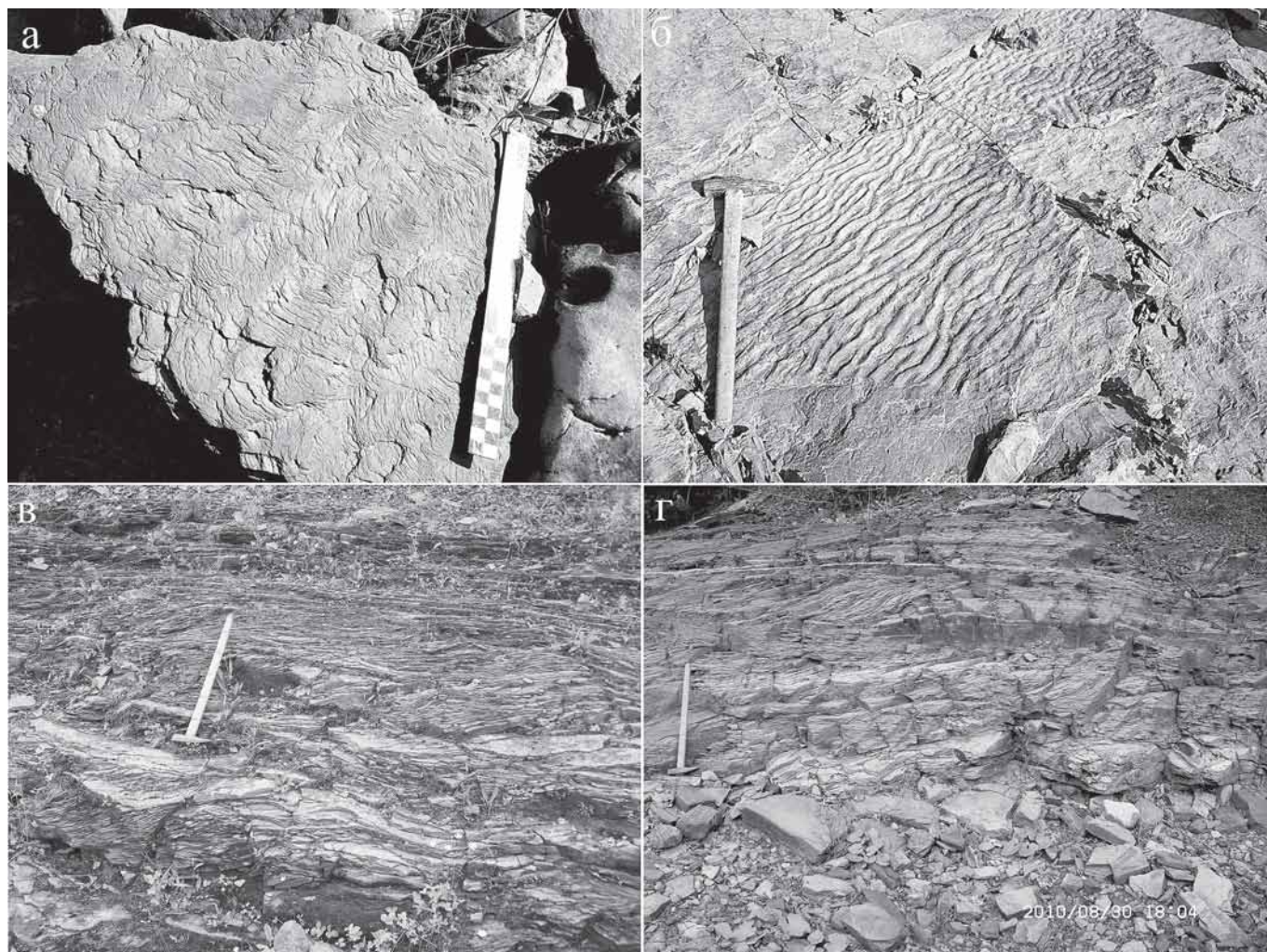


Рис. 3. Песчаники устьчиркинской свиты: а — ступенчато-чешуйчатые сколы (обн. 96); б — знаки волновой ряби на поверхностях напластования в песчанике (обн. 169); в, г — сопряженные серии пloyчатого песчаника (в — обн. 417, г — обн. 68)

Fig. 3. Sandstones of Ustchirka Formation: а — step- and scale-like surface of fracture (outcr. 96); б — crenulation on stratification plan (outcr. 169); в, г — conjugate series of crumbled sandstone (outcr. 417 and 68)

(Naumova) Owens var. *asper* Tchib.; *G. rugosa* (Naumova) Arkh., *G. notata* (Naumova) Obukh., *G. nalivkinii* (Naumova) Obukh., *G. macromanifesta* (Naumova) Arkh., *Contagisporites optivus* (Tchib.) Owens. и др., существенное развитие (до 16%) получают споры с относительно тонкой зоной и широким цингуломом: *Calypptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., *C. bellus* (Naumova) Oshurk., *C. krestovnikovii* (Naumova) Oshurk., *Densosporites meyeriae* Tel. Присутствуют в небольшом количестве споры с мелкошпиковатой скульптурой *Acanthotriletes bucerus* Tchib., *A. eximius* Naumova, *A. similis* Naumova, а также *Archaeozonotriletes singularis* Naumova, *A. variabilis* Naumova. Впервые появляются на этом стратиграфическом уровне *Densosporites sorokinii* Obukh., *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mantsurov, а также с мелкобугорчатой скульптурой экины *Geminospira plicata* Owens. Выделенный палинокомплекс соответствует комплексу спор тиманского горизонта, установленного ранее в стратотипической местности на Южном Тимане [4].

В пределах Цилемской площади различаются два этапа саргаевской трансгрессии. Здесь рассмотрим лишь первый этап. Нами выделено два основных типа разрезов отложений нижней части (подсвиты) **устьярегской свиты**. Первый развит на большей части площади западнее

р. Рудянки и представлен мощной толщей песчаников и алевролитов с характерной голубой окраской (Голубая толща). В районах устья р. Космы и по р. Рудянке породы латерально сменяются красноцветными осадками, представляющими второй тип разреза (Красная толща).

Красная толща сложена глинистыми породами пролювиальных конусов выноса, аналогичных постройкам устьчиркинского времени и отличающихся лишь меньшими масштабами. Их существование указывает на то, что после первого этапа саргаевской трансгрессии остались незатопленными основные возвышенности, а пролювиальные конусы выноса на их склонах продолжали развиваться. Четкой границы между красноцветными отложениями устьчиркинского и устьярегского возраста по понятным причинам нет.

Голубая толща обычно залегает горизонтально или субгоризонтально с общей тенденцией пологого падения в восточном направлении, с угловым несогласием на любых более древних отложениях, но преимущественно на устьчиркинской свите. Однако это несогласие хорошо различимо только в довольно протяженных обрывах и только в некоторых выражено ярко: нижележащие породы интенсивно дислоцированы, разломы не прослежива-

ются в перекрывающих саргаевских отложениях (рис. 4). Разрез сложен особым видом песчаников, являющихся своеобразной визитной карточкой толщи. Прежде всего данные породы отличаются от прочих своим цветом: от серовато-голубого до небесно-голубого. Песчаники средне-, мелкозернистые, алевритистые, часто массивные, с раковистым мягким изломом, иногда различается слабо выраженная диагональная, S-образная или мульдобразная слоистость. Залегают они в виде сопряженных серий-линз протяженностью до 30 м при мощности до 1.5 м. Немаловажной чертой отложений Голубой толщи является полное отсутствие в них макроскопических фаунистических фоссилий. В обнажениях, где верхнедевонские осадки представлены в существенном объеме, они весьма легко распознаются по крупноблочному облику пород и их светлой окраске (рис. 5, а, б). Контакт с нижележащими отложениями в подавляющем большинстве случаев ярко выражен и распознается очень хорошо (рис. 5, в, г).

Восточнее р. Рудянки (области развития красноцветного разреза) Голубая толща претерпевает резкие изменения: окраска осадков становится блеклой, заметно возрастает доля алевритовой и глинистой составляющих, породы становятся слаболитифицированными, рассыпчатыми, слоистость преимущественно крупная волнистая, на поверхностях напластования наблюдаются знаки ячеистой ряби, красноватая присыпка, отмечаются многочисленные ходы илоедов. Песчаные отложения вверх по разрезу быстро сменяются алевритами и глинами с линзами желтоватых известняков, сложенными преимущественно раковинами брахиопод, возрастает количество следов жизнедеятельности разнообразных организмов.

Судя по всему, осадки образовались в мелководном открытом морском бассейне.

В устьярской свите четко выделяются по спорам высших растений два подкомплекса — А и Б. В подкомплексе А (нижняя часть устьярской свиты) доминируют мелкобугорчатые споры археоптерисовых растений: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens и др., встречаются мегаспоры *Geminospora macromanifesta* (Naumova) Owens, *Contagisporites optivus* (Tchib.) Owens. Субдоминантной группой являются споры с тонкой относительно широкой зоной и широким цингулом: *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., *C. bellus* (Naumova) Oshurk., *Ancyrospora melvillensis* Owens, *A. laciniata* (Naumova) Mantsurova, *A. ampulla* Owens. Споры с шиповатой и бугорчатой поверхностью спородермы представлены небольшим числом экземпляров и небольшим видовым составом: *Acanthotriletes bucerus* Tchib., *A. similis* Naumova, *A. eximius* Naumova, *Lophozonotriletes scurrus* Naumov, *Converrucosporites curvatus* (Naumova) Turnau, патинатные *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. variabilis* Naumova var. *insignis* Sennova редки. Впервые появляются на этом стратиграфическом уровне *Cristatisporites pseudodeliquescens* Telnova.

В рамках темы статьи наибольший интерес представляют отложения переходного типа от Голубой к Красной толще: распространены локально, преимущественно между р. Космой и р. Рудянкой. Представлены они циклитовой пачкой, весьма похожей на отложения устьчиркинской свиты. Как заметил В. И. Чалышев [7], геолог с приобретаемым опытом исследования территории начинает «узнавать» толщи по неотчетливым признакам. Так и у нас со временем стало появляться ощущение «не-

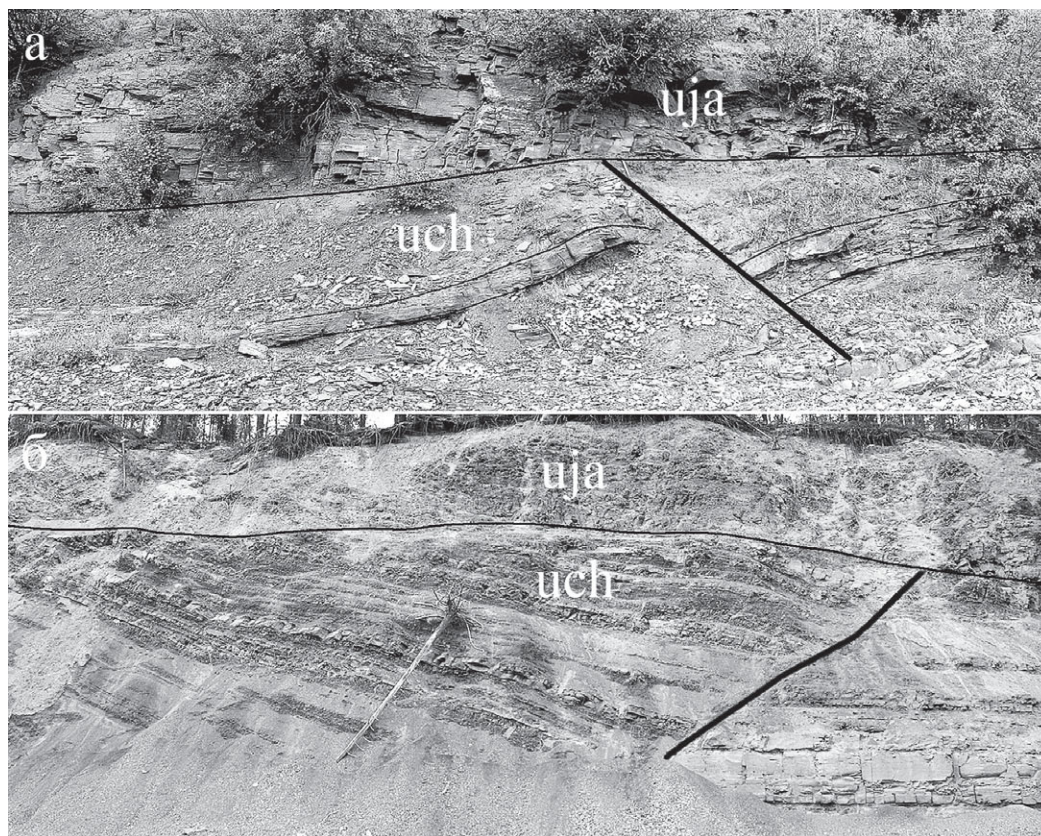


Рис. 4. Угловое несогласие между устьярской (uja) и устьчиркинской (uch) свитами: а — обн. 44; б — обн. 69

Fig. 4. Angular unconformity between Ustjarega (uja) and Ustchirka (uch) Formations, outcrops: a — 44; б — 69

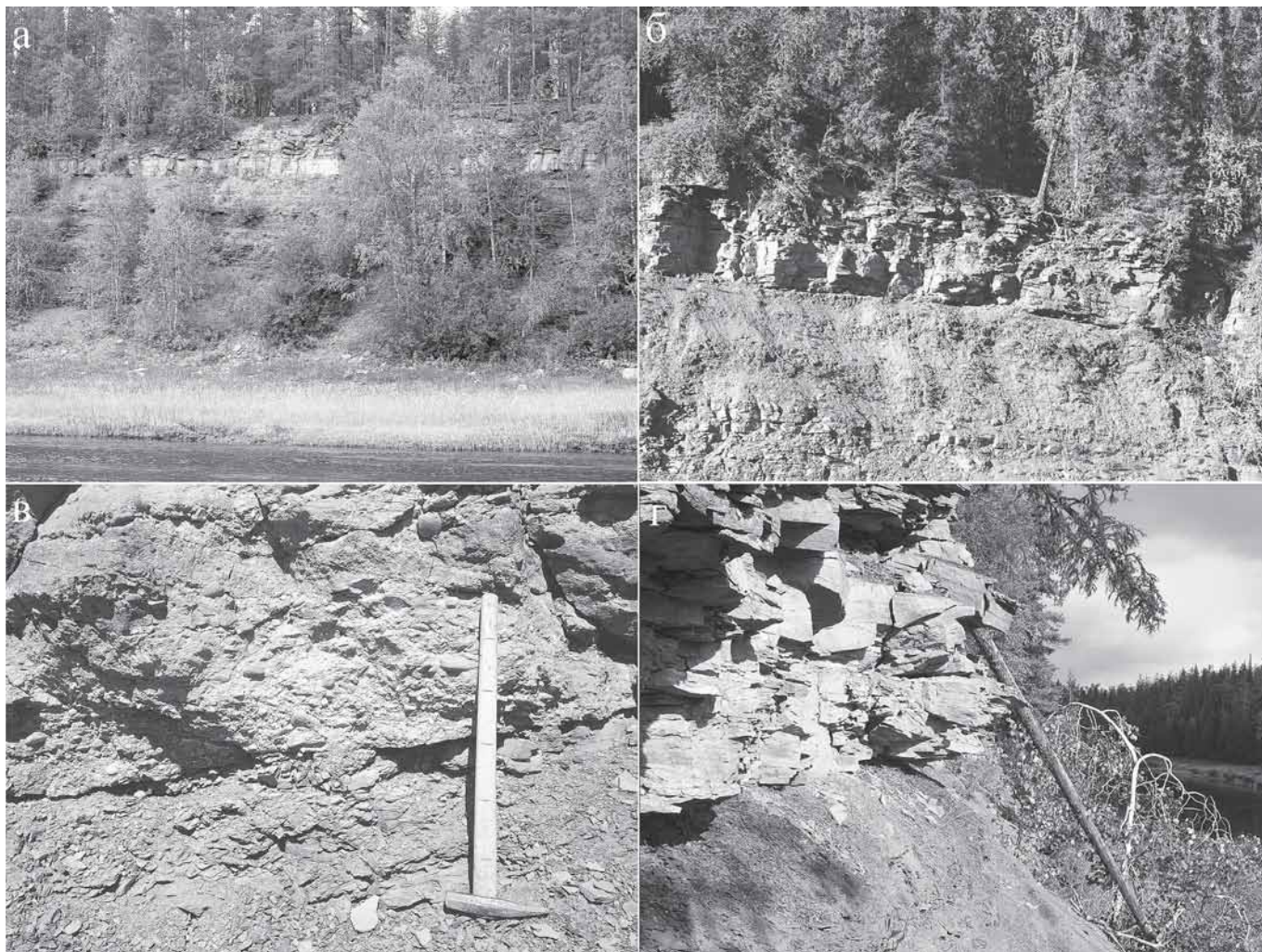


Рис. 5. Массивная крупноблочная Голубая толща устьяррегской свиты: а — обн. 359, б — обн. 45; четкий контакт между устьяррегской и устьчиркинской свитами: в — обн. 312, г — обн. 41

Fig. 5. Massive large-blocked Blue strata of Ustjarega Formation, outcrops: а — 359, б — 45; sharp contact between Ustchirka and Ustjarega Formations, outcrops: в — 312, г — 41

правильности» таких устьчиркинских отложений. В результате дополнительных исследований нам удалось выявить ряд отличий, заметных в полевых условиях. Во-первых, данная пачка обычно залегает на красноцветных породах или их переслаивании с зеленоцветными породами апикальных частей пролювиальных конусов выноса (устьчиркинского возраста). В силу этого в нижних пластах сопряженных серий плейчатых песчаников встречаются линзы-серии, окрашенные в коричнево-красные тона. Во-вторых, вверх по разрезу пачка переходит в Голубую толщу постепенно, без резкой границы. В-третьих, песчаники часто имеют голубоватый оттенок, в результате чего окраска пород ближе к цвету морской волны (pantone 325c в системе RGB), а не к насыщенно-зеленому. В-четвертых, в отложениях гораздо чаще встречаются фрагменты панцирей рыб, иногда образующие небольшие линзовидные тела. Все эти отличия носят мозаичный, фрагментарный характер и осознаются при общем восприятии комплекса обнажений участка.

Минеральные особенности пород

Литологические исследования (более 400 шлифов) показали, что минеральный состав зернистой фракции изученных девонских осадков не отличается разнообразием и в целом одинаков для всех выделенных типов пород. Основной объем осадков сложен обломками кварца, основного вулканического стекла (обычно хлоритизированного), метаморфических кварцитов и слюдястых сланцев; в меньшем количестве встречаются лейсты хлорита, мусковита, биотита, обломки плагиоклаза; в роли аксессуарных минералов выступают магнетит, циркон, рутил, турмалин, гранат, брукит, анатаз, апатит, лейкоксен и монацит. Цемент преимущественно поровый, глинистый, редко карбонатный (как правило, сидеритовый) до базального пойкилитового.

В распределении минералов в разрезе и по площади (локализованные шлейфы рассеяния) не было выявлено каких-либо закономерностей — они встречаются статистически равномерно. Исключением является частота находок обломков плагиоклаза (лабрадора) с полисинтетическими двойниками¹ в породах различного возраста (рис. 6). Так, было ус-

¹ Именно средний плагиоклаз с полисинтетическими двойниками, легко различимый в шлифах с включенным анализатором. Плагиоклаз без двойников можно отличить от кварца только с применением специальных методов (коноскопия и т. д.) [2].

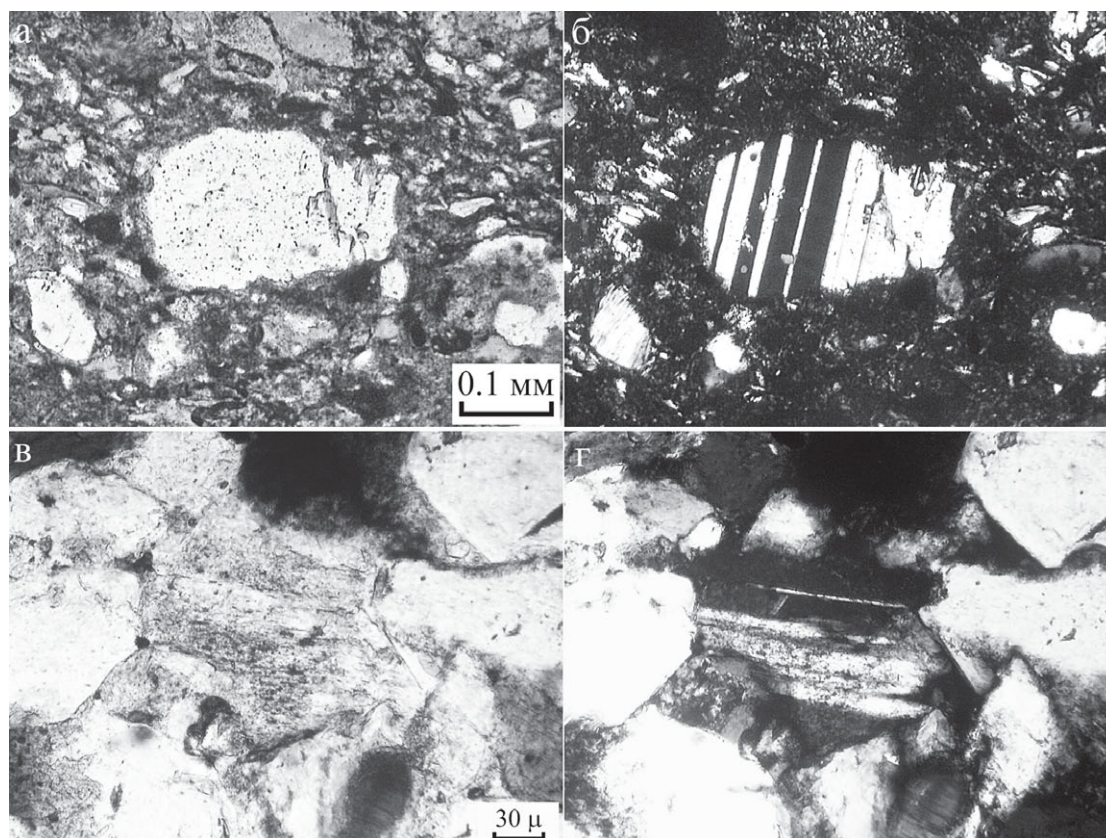


Рис. 6. Обломки среднего плагиоклаза с полисинтетическими двойниками: а, в — без анализатора; б, г — с анализатором

Fig. 6. Grains of an intermediate plagioclase with polysynthetic twinnings: а, в — without an analyzer; б, г — with an analyzer

тановлено, что в песчаниках лиственничной, валсовской, устьерегской и крайпольской свит (нижней части имеющегося разреза среднего девона) постоянно присутствуют обломки среднего плагиоклаза с полисинтетическими двойниками в количестве нескольких десятков на шлиф. В породах цилемской и устьиркинской свит (тиманский горизонт) такие зерна либо не обнаружены, либо присутствуют в редких шлифах в количестве единичных зерен (не более шести). Однако в кластогенных отложениях устьерегской свиты обломки лабрадора снова появляются десятками на шлиф, и их количество резко возрастает вверх по разрезу (до двухсот). Следует заметить, что была также выявлена эмпирическая закономерность: в песчаниках со средним размером зерен более 0.25 мм обломки плагиоклаза практически не встречаются вне зависимости от возраста пород.

Обсуждение результатов

Одним из результатов проведенных исследований является реконструкция истории геологического развития района в девонское время. В рамках темы настоящей статьи остановимся на рассмотрении устьиркинского и устьерегского этапов границы среднего и позднего девона.

В начале устьиркинского времени произошла очередная региональная трансгрессия, в результате которой большая часть территории района была затоплена весьма мелководным опресненным бассейном, в котором отлагались осадки с ярко выраженной ритмичностью. На небольшие глубины водоема указывают постоянно присутствующие на поверхностях напластования знаки ряби волн (рис. 3, б), обусловленные ветрами, т. к. их ориентировка произвольно меняется в каждом слое. О пресновод-

ных условиях осадконакопления свидетельствует отсутствие магниевой молекулы в малочисленных карбонатных образованиях [1], косвенно — отсутствие остатков морских организмов, но обилие углефицированных фрагментов наземных растений. В районах западного и восточного обрамлений Тимана и в южной части рассматриваемой территории существовали возвышенности, с которых сносился рыхлый материал красноцветных кор выветривания с образованием пролювиальных конусов выноса (рис. 7, а). С течением времени водоем постепенно мелел и отступал от указанных возвышенностей. Об этом свидетельствуют появляющиеся и увеличивающиеся в количестве вверх по разрезу и в соответствующих направлениях находки в кровлях циклитов трещин усыхания на поверхностях напластования, корневые ходы в бывших палеопочвах, маломощные карбонатные панцири. Пролувиальные красноцветные осадки занимали все более обширные площади. Судя по всему, на заключительном этапе устьиркинского времени произошли достаточно интенсивные положительные тектонические подвижки, на что указывают многочисленные разломы и смятие пород. Произошла полная регрессия водоема, территория перешла в зону денудации. Исходя из в целом прямолинейной границы подошвы перекрывающих устьерегских отложений, срезающей ровно смятые, ранее приподнятые блоки (рис. 4), можно сделать вывод о достаточно длительной экспозиции территории на дневной поверхности, приведшей к ее пенепленизации (рис. 7, б). Отсутствие или мизерное количество обломков плагиоклаза в отложениях связано, скорее всего, с высокой зрелостью кор выветривания, из которых поступал рыхлый материал.

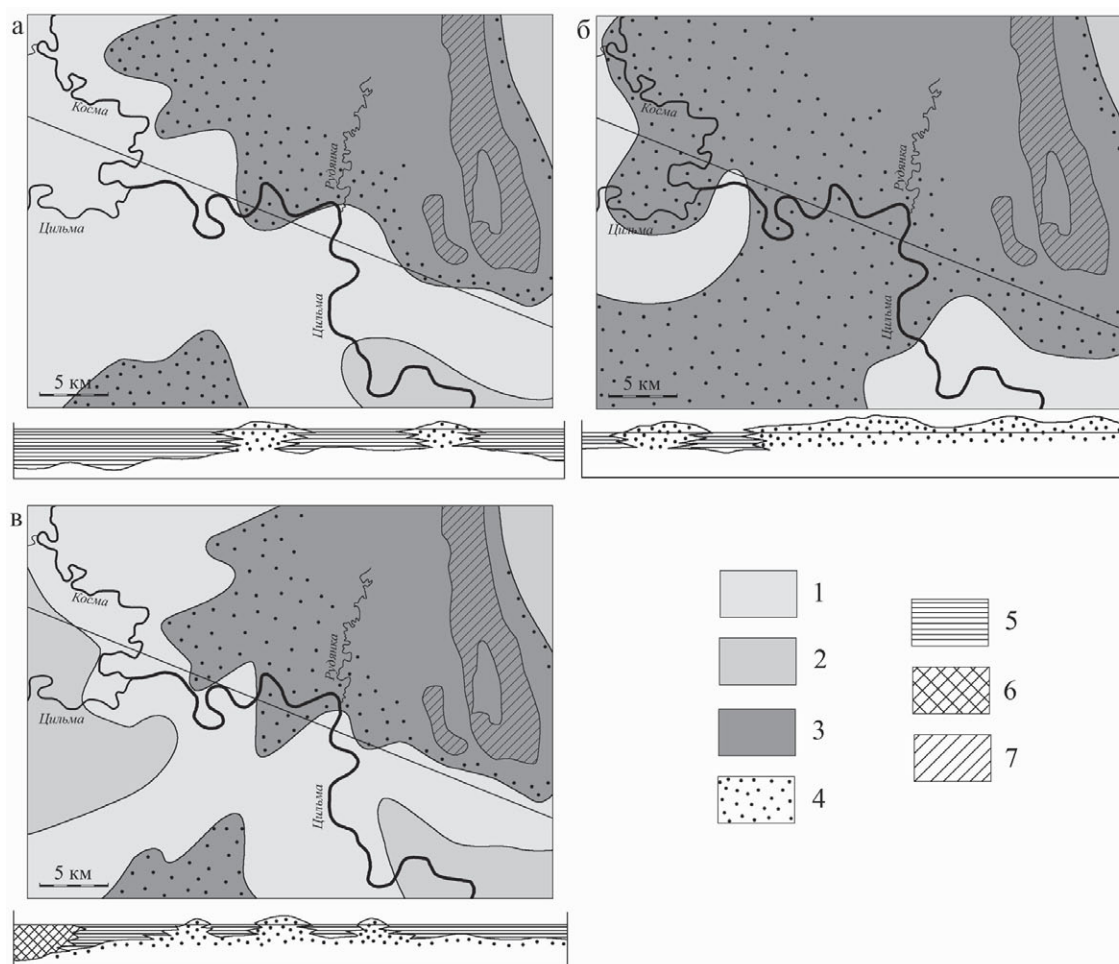


Рис. 7. Палеофациальные схемы и разрезы участка р. Косма — р. Рудянка. Заключительные этапы: а — устьчиркинской трансгрессии, б — устьчиркинской регрессии, в — нежнеустьярегской трансгрессии
1 — мелководье, 2 — средние глубины, 3 — суша, 4 — красноцветные пролювиальные конусы выноса, 5 — зеленоцветные ритмичные осадки, 6 — осадки Голубой толщи, 7 — тела девонских базальтов в современном рельефе

Fig. 7. Paleofacies schemes and sections of a Kosma — Rudyanka district. Final stages: а — Ustchirka transgression, б — Ustchirka regression, в — lower Ustjarega transgression
1 — shallow water, 2 — average deep water, 3 — a land, 4 — red rocks of proluvial fans, 5 — rhythmic greenstones, 6 — sediments of Blue strata, 8 — Devonian basalt bodies at an actual relief

В начале устьярегского времени опять произошла трансгрессия, в результате которой значительная часть предварительно пенеplenизированной равнинной территории была затоплена на большую глубину, чем в начале устьярегского времени, выше базальной пачки отлагались более глубоководные и слаборитмичные голубые песчаники и алевролиты. Однако над апикальными зонами пролювиальных конусов выноса (положительные элементы рельефа) глубина водоема оказалась сравнимой с глубиной устьчиркинского водоема. Источники сноса рыхлого материала остались те же. В результате в раннесаргаевское время локально отлагались осадки, по своим характеристикам близкие к циклитам устьчиркинского возраста (рис. 7, в). На устьярегский возраст указывают обнаруженный в них споровый подкомплекс А, характерный для нижней части данной свиты, и наличие обломков плагиоклаза с полисинтетическими двойниками в количестве более 10—15 на шлиф.

Выводы

Таким образом, как таковая Рудянская антиклинальная структура не выделяется, т. к. ритмичная пачка зеленоцветов не является приподнятой частью устьчиркинской свиты, а имеет нижнесаргаевский возраст и находится на присущем ей уровне геологической структуры. Справедливости ради следует заметить, что выше устья р. Рудянки находится небольшой блок-горст, приподнятый по отношению к соседним на 1012 м (обн. 125). Однако подобные горсты и грабены отмечаются довольно часто, без выделения их в особые структуры. Выделенная В. А. Разницыным Номбурская брахиантиклиналь [3] нами также фиксируется.

Выделен минеральный маркер — плагиоклаз с полисинтетическими двойниками, позволяющий достаточно уверенно различать отложения верхней части среднего и нижней части верхнего девона. Особое значение репера он приобретает при диагностике зернистых пород (песчаников), в которых отсутствуют споры девонских растений или их комплекс крайне беден.

Литература

1. Атлас конкреций / Под ред. А. В. Македонова и Н. Н. Предтеченского. Л.: Недра, 1988. 323 с.
2. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Недра, 1974. 248 с.
3. Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Л.: Наука, 1968. 220 с.
4. Тельнова О. П. Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской нефтегазовой провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 136 с.
5. Цаплин А. Е. Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 12. С. 48—56.
6. Цаплин А. Е. Основные черты строения яранской и листовенничной свит нижнего франа в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 15—20.
7. Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласс. Л.: Наука, 1976. 275 с.
8. Shumilov I. Kh. Gleization and Paleosoils in Devonian Red Rocks of the Middle Timan Region // Lithology and Mineral Resources, 2014. Vol. 49. No. 4. pp. 308—319.
9. Shumilov I. Kh., Mingalev A. N. First Find of Paleosoils in the Devonian Red Deposits of the Middle Timan // Doklady Earth Sciences, 2009. Vol. 428. No. 7. pp. 1080—1082.
10. Shumilov I. Kh. Preservation Conditions of In Situ Root Systems in Devonian Sections of the Middle Timan Region // Lithology and Mineral Resources, 2013. Vol. 48. No. 1. pp. 65—73.
11. Shumilov I. Kh. The First Discovery of Paleosoils in Green Devonian Sediments of Middle Timan // Doklady Earth Sciences, 2010. Vol. 434. No. 4. pp. 515—517.
2. Lodochnikov V. N. *Glavneoshie porodoobrazujushhie mineraly* (The most important rock-forming minerals). Nedra, 1974, 248 p.
3. Raznitsyn V. A. *Tektonika Srednego Timana* (Tectonics of Middle Timan). Leningrad, Nauka, 1968, 220 p.
4. Telnova O. P. *Miospory iz sredne-verhnedevonskih otlozenij Timano-Pechorskoj neftegazovoj provincii* (Miospores from the Middle—Upper Devonian sediments of the Timan-Pechora oil-and-gas province). Ekaterinburg, UB RAS, 2007, 136 p.
5. Tsaplin A. E. *Osnovnye cherty stroenija srednedevonskih otlozenij v severo-zapadnoj chasti Srednego Timana* (Main features of Middle Devonian sediments architecture of north-western part of Middle Timan). Izvestiya VUZ, Geology and Exploration, 1982, No. 12, pp. 48—56.
6. Tsaplin A. E. *Osnovnye cherty stroenija yranskoj i listvennichnoj svit nizhnego frana v severo-zapadnoj chasti Srednego Timana* (Main features of architecture of Yara and Listvennichnay Formations lower Francian of north-western part of Middle Timan. Izvestiya VUZ. Geology and Exploration, 1984, No. 6, pp. 15—20.
7. Chalyshev V. I. *Ritmichnost flisha i molass* (Rhythmicity of flysch and molass). Leningrad, Nauka, 1976, 275 p.
8. Shumilov I. Kh. Gleization and Paleosoils in Devonian Red Rocks of the Middle Timan Region. Lithology and Mineral Resources, 2014, Vol. 49, No. 4, pp. 308—319.
9. Shumilov I. Kh., Mingalev A. N. First Find of Paleosoils in the Devonian Red Deposits of the Middle Timan. Doklady Earth Sciences, 2009. Vol. 428. No. 7. pp. 1080—1082.
10. Shumilov I. Kh. Preservation Conditions of In Situ Root Systems in Devonian Sections of the Middle Timan Region. Lithology and Mineral Resources, 2013, Vol. 48, No. 1, pp. 65—73.
11. Shumilov I. Kh. The First Discovery of Paleosoils in Green Devonian Sediments of Middle Timan. Doklady Earth Sciences, 2010, Vol. 434, No. 4, pp. 515—517.

References

1. *Atlas konkrecij* (Atlas of concretions). Eds. A. V. Makedonov, N. N. Predtechenskiy. Nedra, Leningrad, 1988, 323 p.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОННОГО ПАРАМАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРИЗНАКОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НАДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ СИЛУРИЙСКО-ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 1-АДАКСКАЯ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА)

Т. В. Майдль¹, В. П. Лютоев¹, И. И. Даньщикова¹, О. С. Головатая²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

maydl@geo.komisc.ru, vlutoev@geo.komisc.ru

В статье представлены результаты литологических и спектроскопических исследований силурийско-ордовикских отложений центральной части гряды Чернышева. Изученные отложения наряду с условиями регионального прогрессивного литогенеза испытывали вторичные преобразования, связанные со стрессовым воздействием тектонических деформаций и активизацией эпигенетических-метасоматических процессов. Отмечается определенная корреляция между величиной отношения концентраций марганца (Mg/CaDlt) в Mg- и Ca-позициях доломита и преобладанием в породах необратимых деформаций: рекристаллизации, дилатансионного разуплотнения или хрупкого разрушения.

Ключевые слова: карбонатные тектониты, рекристаллизация, дилатансия, электронный парамагнитный резонанс, инфракрасная спектроскопия, спектроскопические маркеры.

APPLICATION OF THE ELECTRONIC PARAMAGNETIC RESONANCE FOR IDENTIFICATION OF SIGNS OF TECTONIC TRANSFORMATIONS IN CARBONATES OF OVERTHRUST BELTS (THE SILURIAN AND ORDOVICIAN OF THE WELL 1-ADAK, CENTRAL PART OF THE CHERNYSHEV RIDGE, AS EXAMPLE)

T. V. Maydl¹, V. P. Lutoev¹, I. I. Danshikova¹, O. S. Golovataya²

¹Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar

²Syktyvkar State University, Syktyvkar

The paper represents the results of lithologic and spectroscopic investigations of the Upper Lower-Ordovician- Devonian deposits of the central part of Chernyshev Ridge. The studied deposits, simultaneously with regional progressive lithogenesis, suffered the secondary transformations connected with tectonic stress and activation of the epigenetic and metasomatic processes. We showed a certain correlation between manganese concentration ratio (Mg/CaDlt) in Mg- and Ca-positions of dolomite and predominance of irreversible deformations: recrystallization, dilatancy decompression or brittle fracture.

Keywords: carbonate tectonites, recrystallization, dilatancy, electron paramagnetic resonance, infrared spectroscopy, spectroscopic markers.

Введение

В зависимости от геодинамических особенностей развития осадочно-породных бассейнов, то есть от характера тектонических деформаций, термального и флюидного режимов и вызванных ими постседиментационных преобразований, осадочные толщи демонстрируют сложное сочетание вторичных преобразований, связанных с проявлениями статических и динамических процессов. Преобразования пород, наблюдаемые в надвиговых зонах, помимо катагенетических, вызванных прогрессивным погружением, обычно демонстрируют также изменения, относимые к наложенному катагенезу «катакластического типа» (в терминах О. В. Япаскурта [22]). Распознавание характера тектонического режима по литологическим признакам основано прежде всего на том, что зоны сжатия (реализуемые в виде надвигов и взбросов) и растяжения характеризуются различным набором вторичных преобразований пород [4–6].

В последние годы в связи с истощением фонда традиционных структур все больший интерес вызывают районы сложного геологического строения, в том числе склад-

чато-надвиговые. В Печорском нефтегазоносном бассейне одним из такого рода объектов является гряда Чернышева. Выявление связанных с процессами растяжения зон повышенной проницаемости на закрытых территориях является одним из важнейших вопросов при поисках и разведке месторождений углеводородов. Существенную помощь при его решении могут дать исследования, направленные на выявление диагностических признаков, позволяющих прогнозировать и оценивать характер и интенсивность тектонических процессов.

Литологические признаки тектонических преобразований, отмечаемые в толщах верхнего ордовика — нижнего девона центральной части гряды Чернышева, были рассмотрены нами ранее [6–8]. В данной статье обсуждаются возможности использования результатов электронного парамагнитного резонанса (ЭПР).

Геологическая характеристика

Гряда Чернышева находится на востоке Тимано-Печорской плиты и разделяет Печорскую синеклизу и Пре-

дуральский краевой прогиб (рис. 1). Современные сейсмические данные позволяют рассматривать эту структуру как фронт крупной тектонической пластины, срыв в основании которой проходит по ордовикским соленосным отложениям. У поверхности этот срыв выражен дугообразными в плане Западно-Чернышевским взбросо-надвигом и встречно падающим Восточно-Чернышевским ретронадвигом [21].

Согласно представлениям К. О. Соборнова и В. Н. Данилова [15], структура поднятия Чернышева представляет сочетание крупных тектонических пластин, сформированных надвигами различной вергенции и левосторонними сдвигами. Фронтальные зоны пластин интенсивно дислоцированы и формируют многообразие чешуйчато-складчатых приповерхностных структур. Описание геологического строения района содержится в работах Н. И. Тимонина, В. В. Юдина, К. О. Соборнова, В. Н. Данилова и др. [3, 15, 18, 21].

более выражены в толщах переслаивания карбонатных, сульфатных и/или глинистых пород (будинаж, микроскладчатость, перекристаллизация, доломитизация, стилолиты, трещины скола, брекчирование, кластогенез, микститы) и менее проявлены в более однородном разрезе.

Стилолитизация характерна для всего разреза, но наиболее насыщены стилолитами и сутурами карбонатные породы седельского горизонта нижнего силура. Стилолиты мелкозубчатые, ветвящиеся, расположение швов относительно напластования пород меняется от субвертикального до горизонтального (рис. 3, А). Наклонное положение стилолитовых поверхностей является прямым доказательством воздействия на породы бокового направленного давления и характеризуют «домены сжатия зон динамического влияния разрывов» [4, с. 57]. Широко распространены также «обломочно-комковатые» текстуры эмбрионального и блокового будинажа (рис. 3, Б), которые преобладают в нижнесилурийс-

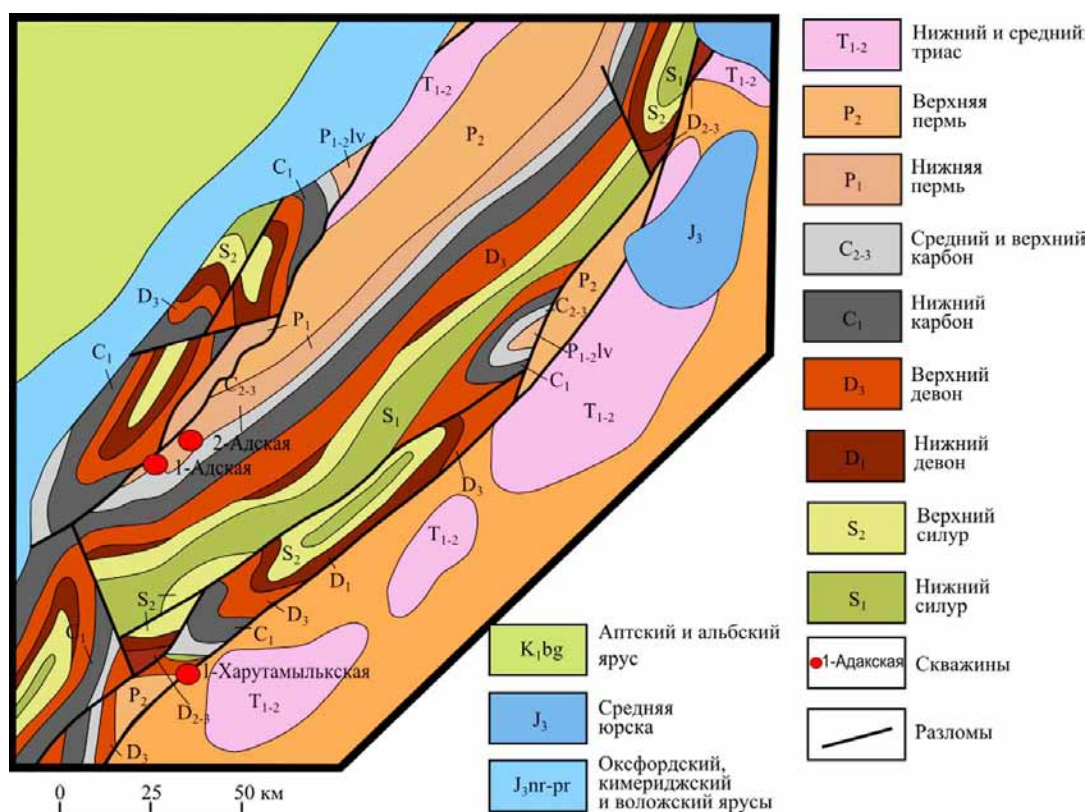


Рис. 1. Обзорная геологическая карта района исследований [по: Гос. геол. карта, 1999]

Fig. 1. General map of the study area [according to Gos. geol. karta RF, 1999]

Литологическая характеристика

Изучение проявления тектонических признаков проводилось по керну скважины 1-Адакская, которая вскрыла в аллохтонной части Тальбейского блока нижнедевонско-верхнеордовикские карбонатные отложения и верхнеордовикские брекчированные карбонатно-сульфатно-галогенные толщи (малотавротинский горизонт) (рис. 2).

На основе макро- и микроскопических исследований керна ордовикско-нижнедевонских отложений выявлено, что интенсивность проявления дислокаций демонстрирует зависимость как от вещественного состава отложений, так и от тектонического строения разреза. Дислокации бо-

ких отложениях. Обломки неокатанные, угловатые, чаще удлиненно-вытянутые. Их размеры варьируют от 9 до 2 см (в среднем 2.5 см). Направленное давление способствует образованию *и брекчий трения (тектонические брекчии)*, локализованных преимущественно в довольно жестких породах при малом количестве пластического материала либо его полном отсутствии. Они состоят из обломков пород обычно угловатой формы, сцементированных также обломками пород и минералов значительно меньшего размера. В зонах тектонических нарушений, образованных односторонним давлением, такие породы встречаются довольно часто. Брекчирование пород отме-

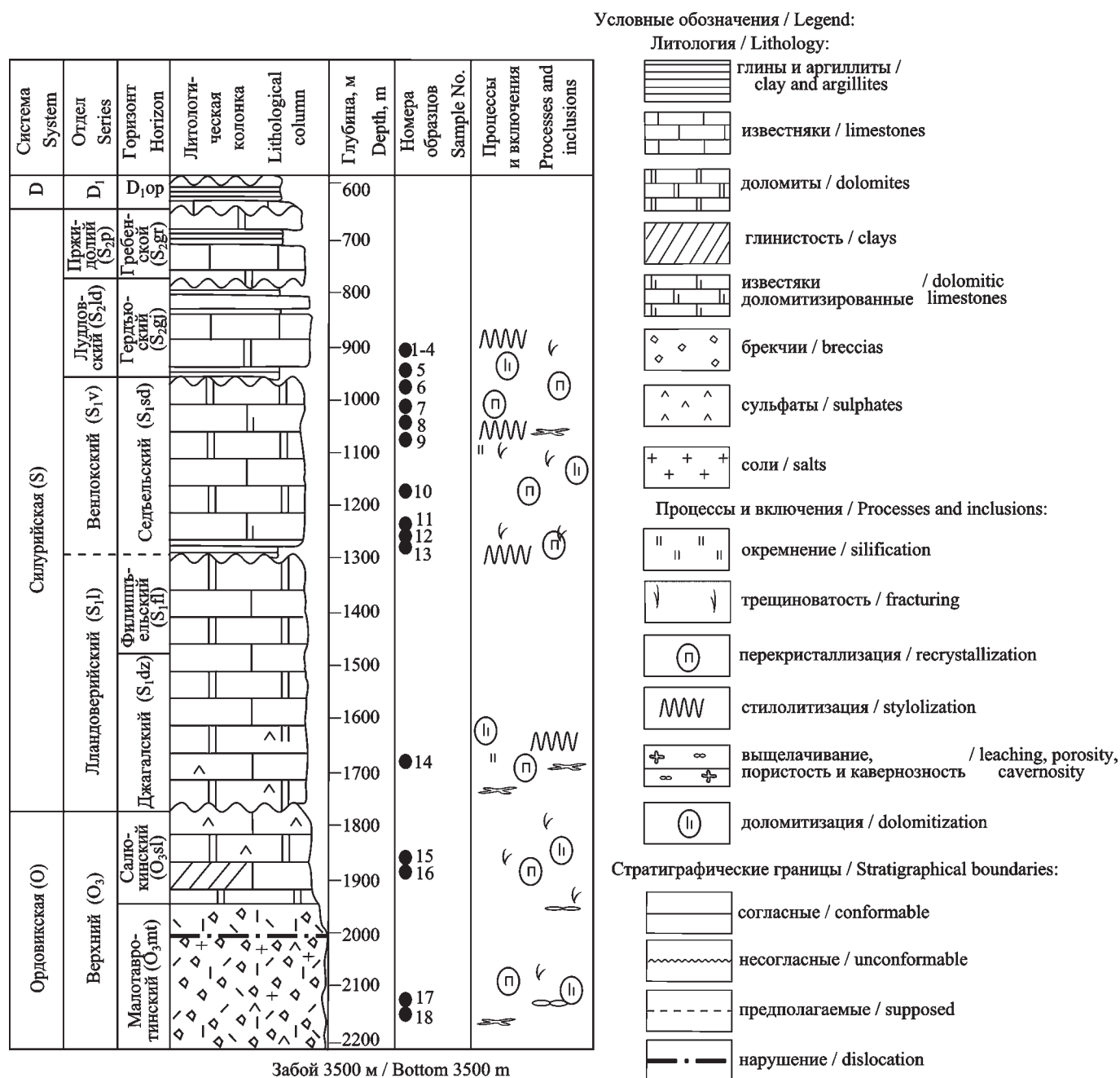


Рис. 2. Литологический разрез скв. 1-Адакская

Fig. 2. Log of the borehole 1-Adakskaya

чается интервалами по всему разрезу (рис. 3, В), но наиболее типично для пограничных отложений карбонатно-салюкинского горизонта и соленосной пачки сульфатно-карбонатного малотавротинского горизонта верхнего ордовика. Нередко в этом же интервале наблюдаются *микроскладки волочения*, обычные для некомпетентных пород вблизи субпослойных срывов; *катаклазиты* и *милониты*, также характерные для зон дробления, особенно для зон сместителей надвигов и взбросов. В породах нижнего силура (филиппельский горизонт) и верхнего ордовика (салюкинского свита) часто отмечаются микро-взбросы (рис. 3, Г). В зонах локального растяжения, компенсирующих домены сжатия в динамическом поле разрывов [4], трещины в породах обычно заполнены мине-

ральными новообразованиями. В зонах миграции флюидов может также активно развиваться выщелачивание, формирующее каверны и каналы. Процессы окремнения развиты в породах верхнего и нижнего силура. Эти процессы выражены в виде различных мелких линзовидных стяжений.

Наиболее распространенными процессами, затрагивающими минеральный состав пород, являются процессы доломитизации и рекристаллизации. Приведенные в табл. 1 результаты анализа химического и нормативно-минерального состава образцов керна также подтверждают это наблюдение. Содержание нормативного доломита в карбонатной части пород значительно, в особенности для нижней части разреза.

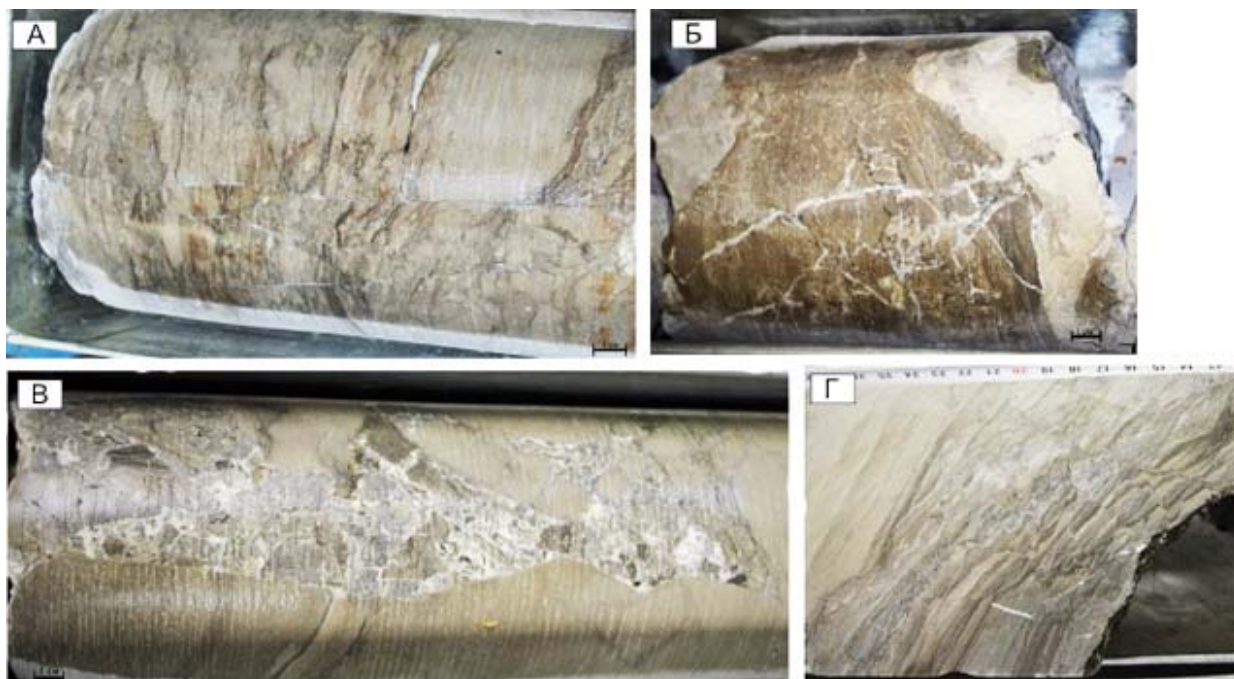


Рис 3. Проявление тектонических процессов в керне скв. 1-Адакская: А — расположение стилолитов в известковом доломите, гл. 1291.5 м, филипппельский горизонт; Б — блоковый будинаж более карбонатных прослоев, гл. 1196.6 м, седельский горизонт; В — прослой брекчирования в филипппельском горизонте, гл. 1292.3 м; Г — осложненная микровзбросами доломитовая порода, гл. 1295 м, филипппельский горизонт

Fig. 3. Tectonic processes in core from borehole 1-Adakskaya: А — arrangement of stylolites in limy dolomite, depth 1291.5 m, Filippjel Horizon; Б — boudination in carbonate layers, depth 1196.6 m, Sedjel Horizon; В — breccias pro-layer in the Filippjel Horizon, depth 1292.3 m; Г — complicated by compressional faulting dolomitic deposit, depth 1295 m, Filippjel Horizon

Методы исследований

Аналитические исследования проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Изучение карбонатных пород проводилось в шлифах под поляризационным микроскопом Полам-213М. Вещественный состав изучался при помощи химического 8-компонентного и рентгенофлуоресцентного анализов. Фазовая диагностика минералов осуществлялась электронно-парамагнитным резонансным и ИК-спектроскопическим методами.

ИК-спектры были получены на фурье-спектрометре Инфралюм ФТ-02 М. Ф. Самотолковой. В качестве препаратов использовались прессованные таблетки KBr с навеской образца 1.2 мг. Спектры регистрировались в пределах $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$, для диагностики исследовался характеристический диапазон спектра в интервале $400\text{--}2000\text{ см}^{-1}$ (рис. 4).

Спектры электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) образцов пород регистрировались радиоспектрометром SE/X-2547 (RadioPAN) с порошковых препаратов навеской 200 мг при комнатной температуре. Для компьютерного моделирования порошковых спектров был использован пакет Easyspin для среды программирования MathLab [27]. Необходимые для моделирования параметры спин-гамильтониана ионов Mn^{2+} в карбонатах были взяты из работ [11, 24, 29]. Численные характеристики распределения ионов марганца в карбонате были получены при анализе высокополевого СТС-компонента с мак-

симальным разрешением линий парциальных спектров по модифицированной методике [23, 27]. Было принято, что относительная концентрация ионов марганца в различных структурных позициях кальцита и доломита пропорциональна интегральной интенсивности ($A_{\text{Ca-Dlt}}$, $A_{\text{Mg-Dlt}}$, $A_{\text{Ca-Clc}}$), определенной в виде произведения амплитуды (I) соответствующей аналитической линии в форме производной на квадрат ширины (ΔB_{pp}) по точкам экстремумов: $A_{\text{Ca-Dlt}}$, $A_{\text{Mg-Dlt}}$, $A_{\text{Ca-Clc}} = I \Delta B_{\text{pp}}^2$. Различие вкладов данных величин в полную интегральную интенсивность парциальных порошковых спектров ЭПР учитывалось дополнительными весовыми коэффициентами. Ранее было установлено [23, 24], что отношение концентраций Mn^{2+} в Mg- и Ca- позициях может быть определено как $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}} = (15 \cdot A_{\text{Mg-Dlt}}) / A_{\text{Ca-Clc}}$. Относительная представительность величин $A_{\text{Ca-Clc}}$ и $A_{\text{Mg-Dlt}}$ в полный спектр ЭПР Mn^{2+} нами получена по серии расчетных спектров $\text{Mn}^{2+}_{\text{Ca-Clc}}$ и $\text{Mn}^{2+}_{\text{Mg-Dlt}}$ с различной шириной индивидуальных линий и составила 7/15. Общая концентрация ($S_{\text{Mn}^{2+}}$) ионов Mn^{2+} в решетке карбонатов отнесена к полной навеске образца, пропорциональна сумме: $S_{\text{Mn}^{2+}} = 15 \cdot A_{\text{Mg-Dlt}} + A_{\text{Ca-Clc}}$.

Определение абсолютных значений концентрации электронно-дырочных центров производилось методом сопоставления значений двойного интегрирования их линий с аналогичным значением в эталоне концентрации спинов. В качестве последнего использовался стандартный образец ДФПГ Д479 с количеством спинов 2×10^{18} .



Таблица 1. Химический и фазовый состав пород по данным химического анализа и ИК-спектроскопии

Table 1. Chemical and phase composition of the rocks according to chemical analysis and IR-spectroscopy

Интервал глубин, м Depth range, m	Образец, № Sample, No.	РФА, химический анализ, вес. % / XPA, chemical analysis, weight %														ИКС / IRS		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.П.П	CO ₂	%Carb	%Dlt	Др. фазы		
		<i>S_{gl}. Интенсивность дислокаций незначительна Dislocation intensity is low</i>																
901—907.5	1	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	43.98	96	63	~100	100	сл. Qtz
	¹ 1-Si	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	~100	H.o6	—«—
	2	0.97	0.01	0.31	0.27	≤0.01	8.9	44.86	<0.1	0.12	≤0.01	44.56	44.45	99	35	~100	50	—«—
	4	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	³ 100	0	~100	H.o6	—«—
945—950	5	10.33	0.07	2.7	0.85	≤0.01	13.16	31.17	<0.1	1.02	0.03	40.67	39.77	84	62	80	75	Qtz, Ill
	6	18.16	0.14	5.2	1.26	≤0.01	11.77	25.43	<0.1	1.81	0.03	36.21	34.76	71	66	70	86	—«—
1014.3—1019.5	<i>S_{sd}. Интенсивность тектонических дислокаций более выражена и возрастает к подошве толщи Dislocation intensity is more expressed and increasing toward the foot</i>																	
	7	7.14	0.06	1.71	0.67	≤0.01	12.44	35.64	<0.1	0.64	0.02	41.67	40.92	90	54	90	72	Qtz, Ill
	8	2.93	0.03	0.68	0.65	≤0.01	8.15	43.95	<0.1	0.26	≤0.01	43.35	42.58	96	33	90	56	—«—
	9	0.68	0.01	0.31	0.23	≤0.01	17.22	35.8	<0.1	0.08	≤0.01	45.67	45.26	100	67	95	79	—«—
1085.9—1092	10	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	45.79	96	96	~100	100	сл. Qtz
	¹ 10-Si	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	H.o.	³ 38	100	30	100	Qtz
1290—1295	<i>S_{fl}. Интенсивность тектонических дислокаций хорошо выражена и возрастает к подошве толщи Dislocation intensity is more expressed and increasing toward the foot</i>																	
	11	3.56	0.01	1.03	0.28	≤0.01	6.46	45.34	<0.1	0.59	≤0.01	42.72	42.11	95	27	95	26	Qtz
	12	0.28	0.01	0.22	0.16	≤0.01	7.97	47.07	<0.1	0.06	≤0.01	44.24	44.48	100	31	~100	40	сл. Qtz
	13	1.9	0.02	0.59	0.4	≤0.01	17.12	34.23	<0.1	0.19	0.02	45.53	44.97	97	69	~100	80	—«—
1693—1699	<i>S_{ldz}. Толща более «жестких», вторичных доломитов, кавернозность, нефтенасыщение Coarser secondary dolomites, cavernosity, oil saturation</i>																	
	² 14г	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	³ 100	100	~100	100	H.o6.
	14с	<0.25	0.01	<0.25	0.12	≤0.01	21.99	31.79	<0.1	0.01	0.02	46.06	46.24	100	84	~100	~95	—«—
	<i>O_{3sl}. Интенсивность тектонических дислокаций возрастает к подошве толщи, сдвиговые процессы Dislocation intensity is more expressed and increasing toward the foot, fault process</i>																	
1894.8—1900.1	15	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	³ 21	100	H.o6.	100	Anh
	16	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	—«—	7.17	17	100	6	100	—«—
2340	<i>O_{3mt}. Интенсивно тектонически преобразованная пластичная толща Intensely altered tectonically plastic strata</i>																	
	17	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	³ 14	100	2	100	Anh

%Carb — суммарное весовое содержание в образцах кальцита и доломита по данным химических определений и ИКС; %Dlt — доля доломита в карбонатной части пород; 1 — образец окремненной карбонатной породы; 2 — темный и светлый участки пробы карбоната обр. 14; 3 — дополнено значением из уравнения регрессии с %Carb ИКС; Qtz — кварц, III — иллит, глинистые минералы, Anh — ангидрид. H.o6. — не обнаружено, H.o. — не определялось.

%Carb — total weight content of calcite and dolomite according to chemical analysis and IRS; %Dlt — dolomite share in carbonate part of the rocks; 1 — sample of silicified carbonate rocks; 2 — dark and light areas of carbonate sample 14; 3 — complemented with value from regression equation with %Carb, IRS; Qtz — quartz, III — illite, clay minerals, Anh — anhydrite, H.o6. — not found, H.o. — not determined.

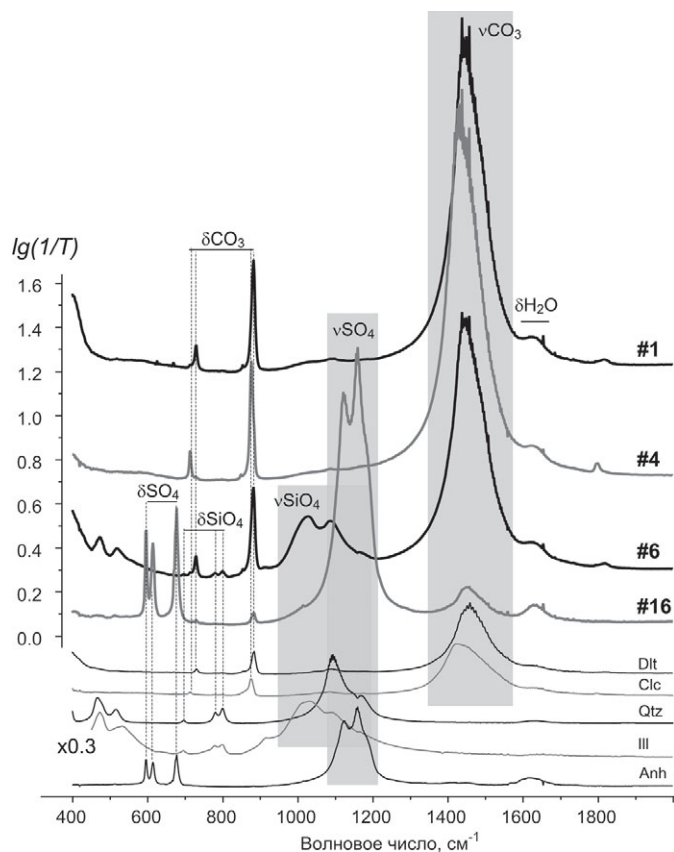


Рис. 4. Спектры ИК-поглощения некоторых образцов силурийских карбонатных (№ 1, 2, 6) и ордовикских сульфатно-карбонатных (№ 16) пород из разреза скважины 1-Адакская. В нижней части приведены эталонные ИК-спектры доломита (Dlt), кальцита (Clc), кварца (Qtz), иллита (Ill) и ангидрида (Anh). Выделены интенсивные полосы валентных колебаний карбонатной, силикатной и сульфатной группировок

Fig. 4. IR absorption spectra of some samples of Silurian carbonate (No. 1, 2, 6) and Ordovician sulfate carbonate (No. 16) rocks from borehole 1-Adakskaya. Reference dolomite (Dlt), calcite (Clc), quartz (Qtz), illite (Ill) and anhydrite (Anh) IR spectra are shown in the lower part. Intense bands of valence vibrations of carbonate, silicate and sulfate groups are emphasized

Результаты

Спектры ИК-поглощения образцов из карбонатных пород верхнего и нижнего силура содержат интенсивную широкую полосу поглощения с максимумом вблизи 1430 см^{-1} , относящуюся к валентным колебаниям карбонатной группировки, и интенсивные узкие линии их деформационных колебаний в диапазонах $700\text{—}740$ и $850\text{—}900\text{ см}^{-1}$. По положению и форме последних производится диагностика карбонатной фазы. В исследуемых образцах карбонат представлен доломитом и кальцитом (табл. 1). В спектрах образцов № 5—9 присутствует также интенсивная широкая полоса в области $950\text{—}1200\text{ см}^{-1}$ и низкочастотные полосы $400\text{—}550\text{ см}^{-1}$, которые могут быть отнесены к валентным группам SiO_4 и решеточным колебаниям глинистых минералов. В ИК-спектрах большей части образцов данной части разреза также зарегистрированы следы характерных полос поглощения кварца ($696, 780, 799, 1090, 1168\text{ см}^{-1}$). ИК-спектры образцов пород верхнего ордовика состоят из полос поглощения ангидрита с небольшой примесью полос поглощения доломита.

Для количественной оценки содержания в пробах карбонатной части использована интегральная интенсивность полосы 1430 см^{-1} валентных колебаний карбонатной группировки в исследуемых образцах и в чистых эталонах кальцита и доломита. Для определения относительных вкладов кальцитовой и доломитовой компонент использована интегральная интенсивность низкочастотной линии деформационных колебаний CO_3^{2-} -групп. Для смесей данных карбонатных фаз соответствующие линии почти не перекрываются (кальцит — 713 , доломит — 729 см^{-1} при полуширине около 9 см^{-1}). Результаты определений представлены в табл. 1. Полученные ИК-методом содержания в пробах карбоната доли доломитового минерала хорошо коррелируются с расчетным нормативно-минеральным составом проб по данным химического анализа (коэффициенты корреляции 0.99 и 0.95 при $n = 13$ и 11 соответственно). В области низких значений оцененные по ИК-спектрам содержания карбонатов (кальцита и доломита) дают несколько заниженные, а для доли доломита — завышенные величины по сравнению с расчетным нормативно-минеральным составом пород (табл. 1).

В спектрах ЭПР всех проб зарегистрирован интенсивный сигнал от ионов Mn^{2+} с характерной секстетной сверхтонкой структурой (СТС) (рис. 5). Спектры ЭПР пород преимущественно карбонатного состава (обр. 1—14, силур) представляют собой суперпозицию парциальных спектров от ионов Mn^{2+} , локализованных в структуре доломита и кальцита. При этом спектр Mn^{2+} в решетке кальцита происходит от ионов одного типа — изоморфно замещающих кальций, а в решетке доломита — от ионов марганца в позициях Mg (расщепленные линии СТС) и в позициях Ca (узкие нерасщепленные компоненты СТС). В спектрах ЭПР пород верхнего ордовика (обр. 15—17), представленных, по данным ИК-спектроскопии, ангидритом с небольшой примесью доломита, были зарегистрированы чисто «доломитовые» спектры ионов Mn^{2+} . Данная интерпретация подтверждена расчетными спектрами ЭПР Mn^{2+} , также вынесенными на рис. 5.

Значения содержаний примесного марганца, по данным ЭПР, непосредственно в карбонатной части породы ($C_{\text{Mn}^{2+}}$), полученные пересчетом на содержание карбоната ($\% \text{Carb}$ в табл. 1) — $S_{\text{Mn}^{2+}} \cdot \% \text{Carb} / 100$ — приведены в табл. 2. Суммарная концентрация Mn^{2+} в решетке карбонатов варьирует в пределах одного порядка от 1.4 до 14 у. е. При значительных вариациях суммарная концентрация марганца в карбонате постепенно снижается от максимального значения в породах гердьюского горизонта верхнего силура до минимальных значений в джагалском горизонте нижнего силура. Аналогичный спад зафиксирован также для карбонатов ордовикских горизонтов. От более молодых отложений к более древним в карбонатных породах повышается доля ионов марганца в решетке доломита, что соответствует повышению степени доломитизации пород, то есть доле этого минерала в карбонатной фазе породы. Наиболее высокие значения соотношения концентрации марганца в магниевых и кальциевых позициях доломита характерны для пород верхних горизонтов нижнего силура.

В центральной части полученных спектров ЭПР (рис. 5) присутствуют дополнительные линии, связанные со свободными радикалами или электронно-дырочными центрами в решетках различных минеральных фаз образцов пород. В спектрах ЭПР всех проб карбонатных пород

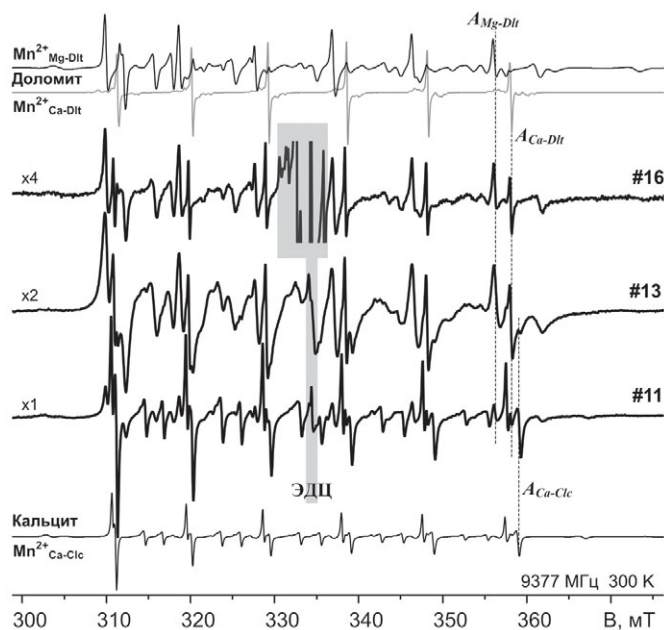


Рис. 5. Спектры ЭПР ионов Mn^{2+} в решетке карбонатов из образцов № 16, 13 и 11 с различной заселенностью Са- и Mg-позиций доломита и Са-позиций кальцита, а также соответствующие им расчетные спектры (Mn^{2+}_{Ca-Dlt} , Mn^{2+}_{Mg-Dlt} и Mn^{2+}_{Ca-Clc}). A_{Ca-Dlt} , A_{Mg-Dlt} и A_{Ca-Clc} — линии, использованные для определения относительных концентраций ионов. В центральной части спектров подсвечены линии электронно-дырочных центров (ЭДЦ). Слева даны значения коэффициентов усиления сигнала. Мощность СВЧ — 7 мВт, амплитуда ВЧ-модуляции — 0.05 мТ

Fig. 5. EPR spectra of Mn^{2+} ions in the carbonate lattice from samples No. 16, 13 and 11 with a different population of Ca and Mg-positions of dolomite and Ca-position of calcite, as well as their corresponding calculated spectra (Mn^{2+}_{Ca-Dlt} , Mn^{2+}_{Mg-Dlt} и Mn^{2+}_{Ca-Clc}). A_{Ca-Dlt} , A_{Mg-Dlt} и A_{Ca-Clc} — lines used to determine relative concentrations of ions. In the central part of spectra the lines of electron-hole centers (EHC) are emphasized. On the left the values of signal gain are given. Microwave power — 7 mW, amplitude of HF modulation 0.05 mT

Таблица 2. Концентрации парамагнитных центров в карбонатной части пород

Table 2. Concentration of the paramagnetic centers in the carbonate rocks

Возраст Age	Образец, № Sample, No.	Mn^{2+}			ЭДЦ, 10^{16} сп/г / EHS, 10^{16} sp/g			
		C, у.е.	%Mn _{Dlt}	Mg/Ca _{Dlt}	SO ₂ ⁻	SO ₃ ⁻	C ₀ [*]	C _T [*]
S2gj	1	14	98	79	4.6	0.4	2.5	4.1
	1-Si	4.9	Н.об.	—	1.4	1.8	Н.об.	4.0
	2	8.4	75	73	1.4	0.5	0.7	3.4
	4	5.6	Н.об.	—	1.1	2.7	Н.об.	5.0
	5	13	96	45	3.2	0.5	4.4	7.5
	6	14	93	49	2.5	0.4	1.5	2.9
S1sd	7	7.8	74	57	1.0	0.4	1.0	3.8
	8	4.8	61	51	0.3	0.1	0.8	2.5
	9	5.7	95	175	0.4	0.5	3.7	4.2
	10	5.2	99	70	1.2	0.1	2.5	6.6
	10-Si	2.1	91	92	Н.о.	Н.о.	Н.об.	8.2
S1lfl	11	4.6	41	80	0.4	6.5	—	3.1
	12	4.7	51	136	0.5	3.4	—	1.6
	13	13	100	66	2.9	0.9	1.0	4.1
S1dz	14г	1.4	100	85	1.5	1.5	0.7	3.7
	14с	1.8	100	89	0.7	0.3	0.7	1.0
O3sl	15	10	100	53	Н.об.	Н.об.	Н.об.	3.9
	16	5.2	100	26	—	—	—	3.9
O3mt	17	2	100	27	—	—	—	3.6

Концентрации ЭДЦ-центров в ангидрите, 10^{16} сп/г

Concentration of EHS of the centers in anhydride, 10^{16} sp/g

Образец, № / Sample, No.	O ₃ ⁻	O ₂ ⁻	SO ₃ ⁻
15	6.6	0.6	6.3
16	6.8	0.7	5.8
17	4.3	0.2	1.1

C₀^{*} и C_T^{*} — концентрация углеродных радикалов в исходной породе и после ее обжига при 600 °С в течение 30 м; C — концентрация Mn^{2+} в решетке карбонатов; %Mn_{Dlt} — доля (%) Mn^{2+} в доломите; Mg/Ca_{Dlt} — отношение концентраций ионов Mn^{2+} в Mg- и Са-позициях решетки доломита, ЭДЦ — электронно-дырочные центры. Н.об. — не обнаружено.

C₀^{*} and C_T^{*} — concentration of carbon radicals in basic rock and after her roasting at 600 °C during 30 m; C — concentration of Mn^{2+} in a lattice of carbonates; %Mn_{Dlt} — a share (%) of Mn^{2+} in dolomite; Mg/Ca_{Dlt} — the relation of concentration of ions of Mn^{2+} in Mg- and Ca-positions of a lattice of dolomite, EHS — the electron-hole centers. H.o — not determined.

идентифицированы линии SO_2^- и SO_3^- ион-радикалов, локализованных в карбонате [25]. Ширина и форма линий существенно варьирует, как правило, уширенные линии этих центров отмечаются в доломитовой фазе (рис. 6). В карбонатах чисто доломитового состава также обнаружены углеродные радикалы C_0^* ($g = 2.0031\text{—}2.0032$, $\Delta B_{\text{гг}} = 0.6\text{—}0.8$ мТ), относящиеся к углефицированному органическому веществу растительного происхождения [10]. Спектры ЭПР в области свободных радикалов проб пород верхнего ордовика (№ 15—17) представлены линиями электронно-дырочных центров SO_3^- , O_3^- и O_2^- в решетке ангидрита, наведенных радиацией вмещающих пород [25]. Обжиг при 340°C образцов на воздухе в течение 30 мин полностью или частично разрушает названные электронно-дырочные центры, а при дальнейшем повышении температуры обжига до 600°C в спектрах ЭПР появляется новая симметричная синглетная линия C_1^* лоренцевой формы с $g = 2.0028\text{—}2.0029$, $\Delta B_{\text{гг}} = 0.18\text{—}0.25$ мТ. Этот сигнал относят к углефицированному органическому веществу исходного животного происхождения. Значения концентраций названных электронно-дырочных центров и углеродных радикалов в матрице их локализации даны в табл. 2.

Обсуждение

Зарегистрированные в спектрах ЭПР линии СТС Mn^{2+} имеют небольшую ширину, компоненты различных структурных позиций хорошо разрешены, что характерно для морских осадочных карбонатов, сформировавшихся в спокойной геодинамической обстановке. В сравнении с ними спектры ЭПР пресноводных карбонатов сильно уширены вследствие относительно высокой концентрации в структуре минерала изоморфных примесей как самого иона марганца, так других парамагнитных ионов, особенно Fe^{2+} [1]. Перекристаллизация карбонатов кальция и магния приводит к росту марганцовистости новообразованного кристаллического материала, находящегося в контакте с морскими водами, так как коэффициент распределения Mn^{2+} в карбонатах кальция и магния относительно морской воды значительно выше 1. Действительно, данные табл. 1 и 2 показывают, что в доломитизированных известняках концентрация ионов Mn^{2+} в новообразованном доломите в 2—15 раз выше, чем в оставшемся кальците.

Известно, что отношение концентраций марганца ($\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}}$) в Mg- и Ca-позициях доломита очень чувствительно к режиму кристаллизации/перекристаллизации доломита [1, 11, 22]. Однако использование отношения для реконструкции условий минералообразования сложно и неоднозначно вследствие совокупного влияния на величину $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}}$ кристаллохимических, термодинамических и кинетических факторов [31]. Особенно неоднозначно влияние термодинамических факторов. Например, в работах [23, 26] приводятся прямо противоположные зависимости величины отношения $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}}$ от температуры кристаллизации метаморфического доломита. При изучении доломита из осадочных пород установлено, что сравнительно низкие значения отношения $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}}$ характерны для нестехиометричного доломита (с избыточным содержанием CaCO_3), который формируется с большими скоростями роста. Напротив, высокие значения $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{Dlt}}$ маркируют стехиометричность доломита и/или пониженную степень кристаллического упорядочения его решетки. Формирование такого доломита происходит с малы-

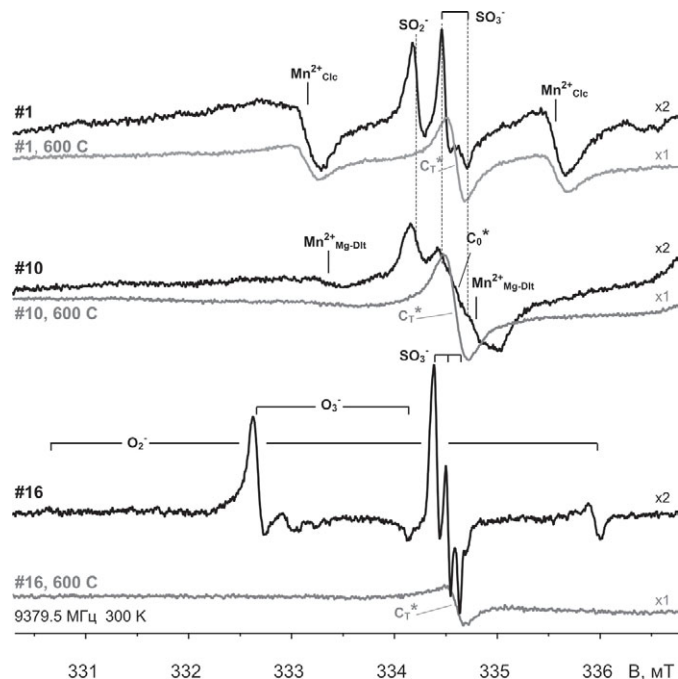


Рис. 6. Линии электронно-дырочных центров в спектрах ЭПР образцов № 1 (кальцит), 10 (доломит) и 16 (ангидрид) и после 30 мин обжига при 600°C . Мощность СВЧ — 0.2 мВт, амплитуда ВЧ модуляции 0.05 мТ

Fig. 6. Electron-hole centers lines in EPR spectra of samples No. 1 (calcite), 10 (dolomite) and 16 (anhydrite) and after 30 minutes of annealing at 600°C . Microwave power — 0.2 mW, amplitude of HF modulation 0.05 m

ми скоростями в квазиравновесных термодинамических условиях [27, 28].

Как уже отмечалось выше, изучаемые нами отложения в равной мере были подвержены как региональным, так и локальным катагенетическим изменениям. Согласно данным [3], вскрытые скважиной толщи преобразованы до стадии МК_{2-3} , что в платформенных условиях соответствует диапазону температур их прогрева от 80 до 150°C и глубинам погружения от 2.5 до 5 км. Локальные преобразования пород изучаемого разреза связаны в основном с воздействием давления и с метасоматическими изменениями при развитии трещин в ослабленных зонах. Следует подчеркнуть, что катагенетические преобразования такого рода не сопровождаются дополнительным температурным воздействием на породы [13, 22]. Давление и вызванные им деформации проявляются в уплотнении/разуплотнении пород в результате перекристаллизации, стилолитизации и других физико-химических процессов. Кинетика этих процессов определяется не столько температурой, сколько физическими свойствами деформируемых пород и неоднородностью возникающих в них напряжений.

Попытаемся проинтерпретировать наблюдаемые нами изменения величины отношения $\text{Mn}^{2+}_{\text{Mg}}/\text{Mn}^{2+}_{\text{Ca}}$ в доломитах, исходя из изложенных предпосылок о роли кинетических факторов. В изученной серии проб отношение $\text{Mn}^{2+}_{\text{Mg}}/\text{Mn}^{2+}_{\text{Ca}}$ изменяется от 26 в доломите из обломков доломит-ангидритовых пород тектонических брекчий верхнего ордовика до 175 во вторичном доломите по илово-биоморфному известняку седельского горизонта нижнего силура (табл. 2).

Считается, что кристаллизация доломита в доломит-ангидритовых породах происходит практически синхронно с седиментацией в обстановках себхи, с высокой скоростью в открытой системе [20]. Процессы брекчирования — разрушения пород — не сопровождаются перекристаллизацией доломита, в отличие от сульфатных минералов, демонстрирующих увеличение размера зерен (рис. 7, А). Таким образом, можно отметить, что хрупкие деформации жестких «некомпетентных» пород в пластичной матрице, не сопровождающиеся перекристаллизацией зерен доломита в обломках, вероятно, сохраняли неизменной величину отношения Mg/Ca_{Dlt} . Похожую тенденцию демонстрируют также образцы, представленные доломитами известковыми, подвергавшимися доломитизации № 5—8). Все они отличаются преобладанием признаков хрупких деформаций над пластическими (рис. 7, Б) и характеризуются относительно низкими значениями Mg/Ca_{Dlt} (45—60).

На этом фоне аномально высокими значениями данной величины характеризуются пробы № 9 и 12 (табл. 2). Они близки по концентрации Mn^{2+} -центров в карбонатах, но существенно различаются по содержанию доломита. При микроскопическом исследовании было установлено, что породы обеих проб не имеют явных признаков хрупких тектонических деформаций, но демонстрируют

признаки перекристаллизации с образованием структур рекристаллизационного бластеза (рис. 7, Ж, 3). Отметим также, что перекристаллизация (зарождение новых минеральных зерен в твердой породе) является одним из трех известных механизмов пластических деформаций горных пород и формирования стресс-тектонитов [12]. Рекристаллизация — процесс образования и роста (или только роста) структурно более совершенных зёрен *поликристалла* за счёт менее совершенных зёрен той же фазы. Скорость процесса зависит от состава и концентрации дефектов в кристаллах, возникших при динамической нагрузке (упрочнении), и увеличивается с повышением температуры. Особенно интенсивно она протекает в пластически деформированных материалах. Рекристаллизация устраняет структурные дефекты и переводит породу в состояние с большей термодинамической устойчивостью [12].

У большинства проанализированных образцов (№ 1, 2, 10, 11, 13, 14) величина Mg/Ca_{Dlt} лежит в диапазоне значений от 70 до 90. Наряду с проявлением микротрещиноватости многие из них отличаются признаками межзерновых и внутризерновых деформаций, выраженными механическим двойникованием и разрушением карбонатных зерен (рис. 7, В—Е). Как известно, в зависимости от условий нагружения и свойств горной среды развитие деформаций может протекать в режимах дилатансии и уплотне-

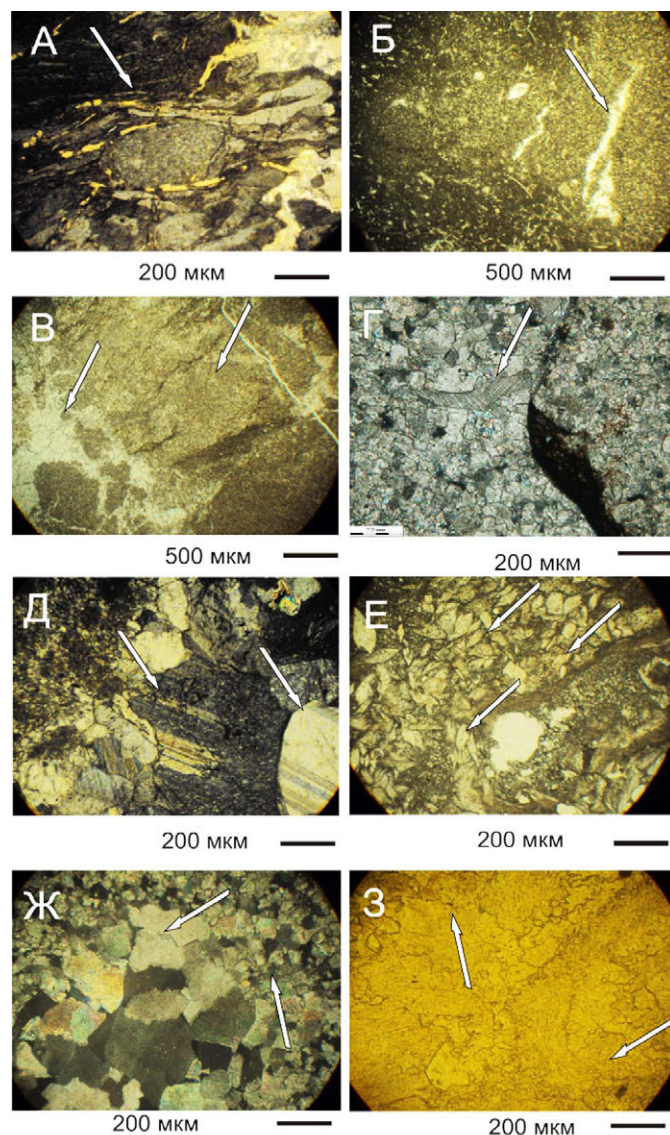


Рис. 7. Стрессовые микроструктуры в доломитах и доломитизированных известняках: А — сульфатно-глинистая порода с текстурой микстита, содержит порфирокласты и листоватые слои микрозернистого доломита. Фото шлифа с анализатором (обр. 18); Б — перекристаллизация и укрупнение доломитовых зерен в зоне развития трещин скола в микрозернистом известняке (обр. 8); В, Г — доломитовые зерна нескольких генераций, сопряженных с тектоническим брекчированием и стилолитизацией; Г — доломитовые зерна с линиями скольжения, образующими сетку — результат сдвиговых деформаций (обр. 11); Д — доломитовые зерна, демонстрируют двойникование по механизму межплоскостного скольжения (обр. 13); Е — зерна доломита, сформированные в результате разрушения и грануляции карбонатизированных водорослевых талломов при пластических деформациях (обр. 14); Ж, 3 — перекристаллизация с образованием структур рекристаллизационного бластеза. Структуры возникают локально между зонами развития межзернового скольжения — кливажа и стилолитизации (Ж — обр. 9; 3 — обр. 12)

Fig. 7. Stress microstructures in dolomites and dolomitic limestones: А — sulfate-argillaceous rocks with mixtite texture contain porphyroclasts and foliated layers of micrograined dolomite. Photo of thin section with analyzer (sample 18); Б — recrystallization and consolidation of dolomite grains in the cleavage zone in micrograined limestone (sample 8); В, Г — dolomite grains of several generations associated with tectonic brecciation and stylolization; Г — dolomite grains with glide lines forming a grid — result of shear deformations (sample 11); Д — dolomite grains show twinning according to interplane gliding mechanism (sample 13); Е — dolomite grains formed due to destruction and granulation of carbonated algal thallomes during plastic deformations (sample 14); Ж, 3 — recrystallization with formation of recrystallization blastasy structures. The structures occur locally between the zones of intergranular gliding — cleavage and stylolization (Ж — sample 9; 3 — sample 12)

ния. В условиях сдвиговой деформации происходит не только упрочнение, но и дилатансия, рассеянное накопление микротрещин [9]. Лавинному развитию процесса предшествует накопление и укрупнение дефектов пластичных деформаций, а разрушение происходит в основном по межзерновым границам [9, 16]. Можно полагать, что скорость кристаллизации минералов в образованных трещинных полостях значительно превосходит скорость процесса рекристаллизации, так как свободная кристаллизация в водной или газовой фазе всегда происходит с большими скоростями, чем кристаллизация/перекристаллизация по интерстициям в твердой фазе [19]. Вероятно, усредненные значения отношения Mg/Ca_{Dlt} данной группы отражают суммарный эффект различных преобразований, прежде всего связанных с уплотнением и разуплотнением.

Появление ион-радикалов SO_2^- и SO_3^- в решетке карбонатов связано с ионизацией под действием природной радиации захваченных минералом из раствора восстановленных форм сульфата, поэтому соотношение их концентраций фиксирует окислительно-восстановительные параметры кристаллизации/перекристаллизации карбонатов [10]. В изученном разрезе обращает на себя внимание неравномерное распределение сульфатных ион-радикалов в зависимости от состава карбоната. Пробы преимущественно кальцитового состава (№ 1-Si, 4, 11, 12) отличаются преобладанием радикала SO_3^- над радикалом SO_2^- , в остальных преимущественно доломитовых пробах это соотношение обратно. Характерно также, что пробы с преобладанием радикала SO_2^- отобраны из пород с существенным вкладом микробактериального компонента и диагенетической доломитизацией.

Заключение

Изученные отложения познеордовикского и силурийского возраста наряду с условиями регионального прогрессивного литогенеза испытывали вторичные преобразования, связанные со стрессовым воздействием тектонических деформаций и активизацией эпигенетических метасоматических процессов. Следствием неоднородного распределения тектонических напряжений явилось неравномерное проявление стрессовых деформаций в толще породы, локально проявленное либо в их уплотнении и перекристаллизации/рекристаллизации, либо в разуплотнении (образование и подрастание микро- и макродефектов структуры за счет увеличения площадок скольжения и разрывов с ненулевым раскрытием), а также в разрушении пород (трещиноватость, брекчирование, катаклаз, расщепление и пр.). Наиболее распространенными процессами, затрагивающими минеральный состав пород, являются процессы доломитизации и рекристаллизация. Суммарная концентрация Mn^{2+} в решетке карбонатов при значительных вариациях постепенно снижается от более молодых отложений к более древним. Одновременно в карбонатных породах повышается доля ионов марганца в решетке доломита, что соответствует повышению степени доломитизации пород. Наиболее высокие значения соотношения концентрации марганца в магниевых и кальциевых позициях доломита характерны для пород верхних горизонтов нижнего силура (занимающих центральную часть толщи, ограниченной поверхностями крупных тектонических срывов).

При анализе карбонатов чисто доломитового состава

методом ЭПР наличие углеродных радикалов C_0^* ($g = 2.0031-2.0032$, $\Delta B_{гр} = 0.6-0.8$ мТ), относящихся к углелефицированному органическому веществу (ОВ) растительного происхождения, и $C_T^* g = 2.0028-2.0029$, $\Delta B_{гр} = 0.18-0.25$ мТ, появившегося после отжига до $600^\circ C$ и относящегося к ОВ животного ряда (например, бактерии), свидетельствует о низкотемпературном преобразовании породы (не выше $300^\circ C$).

Отмечается следующая взаимосвязь между величиной отношения концентраций марганца (Mg/Ca_{Dlt}) в Mg- и Ca-позициях доломита и преобладанием того или иного вида необратимых деформаций: рекристаллизации, разуплотнения или хрупкого разрушения:

— хрупкие деформации жестких пород в пластичной матрице не приводят к заметной перекристаллизации зерен доломита в обломках, которые демонстрируют минимальные величины отношения Mg/Ca_{Dlt} (20—26). Породы с преобладанием признаков хрупких деформаций над пластическими также характеризуются относительно низкими значениями Mg/Ca_{Dlt} (45—60);

— у большинства проанализированных образцов величина Mg/Ca_{Dlt} лежит в диапазоне «средних» значений — от 70 до 90. Наряду с проявлением микротрещиноватости многие из них отличаются в разной степени выраженными признаками дилатансионного разуплотнения (концентрация межзерновых и внутриззерновых деформаций, механическое двойникование, разрушение карбонатных зерен и пр.);

— наиболее высокие значения величины отношения Mg/Ca_{Dlt} демонстрируют пробы со структурой рекристаллизационного бластеза.

Таким образом, можно отметить, что зависимость величины отношения концентраций марганца (Mg/Ca_{Dlt}) в Mg- и Ca-позициях доломита от скорости кристаллизации/перекристаллизации, установленная для осадочных пород [27, 28], справедлива также и для доломитов, образованных или преобразованных в обстановках динамического стресса надвиговых зон.

Работа выполнена при частичной поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН «Закономерности размещения и условия формирования скопления углеводорода в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (проект № 15-18-5-21).

Литература

1. Вотяков С. Л., Масленников В. В., Борисов Р. Д., Краснобаев А. А. Марганец — индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождениях Южного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 558—569.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Уральская серия. Лист Q-40, 41 (Воркута). Карта донеогеновых образований / Ред. О. А. Кондаин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999.
3. Данилов В. Н., Иванов В. В., Гудельман А. А., Журавлев А. В., Вишератина Н. П., Огданец Л. В., Уткина О. Л. Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геолого-разведочных работ на Адакской площади // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2011.pdf
4. Игнатов П. А., Новиков К. В., Бушков К. Ю., Толстов А. В. Реконструкция кинематики разломов на закрытых



территориях по данным анализа микронарушений в керне // Известия вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 55—60.

5. Казанцева Т. Т. Эволюция природных деформационных структур: От будин к нанокристаллам // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. 2008. № 7. С. 44—53.

6. Майдль Т. В., Даныщикова И. И. Литологические признаки тектонических деформаций карбонатных пород Адакской площади (гряда Чернышева) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2013. Т. II. С. 205—209.

7. Майдль Т. В., Даныщикова И. И. Проявление тектонических деформаций в карбонатных породах Адакской площади (гряда Чернышева) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 2. С. 7—9.

8. Майдль Т. В., Даныщикова И. И. Роль тектогенеза в формировании коллекторов нижнепалеозойских карбонатных отложений в центральной части поднятия Чернышева // Вестник ИГ Коми НЦ УрО. 2015. № 10. С. 3—10.

9. Михалюк А. В. Дилатансия и ее влияние на свойства горных пород при допредельных динамических нагрузках. Киев: Випол, 2001. Вып. 5. 102 с. (Геотехнология).

10. Муравьев Ф. А., Винокуров В. М., Галеев А. А., Булка Г. Р., Низамутдинов Н. М., Хасанова Н. М. Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы. 2006. Вып. 2 (19). С. 40—45.

11. Низамутдинов Н. М., Булка Г. Р., Мухутдинова Н. Г., Винокуров В. М., Хасанова Н. М., Галеев А. А. Анализ карбонатной составляющей осадочных пород методом ЭПР // Спектроскопия, кристаллохимия и реальная структура минералов и их аналогов: Сб. статей. Казань: Изд-во КГУ, 1990. С. 68—77.

12. Полухин П. И., Горелик С. С., Воронцов В. К. Физические основы пластической деформации: Учеб. пособие для вузов. М.: Металлургия, 1982. 584 с.

13. Сергеева Э. И. Эпигенез осадочных пород. СПб.: СПбГУ, 2004. 152 с.

14. Симанович И. М., Тучкова И. М. Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях: сравнительный анализ // Литосфера. 2010. № 4. С. 3—17.

15. Соборнов К. О., Данилов В. Н. Строение и перспективы нефтегазоносности гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн) // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 11—18.

16. Стефанов Ю. П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Спецвыпуск. С. 44—52.

17. Тевелев А. В. Тектониты и меланжи: Лекции по структурной геологии. URL: http://wiki.web.ru/images/5/54/Structural_Geology_13.pdf.

18. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.

19. Чернов А. А., Гиваргизов Е. И., Багдасаров Х. С., Демьянец Л. Н., Кузнецова В. А., Лобачов А. Н. Современная кристаллография: В 4 т. Т. 3. Образование кристаллов. М.: Наука, 1980. 408 с.

20. Шрейбер Б. III. Побережья аридных зон и эвапориты. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, Т. 2. 1990. С. 232—280.

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

22. Янакурт О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3—30.

23. Angus J. G., Beveridge D., Raynor J. B. Dolomite thermometry by electron spin resonance spectroscopy // Chemical Geology. 1984. V. 43. P. 331—346.

24. Bulka G. R., Nizamutdinov N. M., Mukhutdinova N. G., Khasanova N. M., Galeev A. A., Vinokurov V. M. EPR probes in sedimentary rocks: the features of Mn^{2+} and free radicals distribution in the Permian formation in Tatarstan // Appl. Magn. Reson. 1991. V. 2. P. 107—115.

25. Ikeya M. New applications of electron spin resonance: dating, dosimetry and microscopy / copy ed. by M. R. Zimmerman, N. Whitehead. Singapore; River Edge: World Scientific, 1993. 500 p.

26. Lloyd R. V., Lumsdem D. N. Relationship between paleotemperatures of metamorphic dolomites and ESD determined Mn(II) partitional ratios // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1985. V. 49. P. 2565—2568.

27. Lumsdem D. N., Lloyd R. V. Mn(II) portioning between calcium and magnesium sites in studies of dolomite origin // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 1861—1865.

28. Lumsdem D. N., Shipe L. G., Lloyd R. V. Mineralogy and Mn geochemistry of laboratory-synthesized dolomite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. P. 2325—2329.

29. Schindler P., Chose S. Electron Paramagnetic resonance of Mn^{2+} in dolomite and magnesite, and Mn^{2+} distribution in dolomites // The American Mineralogist. 1970. V. 55. P. 1889—1896.

30. Stoll S., Schweiger A. EasySpin, a comprehensive software package for spectral simulation and analysis in EPR // J. Magn. Reson. 2006. V. 178(1). P. 42—55.

31. Prissok F., Lehman G. An EPR study of Mn^{2+} and Fe^{3+} in dolomites // Physics and Chemistry of Minerals. 1986. V. 13. P. 331—336.

References

1. Votyakov S. L., Maslennikov V. V., Borisov R. D., Krasnobaev A. A. *Marganets — indicator uslovii obrasovaniya karbonatov na kolchedannykh medno-tsinkovykh mestorozhdenii Yuzhnogo Urala (Rossiya)* (Manganese as an indicator of carbonate formation conditions at the massive sulfide Cu-Zn deposits in the Southern Urals (Russia)). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*. 1996, V. 38, No 6, pp. 558—569.

2. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000. Uralskaya seriya. List Q-40, 41 (Vorkuta). Karta doneogenovykh obrazovaniy* (State geological map of Russian Federation. Scale 1:1000000. Urals. Q-40, 41 (Vorkuta). Map of preneogenic structures) / Ed. O. A. Kondiain. St. Petersburg, VSEGEI, 1999.

3. Danilov V. N., Ivanov V. V., Gudelman A. A. et al. *Perspektivy neftegazonosnosti tsentral'noi chasti podnyatiya Chernysheva po rezul'tatam geologorazvedochnykh rabot na Adakskoi ploschadi* (Oil and Gas potential of the central part of the Chernyshev swell based on geological exploration data at the Adak area). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2011, V. 6, No. 2.

4. Ignatov P. A., Novikov K. V., Bushkov K. Yu., Tolstov A. V. *Rekonstruktsiya kinematiki razlomov na zakrutykh territoriyax po dannym analiza mikronarushenii v kerne* (Reconstruction of fault kinematics on closed areas according to analysis of microfractures in core). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*. 2011, No. 3, pp. 55—60.

5. Kazantseva T. T. *Evolutsiya prirodnykh deformatsionnykh struktur. Ot budin k nanokristallam* (Evolution of natural deformational structures. From boudins to nanocrystals). *Geologicheskii sbornik*. Ufa, IG USC RAS, 2008, No 7, pp. 44–53.
6. Maidl T. V., Danshchikova I. I. *Litologicheskie priznaki tektonicheskikh deformatsii karbonatnykh porod Adakskoi ploschadi (gryada Chernysheva)* (Lithological signs of tectonic deformation of carbonate rocks of Adakskaya area (Chernyshev Ridge)). *Osadochnye basseiny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geologicheskoi istorii: conference materials*. Novosibirsk, V. 2, 2013, pp. 205–209.
7. Maidl T. V., Danshchikova I. I. *Proyavlenie tektonicheskikh deformatsii v karbonatnykh porodakh Adakskoi ploschadi (gryada Chernysheva)* (Tectonic Deformations in Carbonate Rocks in Adakskaya Area (Chernyshev Ridge)). *Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS*, 2013, No 2, pp. 7–9.
8. Maydl T. V., Danshchikova I. I. *Rol tektogeneza v formirovanii kollektorov nizhnepaleozoiskikh karbonatnykh otlozhenii v tsentral'noi chasti podnyatiya Chernysheva* (Role of tectogenesis in formation or reservoirs of lower Paleozoic carbonate deposits in central part of Chernyshev ridge). *Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS*, 2015, No. 10, pp. 3–10.
9. Mixaluyk A. V. *Dilatatsiya i ee vliyanie na svoystva gornyx porod pri dopredel'nykh dinamicheskikh nagruzkakh* (Dilatancy and its influence on properties of rocks at the prelimate dynamic stresses). *Geotekhnologiya*, Kiev, Vipol, 2001, 5, 102 pp.
10. Murav'ev F. A., Vinokurov V. M., Galeev A. A. et al. *Paramagnetizm i priroda rasseyannogo organicheskogo veshchestva v Permskikh otlozheniyakh Tatarstana. Georesursy* (Paramagnetism and the nature of scattered organic substance in the Permian deposits of Tatarstan). 2006, No. 2 (19), pp. 40–45.
11. Nizamutdinov N. M., Bulka G. R., Muxutdinova N. G., Vinokurov V. M., Xasanova N. M., Galeev A. A. *Analiz karbonatnoi sostavlyayushchei osadochnyx porod metodom EPR* (Analysis of a carbonate component of sedimentary rocks by EPR method). *Spektroskopiya, kristallogimiya i real'naya struktura mineralov i ih analogov: collection of articles*. Kazan, KGU, 1990, pp. 68–77.
12. Poluxin P. I., Gorelik S. S., Vorontsov V. K. *Fizicheskie osnovy plasticheskoi deformatsii: Uchebnoe posobie dlya vuzov* (Physical Principles of Plastic Deformation: A University Textbook). Moscow, Metallurgiya, 1982, 584 p.
13. Sergeeva E. I. *Epigenez osadochnyx porod: uchebnoe posobie* (Epigenesis of sedimentary rocks: A University Textbook). St. Petersburg, 2004, 152 p.
14. Simanovich I. M., Tuchkova I. M. *Postdiageneticheskie preobrazovaniya terrigennykh kompleksov v skladchatykh i platformennykh oblastyakh: sravnitel'nyi analiz* (Postdiagenetic transformation of terrigenous complexes of folded and platform area: Comparative analysis). *Litosfera*, 2010, No. 4, pp. 3–17.
15. Sobornov K. O., Danilov V. N. *Stroenie i perspektivy neftegazonosnosti gryady Chernysheva* (Structure and prospects of oil and gas content of Chernyshev Ridge). *Geologiya nefti i gaza*. 2014, No. 5, pp. 12–18.
16. Stefanov Yu. P. *Rezhimy dilatatsii i uplotneniya razvitiya deformatsii v zonakh lokalizovannogo sdviga* (Modes of dilatancy and seal deformation development in the areas of localized shear). *Physical Mezomechanics*. 2010, Vol. 13, Special Issue, pp. 44–52.
17. Tevelev A. V. *Tektonity i melanzhi. Lektsii po strukturnoi geologii* (Tectonites and melanges. Lectures on structural geology). *Rezhim dostupa: http://wiki.web.ru/images/5/54/Structural_Geology_13.pdf*
18. Timonin N. I. *Tektonika gryady Chernysheva* (Tectonics of Chernyshev Ridge). Leningrad, Nauka, 1975, 130 p.
19. Chernov A. A., Givargizov E. I., Bagdasarov X. S. et al. *Sovremennaya kristallografiya (v 4 tomakh). Obrazovanie kristallov* (Modern crystallography. Formation of crystals). M.: Nauka, V. 3, 1980. 408 p.
20. Shreiber B. Sh. *Poberezh'ya aridnykh zon i evapority. Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii* (Coasts of arid zone and evaporites. Depositinal of environment and facies) / Pod. red. X. Redinga. Moscow: Mir, V. 2. 1990. pp. 232–280.
21. Yudin V. V. *Orogenez severa Urala i Pai-Hoya* (Orogenesis of Northern Urals and Pay-Khoy). Ekaterinburg, Nauka, 1994, 285 pp.
22. Yapaskurt O. V. *Aspekty teorii postsedimentatsionnogo litogeneza* (Aspects of the postsedimentary lithogenesis theory). *Litosfera*. 2005, No 3, pp. 3–30.
23. Angus J. G., Beveridge D., Raynor J. B. *Dolomite thermometry by electron spin resonance spectroscopy* // *Chemical Geology*. 1984. V. 43. pp. 331–346.
24. Bulka G. R., Nizamutdinov N. M., Mukhutdinova N. G., Khasanova N. M., Galeev A. A., Vinokurov V. M. *EPR probes in sedimentary rocks: the features of Mn²⁺ and free radicals distribution in the Permian formation in Tatarstan* // *Appl. Magn. Reson*. 1991. V. 2. pp. 107–115.
25. Ikeya M. *New applications of electron spin resonance: dating, dosimetry and microscopy* / copy ed. by M.R. Zimmerman, N. Whitehead. Singapore; River Edge: World Scientific, 1993. 500 p.
26. Lloyd R. V., Lumsden D. N. *Relationship between paleotemperatures of metamorphic dolomites and ESD determined Mn(II) partitional ratios* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. V. 49. pp. 2565–2568.
27. Lumsden D. N., Lloyd R. V. *Mn(II) partitioning between calcium and magnesium sites in studies of dolomite origin* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. pp. 1861–1865.
28. Lumsden D. N., L. G. Shipe, Lloyd R. V. *Mineralogy and Mn geochemistry of laboratory-synthesized dolomite* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. pp. 2325–2329.
29. Schindler P., Chose S. *Electron Paramagnetic resonance of Mn²⁺ in dolomite and magnesite, and Mn²⁺ distribution in dolomites* // *The American Mineralogist*. 1970. V. 55. pp. 1889–1896.
30. Stoll S., Schweiger A. *EasySpin, a comprehensive software package for spectral simulation and analysis in EPR* // *J. Magn. Reson*. 2006. V. 178(1). pp. 42–55.
31. Prissok F., Lehman G. *An EPR study of Mn²⁺ and Fe³⁺ in dolomites* // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1986. V. 13. pp. 331–336.



HISTOLOGICAL APPLICATION OF X-RAY COMPUTED MICROTOMOGRAPHY OF CONODONTS

A. V. Zhuravlev

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

The Pa-elements of the Early Carboniferous conodont *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) were studied at the Skyscan 1272 micro-CT. The obtained results demonstrate three groups of tissues. The first one comprises interlamellar tissue possessing lowest radiodensity, the second group consists of lamellar tissue characterized by intermediate radiodensity, and the paralamellar and albid tissues demonstrate the highest radiodensity. The X-ray computed microtomography (micro-CT) allows reconstructing internal composition of the studied Pa-elements and improving data about interlamellar tissue distribution. The results demonstrate perspectives of using the micro-CT in the histological study of conodont elements.

Keywords: Conodont, X-ray computed tomography, histology, hard tissues, Early Carboniferous.

ГИСТОЛОГИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ КОНОДОНТОВ

А. В. Журавлёв

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

По результатам изучения Pa-элементов раннекаменноугольного вида конодонтов *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) с помощью рентгеновского микротомографа Skyscan 1272 были установлены три группы минерализованных тканей, отличающиеся рентгеновской плотностью. Первая группа включает интерламеллярную ткань и характеризуется самой низкой рентгеновской плотностью. Ко второй группе отнесена ламеллярная ткань, обладающая средней рентгеновской плотностью. Третью группу составляют параламеллярная и альбидная ткани, характеризующиеся самой высокой рентгеновской плотностью. Рентгеновская томография позволяет реконструировать тканевое строение изученных Pa-элементов и уточнить данные о распределении в них интерламеллярной ткани. Полученные результаты демонстрируют перспективность использования рентгеновской микротомографии в гистологических исследованиях конодонтовых элементов.

Ключевые слова: конодонты, рентгеновская микротомография, гистология, твердые ткани, ранний карбон.

Introduction

The histological features of conodont elements are widely used for taxonomy and deciphering of the conodont affinities (e.g. [1, 10, 5]). Conodont elements are composed of fluorapatite-organic composites [7], organized into a number of hard tissues. The tissues have different content of organic matter and crystalline structure (e.g. [1, 2]). Four types of the hard tissues are known in the conodont element crown: interlamellar, lamellar, paralamellar, and albid. Lamellar and paralamellar tissues are the most common. Interlamellar tissue composes small structures in the conodont element as a rule. Albid tissue composes cores of the denticles of carina only.

The common methods for studying of the conodont element histology are immersion and thin or polished sections. Unfortunately, the former one is not precise, and the latter are destructive for the element studied.

Computed microtomography or Micro-CT is X-ray imaging in 3D, by the same method used in hospital CT (or «CAT») scans, but on a small scale with massively increased resolution. It really represents true 3D microscopy, where very fine scale internal structure of objects is imaged non-destructively. The Micro-CT is widely used in micropalaeontology [9, 6] and micropalaeontology [4, 3, 13, 5, 11]. Synchrotron microtomography was used for morphological investigations of conodont elements as well [5]. This report is aimed to considering results of application the X-ray microtomography (CT) for histological study of the conodont elements. Difference of physical prop-

erties of the conodont hard tissues promises possibility to distinguish them in the X-ray images.

Methods and material

The present study was based on X-Ray Micro-CT system SkyScan 1272 (Bruker, Belgium) of the «National Mineral Resources University» (Saint-Petersburg, Russia). 3-dimensional reconstructions and sections were made using NRecon, CTVox, DataViewer (SkyScan, Bruker), and Voxler 3 (Golden Software) software. The individual conodont elements extracted from the host rocks were mounted on the polymethylacrilate slab and scanned with an isotropic voxel resolution of 2.0–5.0 µm at 50–70 kV source voltage and angular step of 0.1–0.2°. Reconstructions were made with beam hardening correction of 30% with NRecon software (Bruker, Belgium). Specific features of the micro-CT system used and method of sample preparation had been considered earlier [8].

Robust conodont elements of the Early Carboniferous *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) obtained from the *quadruplicata* Zone in the Konstantinov Creek section (Subpolar Urals) were used for the tomographic study. The conodont elements demonstrate good morphological and histological preservation and CAI of 5.

Results and discussion

The Pa elements of *Siphonodella quadruplicata* demonstrate full spectrum of the hard tissues known in conodonts, and are

well studied histologically with traditional methods [12]. The tissues, differing by organic matter content, crystallite size and orientation, and presence or absence of microcavities, demonstrate some disparity in the radiodensity [13]. However conodont element tomograms show that low absorption contrast makes it impossible to recognize all the tissue types [11, 13]. Only three groups of tissues can be distinguished. The first one comprises interlamellar tissue having lowest radiodensity (0.17 mm^{-1} at 60 KV and Al 0.25 mm filter), the second group consists of lamellar tissue characterized by intermediate radiodensity (0.25 mm^{-1} at 60 KV and Al 0.25 mm filter), and the paralamellar and albid tissues demonstrate highest radiodensity (0.27 mm^{-1} at 60 KV and Al 0.25 mm filter) [13, 11]. In some cases the albid tissue belongs to the second group.

It is interesting to note that the more spatial resolution of the tomogram is, the less radiodensity contrast between the tissue types is observed (Figure 1). The explanation is that crystallites, composing different tissues, have equal radiodensity close to fluorapatite (about $0.27\text{--}0.30 \text{ mm}^{-1}$). The integral radiodensity of a tissue depends not only on the radiodensity of the crystallites, but on the porosity, organic matter content, and, in less degree, on the tissue structure (crystallite ordering). High porosity and organic matter content decrease the tissue radiodensity. In opposite, disordered structure leads to increasing of the X-ray attenuation and, hence, the radiodensity. Low radiodensity of the interlamellar tissue reflects a high content of organic matter, intermediate radiodensity of the lamellar tissue is caused by ordered structure, intermediate organic content, and absence of the cavities. High radiodensity of the paralamellar tissue is caused by disordered structure accompanied with low organic content and low porosity. Radiodensity of the albid tissue is determined by extremely ordered structure (porous mesocrystal), lowest organic content, and presence of numerous microcavities [2].

Spatial distribution of the tissue groups in the Pa elements of *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), studied with the X-ray microtomography (Figure 2), closely corresponds to the distribution observed in the polished sections with SEM (Figure 3). Paralamellar tissue composes sheets located in the platform, cores of the rostral ridges and denticles of the carina (Figure 2).

Fig. 2. *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), Pa-element, sample Tn-19a/99; Sub-Polar Urals, Konstantinov Creek; Lower Carboniferous, Tournaisian, *Siphonodella quadruplicata* Zone. 5 μm voxel tomography: 1, 2 — isosurface model, demonstrating distribution of the paralamellar tissue (yellow); 3 — volume model showing distribution of the paralamellar and interlamellar tissues. Legend: *plm* — paralamellar tissue, *ilm* — interlamellar tissue, *lm* — lamellar tissue

Рис. 2. *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), Pa-элемент, образец Tn-19a/99; Приполярный Урал, руч. Константинов; нижний карбон, турнейский ярус, зона *Siphonodella quadruplicata*. Томография с размером вокселя 5 μm : 1, 2 — «оболочечная модель», демонстрирующая распределение параламеллярной ткани (желтая); 3 — «твердотельная модель», показывающая распределение параламеллярной и интерламеллярной тканей. Условные обозначения: *plm* — параламеллярная ткань, *ilm* — интерламеллярная ткань, *lm* — ламеллярная ткань

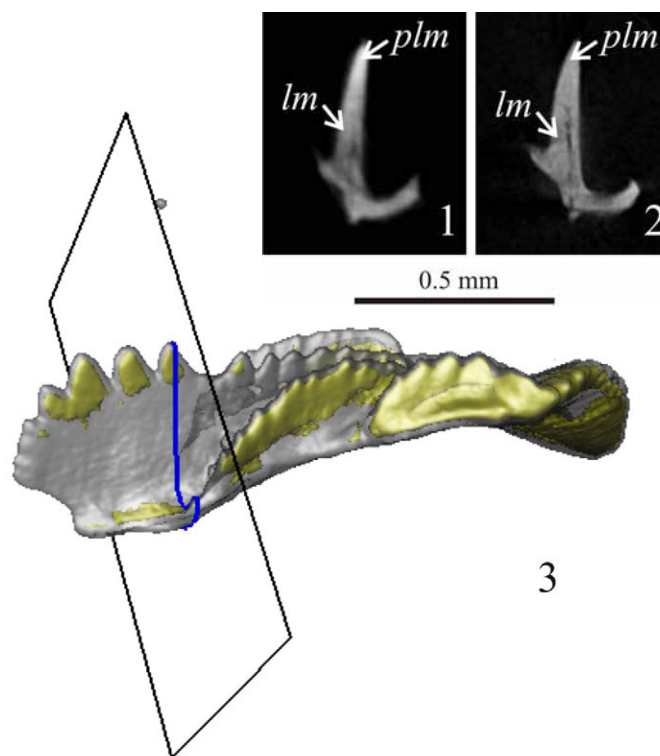
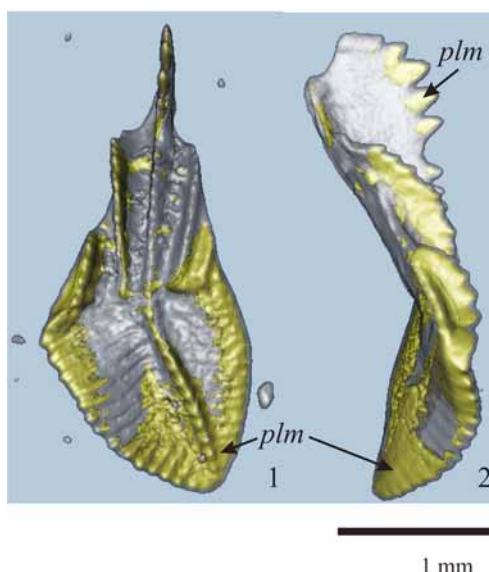
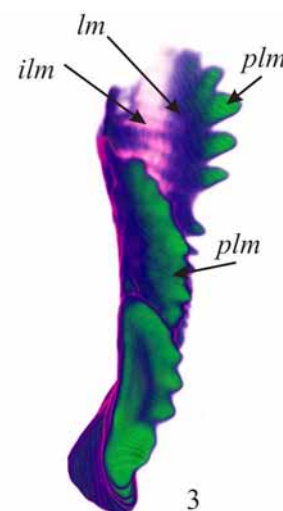


Fig. 1. Slices of the tomograms of the Pa-element of *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) with different spatial resolution: 1 — 5 μm voxel tomography, paralamellar tissue is light grey, lamellar tissue is grey, and interlamellar tissue is dark grey; 2 — 2 μm voxel tomography, paralamellar and lamellar tissues are grey, interlamellar tissue is dark grey; 3 — Position of the slice showed on the 3D reconstruction. Legend: *lm* — lamellar tissue; *plm* — paralamellar tissue

Рис. 1. Срезы томограмм Pa-элемента *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) с различным пространственным разрешением: 1 — воксель 5 μm , параламеллярная ткань светло-серая, ламеллярная — серая, интерламеллярная — темно-серая; 2 — воксель 2 μm , параламеллярная и ламеллярная ткани серые, интерламеллярная — темно-серая; 3 — положение сечения на трехмерной реконструкции. Условные обозначения: *lm* — ламеллярная ткань; *plm* — параламеллярная ткань



According to the data obtained with thin and polished sections, the interlamellar tissue forms thin septa in the free blade, and narrow strips conforming to growth lamella in the anterior part of the rostrum. The tomograms demonstrate that the «septa» of interlamellar tissue in the free blade, detected in the thin sections, is composed by a number of bowed strips (20–30 μm wide, 4–10 μm thick) separated by lamellar and paralamellar tissues (Figures 3, 4). Similar, but smaller, strip-like structures of the interlamellar tissue were detected in the lower part of the posterior process, beneath the carina (Figure 5).

Conclusions

The results obtained allow reconstructing internal composition of the study Pa elements and improving data about

paralamellar and interlamellar tissues distribution. The CT data demonstrate that paralamellar tissue composes cores of the denticles, especially in the posterior carina, upper parts of the rostral ridges, and sheets in the platform (Figure 2); interlamellar tissue composes strip-like structures in the free blade, anterior rostrum, and lower part of the carina (Figure 4, 5).

The results demonstrate perspectives of using the CT in histological study of conodont elements and for producing precise 3D histological models of conodont elements.

Acknowledgments. Author wish to thank A. Zherlygin and A. Shtrylyayeva (NMSU «Gornyi») for their assistance during micro-CT study of conodont elements, and anonymous reviewer for constructive remarks. The investigations were supported by the Uralian Branch of RAS Grant #15-18-5-37.

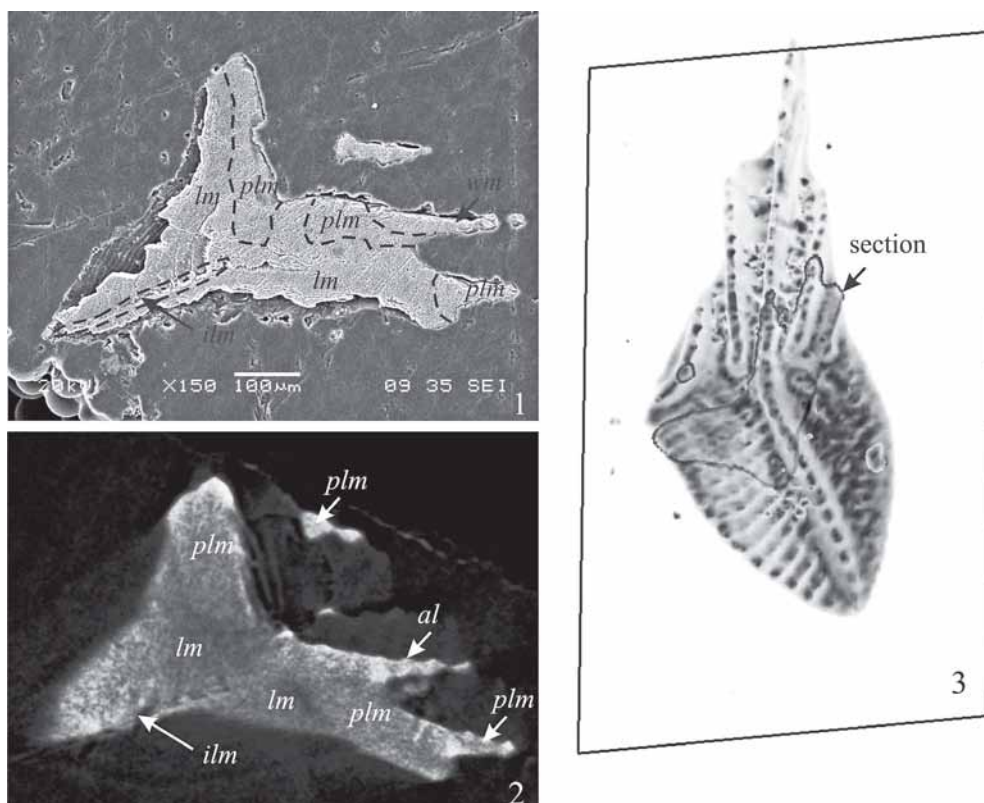


Fig. 3. Distribution of the hard tissues in the Pa-elements of *Siphonodella quadruplicata*: 1 — SEM-image of the oblique polished section; 2 — tomogram slice corresponding to the section in the Figure 3.1; 3 — position of the section. Legend: *lm* — lamellar tissue; *ilm* — interlamellar tissue; *plm* — paralamellar tissue; *al* — albid tissue

Рис. 3. Распределение твердых тканей в Па-элементах *Siphonodella quadruplicata*: 1 — SEM-изображение косого полированного сечения; 2 — томографическое сечение, отвечающее сечению на Fig. 3.1; 3 — положение сечения. Условные обозначения: *lm* — ламеллярная ткань; *ilm* — интерламеллярная ткань; *plm* — параламеллярная ткань; *al* — альбидная ткань

References

1. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B. № 353, 1998, pp. 633–666.
2. Frank-Kamenetskaya O. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V., Rozhdestvenskaya I. V., Banova I. I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Knip R. Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects. *Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1*, 2008, pp. 229–231.
3. Görög Á., Szinger B., Tóth E., and Viskok J. Methodology of the micro-computer tomography on foraminifera. *Palaeontologia Electronica* Vol. 15, Issue 1; 2012, 15 p.; palaeo-electronica.org/content/issue-1-2012-technical-articles/121-methodology-of-ct-on-forams
4. Goudemanda N., Orchard M. J., Urdy S., Bucher H., and Tafforeau P. Synchrotron-aided reconstruction of the conodont feeding apparatus and implications for the mouth of the first vertebrates. *PNAS Early Edition*, 2011, yflj e vfhbyrb d,e[u cghjcbnm]

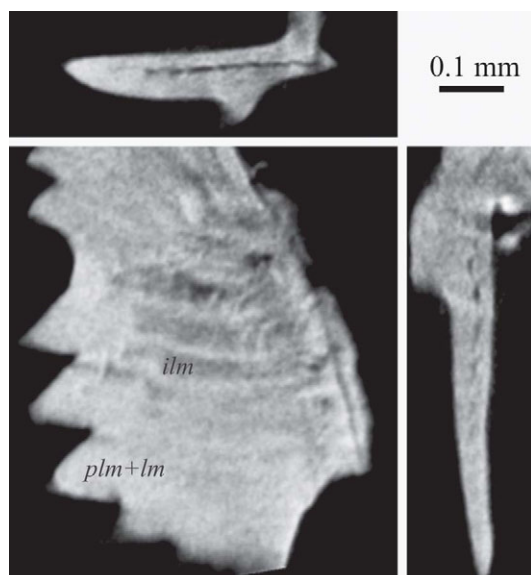


Fig. 4. Distribution of the interlamellar tissue in the free blade of Pa-element of *Siphonodella quadruplicata*. Interlamellar tissue is dark grey, lamellar and paralamellar tissues are light grey. Orthogonal slices of the tomogram (2 μ m voxel)

Рис. 4. Распределение интерламеллярной ткани в свободном листе Па-элемента *Siphonodella quadruplicata*. Интерламеллярная ткань темно-серая, ламеллярная и параламеллярная ткани светло-серые. Ортогональные сечения томограммы (воксель 2 μ)

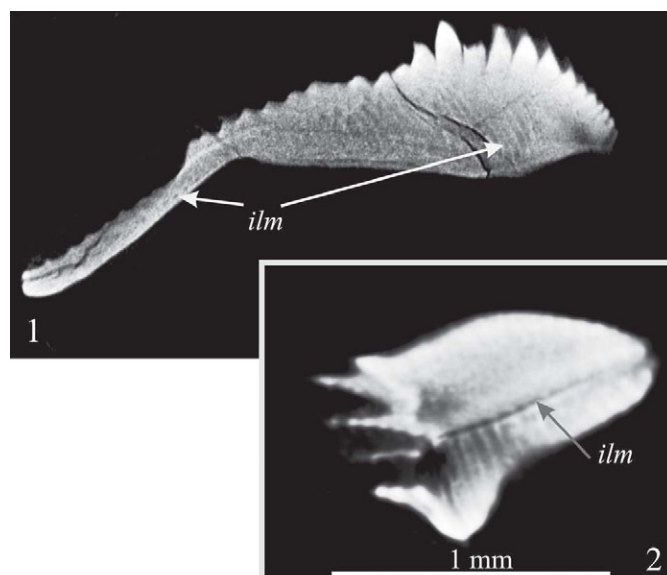


Fig. 5. Distribution of the interlamellar tissue (*ilm*) in the posterior process and free blade of the Pa-element of *Siphonodella quadruplicata*. Slices of the tomogram

Рис. 5. Распределение интерламеллярной ткани (*ilm*) в заднем отростке и свободном листе Па-элемента *Siphonodella quadruplicata*. Сечения томограмм

5. Murdock D. J. E., Dong X.-P., Repetski J. E., Marone F., Stampanoni M., and Donoghue P.C.J. The origin of conodonts and of vertebrate mineralized skeletons. *Nature* 502, 2013, pp. 546—549.

6. Pakhnevich, A.V. Study of fossil and recent brachiopods, using a Skyscan 1172 X-ray microtomograph. *Paleontological Journal* 44 (9), 2010, pp. 1217—2010.

7. Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O. V., Oztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A. V., and Kniep R. Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory. *Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009—2010*. 2011, pp. 171-176.

8. Shtyrlyayeva A. A., Zhuravlev A. V. The method of improving of resolution of X-ray microtomography. *Vestnik IG*. No. 6. 2016, pp. 24—27. (In Russian, with English abstract). DOI: 10.19110/2221-1381-2016-6-24-27

9. Tafforeau P., Boistel R., Boller E., Bravin A., Brunet M.,

Chaimanee Y., Cloetens P., Feist M., Hossowska J., Jaeger J.-J., Kay R. F., Lazzari V., Marivaux L., Nel A., Nemoz C., Thibault X., Vignaud P., Zabler S. Applications of X-ray synchrotron microtomography for non-destructive 3D studies of paleontological specimens. *Applied Physics A*. 83, 2006, pp. 195—202.

10. Turner S., Burrow C. J., Schultze H.-P., Blicek A., Reif W.-E., Rexroad C. B., Bultynck P., and Nowlan G. S. False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited. *Geodiversitas* 32 (4), 2010, pp. 545—594.

11. Zhuravlev A. V. Potentialities of computed microtomography for conodont elements study. *Lithosfera*, 2, 2013, pp. 163-166. (In Russian with English abstract).

12. Zhuravlev A. V. Morphology, histology, and ontogenetic changes of Pa elements of *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) (conodonts, Early Carboniferous). *Lithosfera*, 4, 2014, pp. 100—105. (In Russian with English abstract).

13. Zhuravlev A. V., Vevel Y. A. Possibilities of computed microtomography application in micropalaeontological and lithological studies. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*. 7(2), 2012. available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/21_2012.eng.pdf

Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts

ДЕНЬ РОССИЙСКОЙ НАУКИ • DAY OF RUSSIAN SCIENCE

On the 8th of February the action «Day of open laboratories» was held within the celebrations of Day of Russian science in the Institute of geology of Komi SC UB RAS. The guests could visit free the exhibitions of Geological museum named after A. A. Chernov presented in eight exhibition halls: mineral resources, mineralogy, lithology, petrography, history of geological researches, paleontology and stratigraphy, precious stone and in the hall «Noahs Arc» (A. P. Borovinskikh's private collection).

Восьмого февраля в рамках празднования Дня российской науки в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН проводилась акция «День открытых лабораторий». Гостям предоставлялась возможность свободного посещения экспозиций Геологического музея им. А. А. Чернова, расположенных в восьми выставочных залах: полезных ископаемых, минералогии, литологии, петрографии, истории геологических исследований, палеонтологии и стратиграфии, камнесамоцветного сырья и в зале «Ноев ковчег» (частная коллекция А. П. Боровинских). С учетом пожеланий посетителей были организованы четыре группы с экскурсионным обслуживани-

ем. Число гостей превысило 150 человек. Некоторые посетители впервые познакомились с экспозицией музея и были приятно удивлены богатству и разнообразию минерально-сырьевых ресурсов Республики Коми. Школьники расширили свои знания о геологии как о науке, изучающей полезные ископаемые, и узнали об интересных палеонтологических находках. Большой интерес вызвал скелет тарбозавра (рис. 1). Свободный доступ к крупным штуфам не оставил равнодушными маленьких посетителей. Они с удовольствием обнимали крупные кристаллы кварца, нюхали нефтенасыщенный песчаник и пробовали сереговскую соль (рис. 2).



Рис. 1. В зале палеонтологии

Fig. 1. In the Paleontology hall



Рис. 2. За новыми находками

Fig. 2. Toward new finds



Рис. 3. Череп трематозавридного батрахоморфа

Fig. 3. Skull of trematosauride batrachomorph

Особым подарком к празднику стал палеонтологический образец древнего земноводного, переданный в музей жителями Сыктывкара. Окаменелость представляет собой почти целый череп трематозавридного батрахоморфа *Vladlenosaurus alexeyevi* Novikov с хорошо сохранившимся нёбом, верхней челюстью и затылочной частью. Из породы отчетливо проступают почерневшие кости и зубы (рис. 3).

Размер черепа (17 x 26 см) древнего пресноводного хищника позволяет предположить, что он принадлежал средней по размеру особи длиной примерно метр. В обнажениях р. Лузы известно более пятнадцати местонахождений раннетриасовых позвоночных. Данный образец древнего ископаемого в фондах музея является первым, характеризующим земноводную юрскую фауну.

День открытых дверей дал возможность всем желающим посетить Институт геологии и Геологический музей им. А. А. Чернова, познакомиться с направлениями исследований современной геологии и побудить к новым находкам.

И. Астахова, Л. Жданова, П. Юхтанов

ДНИ АРКТИКИ • ARCTIC DAYS

The Arctic Days were held on the base of National library of Komi Republic from the 26th to the 28th of February. The program included exhibitions of photos and pictures, lectures of scientists, meetings with travelers, master classes for children, book presentations and others.

Дни Арктики проходили на площадке Национальной библиотеки Республики Коми с 26 по 28 февраля. В программу вошли выставки фотографий и картин, лекции

ученых, встречи с путешественниками, мастер-классы для детей, презентации книг и др.

Блестящая лекция доктора геолого-минералогических наук, главного научного сотрудника Института геологии В. И. Силаева «Сокровища Пай-Хоя, островов Вайгач и Новой Земли» вызвала неподдельный интерес слушателей. Лектор не ограничился рассказом о богатствах недр одного из ключевых арктических регионов, остановился и на политико-экономических аспектах необходимости освоения Арктики. В. И. Силаев поделился своими впечатлениями от общения с местными жителями Пай-Хоя и Вайгача, где ему довелось провести более десяти экспедиций. Продемонстрировал образцы полезных ископаемых: флюорит из Амдермы, медно-никелевую руду Центрального Пай-Хоя, свинцово-цинковую руду островов Вайгач и Новая Земля и др., рассказал об истории открытия и освоения сокровищ Арктики.

Успешному проведению дней Арктики способствовала активная помощь в организации сотрудников институтов Коми научного центра (экономисты, биологи, геологи) и участие членов Коми отделения Русского географического общества Т. Е. Дмитриева и П. П. Юхтанова. Работала дискуссионная площадка «Арктика великая и уязвимая», которую проводила к. б. н. Е. Н. Потова. Бывалые путешественники С. В. Семяшкин и В. Ю. Данько рассказали о своих походах в арктические районы и участвовали в мастер-классах по организации арктического туризма.

П. Юхтанов



Доклад В. И. Силаева «Сокровища Пай-Хоя, островов Вайгач и Новой Земли»

V. I. Silaev's report «Treasures of Pay-Khoy, Vaygach and Novaya Zemlya islands»

ЮНОСТЬ ЗЕМЛИ ГЛАЗАМИ ХУДОЖНИКА • YOUTH OF THE EARTH BY ARTISTS EYES

Velegzhaninov Oleg Petrovich is an artist of wide range, he tried his hand in many directions of graphic art — from art photography, drawing, carved sculpture to pointillist water colors and oil. However he found his unique style in engraving. He chiseled about two hundred engravings with the only artist-visible, enigmatic, inviting, near-existing world on them. Oleg Petrovich, artist and geographist by education, always finds his inspiration in biology and geology.

Для Олега Петровича Велегжанинова, художника и географа по образованию, источниками вдохновения всегда служили биология и геология. На его гравюрах среди гигантских папоротников и хвощей гуляют динозавры и парят птеродактили. 15 февраля 2017 года в Национальной галерее РК, в экспозиции «Пейзажи Севера» открылась выставка художника-графика. На ней представлено более ста шестидесяти работ, выполненных в различных техниках: линогравюра, масло, акварель и резьба по дереву. Как рассказал на открытии выставки художник, многие сюжеты и образы он черпает из науки о вымерших растениях и животных — палеонтологии. Видимо, поэтому на афише выставки он и представлен как художник-палеонтолог.

Олег Петрович — художник широкого профиля, он пробовал себя во многих направлениях изобразительного искусства — от художественной фотографии, рисунка, резной скульптуры до пуантиллистической акварели и масла. Однако свой неподражаемый стиль ему удалось найти в



О. П. Велегжанинов
O. P. Velegzhaninov



О. П. Велегжанинов. Мезозой

O. P. Velegzhaninov. Mesozoic



О. П. Велегжанинов. Жуки и кристаллы

O. P. Velegzhaninov. Beetles and crystals



О. П. Велегжанинов. Лонгисквама

O. P. Velegzhaninov. Longisquama

гравюре. Из-под его резца вышло почти две сотни гравюр, на которых предстает видимый только художнику загадочный, манящий, существующий где-то рядом с нами мир. Это мир вечного совершенства, спокойствия и в то же время неукротимой динамики природы, мир смешения всех стихий. В этом мире гармонически слились воедино и земля, и вода, и небо, дикие и привычные растения и животные, человеческие фигуры и сказочные существа.

Институт геологии всегда поддерживал дружеские отношения с О. П. Велегжаниновым и стремился популяризировать творчество этого самобытного художника. *Вестник* часто печатал работы Олега Петровича, его гравюры украшают обложки ежегодных сборников научных конференций института: «Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе», «Структура, вещество, история Тимано-Североуральского сегмента» и других изданий.

В 1997 году институт издал приложение к журналу *Вестник* — первый альбом «Гравюры художника О. П. Велегжанинова». В 2002 году в приложении к *Вестнику* вышел второй практически полный альбом, который включил практически все репродукции гравюр художника.

Н. Ковальчук

ХРОНИКА

8 февраля в рамках празднования Дня российской науки в институте прошел день открытых дверей.

26 февраля — 85 лет со дня рождения д. г.-м. н. Василия Ивановича Чалышева, заведующего лабораторией литологии и осадочного рудогенеза, заслуженного деятеля науки Коми АССР (1932—1975).

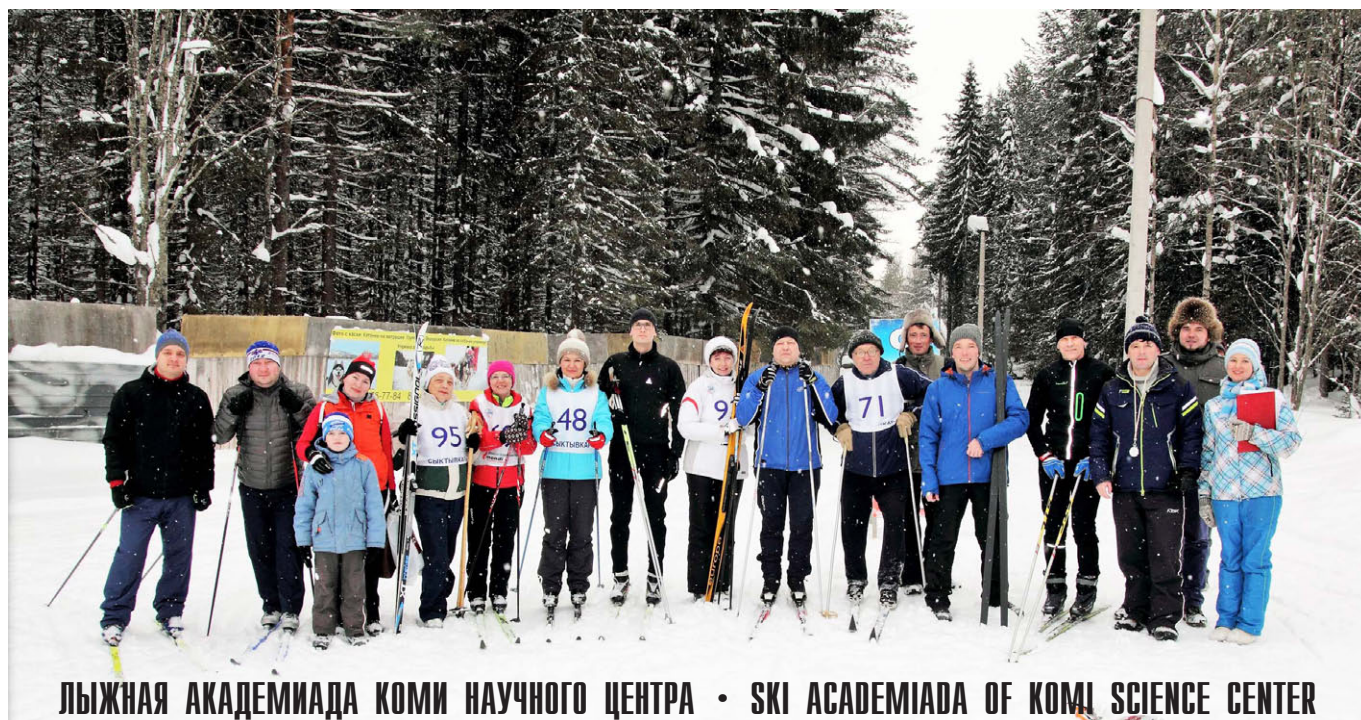
26—28 февраля на площадке Национальной библиотеки Республики Коми сотрудники института приняли участие в организации Дней Арктики.

Chronicle

February 8 — The Institute held the Open House within the celebration of the Russian Science Day.

February 26 — 85 years since the birthday of Dsc (geology and mineralogy) Vasily Ivanovich Chalyshev, head of the laboratory of lithology and sedimentary ore genesis, Honored Scientist of the Komi ASSR (1932—1975)

February 26—28 — The staff of the Institute arranged the Arctic Days in the National Library of Komi Republic.



ЛЫЖНАЯ АКАДЕМИАДА КОМИ НАУЧНОГО ЦЕНТРА • SKI ACADEMIADA OF KOMI SCIENCE CENTER

On the eve of nationwide «Russian ski run» our Komi Science Center conducted already traditional sport event, which was also selective for All-Russian Academiada-2017. Start was held on 5 km ski distance «Dinamo».

Накануне всеобщей «Лыжни России» наш Коми научный центр провел своё уже традиционное спортивное мероприятие, которое является также отборочным на все-российскую Академиаду-2017. Старт проходил на прогулочной пятёрке «Динамо».

Заявилось почти 100 человек (уже стандартная цифра). Интересным нововведением оказалось участие детей сотрудников. Самому молодому участнику — Тимуру Ходакову — было 7 лет (от Института геологии бежала целая семья). Наш ветеран, Геннадий Георгиевич Есев, накануне своего 77-летия пробежал дистанцию быстрее 30 минут безо всякой современной экипировки.

Среднее время участников оказалось примерно таким же, что и год назад. Самые плотные результаты — также между 15 и 16 минутами. В этом диапазоне каждые 5—10 секунд — это одно место в общем табеле.

Тройка лидеров у мужчин (куда входят двое наших сотрудников: Денис Машин и Александр Литвиненко) и пара лидирующих женщин (химики) остаются без изменений, лишь иногда меняются между собой результатами. Эти пятеро — основа сборной Коми НЦ на общероссийских академиадах. Остальным до них пока далеко. Институт химии третий год подряд выигрывает кубок Коми НЦ (наши поздравления). Мы уступаем им лишь потому, что не хватает второго хорошего результата у женщин.

А теперь немного о личном результате. Из-за прошлогоднего пропуска я стартовал во второй половине участников. За мной с задержкой в 15 сек бежал мальчик лет 12 (был заявлен от физиологов). Увидев мой стартовый номер, он сказал, обращаясь к кому-то: «О! Вот этого дядю я обгоню». «Это мы еще посмотрим», — подумал я и рванул. От мальчика я убежал и даже впервые выбежал из 20 минут (результат около 19), заняв соответствующее место в четвертом десятке. Посмотрим, обгонит ли этот парнишка «дядю» в следующий раз, тем более что его результат не намного хуже.

Г. Каблус



Ответственный за выпуск:
Н. С. Ковальчук

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

Компьютерная верстка
Т. В. Хазовой

Подписано в печать 21.03.2017

Тираж 180



Заказ 1036

Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

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

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