



Вестник



Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН

Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Декабрь 2018 г., № 12 (288)

Содержание

Научные статьи

- Комплексные геофизические исследования разломных зон Вычегодского прогиба
В. В. Удортин, А. Ш. Магомедова, Ю. Е. Езимова 3
- Каналы травления в гранатах из аллювия р. Сюзью (Южный Тиман)
Н. Ю. Никулова, И. Н. Бурцев, Б. А. Макеев, В. Н. Филиппов, Д. О. Машин 12
- Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле реки Куи на северо-западе Большеземельской тундры
М. Н. Буравская, Т. И. Марченко-Ваганова 16
- Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): новые данные
А. С. Шуйский, О. В. Удортин, Е. Л. Миллер, М. А. Кобл 23
- Строение типового разреза нижнекаменноугольных отложений восточной подзоны Лемвинской зоны (Полярный Урал). Часть 1. Литологический репер
В. А. Салдин 31
- Золотоносность локальных участков метасоматического изменения риолитов месторождения Чудное (Приполярный Урал)
С. К. Кузнецов, С. А. Онищенко 39
- Преимущества ультрафиолетовой рамановской спектроскопии при исследовании наноструктурированных углеродных веществ
С. И. Исаенко, Т. Г. Шумилова, В. А. Казаков 46

Хроника, события, факты

- Юрий Павлович Ивенсен
(к 110-летию со дня рождения) 52
- Софья Владимировна Грум-Гржимайло
(к 110-летию со дня рождения) 58
- Подготовка геологических кадров: новый выпуск специалистов 55

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 — 2018:

- | | |
|---|---|
| <i>А. И. Антошкина</i> , Сыктывкар, Россия | <i>С. К. Кузнецов</i> , Сыктывкар, Россия |
| <i>М. А. Т. М. Брокманс</i> , Тронхейм, Норвегия | <i>М. Мартинс</i> , Ору-Прету, Бразилия |
| <i>И. Н. Бурцев</i> , Сыктывкар, Россия | <i>Т. П. Майорова</i> , Сыктывкар, Россия |
| <i>Д. А. Бушнев</i> , Сыктывкар, Россия | <i>Ж. К. Мелгарехо</i> , Барселона, Испания |
| <i>Ю. Л. Войтеховский</i> , Санкт-Петербург, Россия | <i>Ф. Мон</i> , Пекин, Китай |
| <i>А. Д. Гвишиани</i> , Москва, 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. Удортин</i> , Сыктывкар, Россия |
| <i>В. А. Коротеев</i> , Екатеринбург, Россия | <i>М. А. Федонкин</i> , Москва, Россия |
| <i>С. В. Кривовичев</i> , Санкт-Петербург, Россия | |



Content

Scientific articles

- Complex geophysical research of the Vychegda depression fault zones
V. V. Udoratina, A. Sh. Magomedova, Yu. E. Ezimova 3
- Etch channels in garnets from alluvium of Syuzyu river (South Timan)
N. Yu. Nikulova, I. N. Burtsev, B. A. Makeev, V. N. Filippov, D. O. Mashin 12
- Paleogeographic and sedimentation features of the formation of oxbow-lake sediments in the Kuya river old stream channel in the northwest of Bolshezemelskaya tundra
M. N. Buravskaya, T. I. Marchenko-Vagapova 16
- Granites of the Gerdiz massif (Polar Urals): new data
A. S. Shuyskiy, O. V. Udoratina, E. L. Miller, M. A. Coble 23
- Composition of the typical section of the lower carboniferous deposits of the eastern subzone of the Lemva zone (Polar Urals). Part 1. Lithological marker
V. A. Saldin 31
- Gold-bearing capacity of local areas of metasomatically altered rhyolites (the Chudnoe deposit in the Subpolar Urals)
S. K. Kuznetsov, S. A. Onishchenko 39
- Advantages of ultraviolet Raman spectroscopy for study of nanostructured carbon substances
S. I. Isaenko, T. G. Shumilova, V. A. Kazakov 46

Chronicle, events, facts

- Yury Pavlovich Ivensen
(for the 110th Anniversary of the birth) 52
- Geological personnel training:
new graduation of specialists 55
- Sofya Vladimirovna Groom-Grzhimailo
(for the 110th Anniversary of the birth) 58

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

2018 Editorial Board:

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhevsky, Saint Petersburg, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, 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



КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ВЫЧЕГОДСКОГО ПРОГИБА

В. В. Удоратин, А. Ш. Магомедова, Ю. Е. Езимова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

udoratin@geo.komisc.ru; asmagomedova@geo.komisc.ru; yeezimova@geo.komisc.ru

В статье приводятся результаты комплексных геофизических исследований разломных зон Вычегодского прогиба. На первом этапе исследований выполнялось трассирование разломов по данным сейсморазведки и потенциальных полей, затем проводился радоновый мониторинг. Результаты показали, что разломы Вычегодского прогиба достоверно отмечаются на сейсмических временных разрезах. По данным потенциальных полей, наиболее отчетливо разломы выражены в магнитном поле. В поле радона нарушения соответствуют областям повышенных значений объемной активности радона. Используя перечисленные методы, были выделены Вычегодско-Локчимский, Кельтминский, Вишерский разломы и скорректировано местоположение Притиманского разлома. Таким образом, представленный комплекс методов позволяет картировать разломы, перекрытые осадочным чехлом в пределах платформ.

Ключевые слова: разломы, сейсмические методы, гравимагнитные исследования, объемная активность радона.

COMPLEX GEOPHYSICAL RESEARCH OF THE VYCHEGDA DEPRESSION FAULT ZONES

V. V. Udoratin, A. Sh. Magomedova, Yu. E. Ezimova

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The article presents the results of complex geophysical studies of the fault zones of the Vychegda depression. At the first stage of the investigation, fault tracing was performed based on seismic data and potential fields, followed by radon monitoring. The results showed that the faults of the Vychegda depression were reliably identified in seismic time sections. According to the data of potential fields, faults were most distinctly expressed in a magnetic field. In the radon field, the dislocations corresponded to the areas of increased the volume radon activity. Using the methods listed above, the Vychegodsko-Lokchinskiy, Keltminskiy, and Visherskiy faults were identified and the location of the Predtimanskiy fault was corrected. Thus, the presented complex of methods allows mapping the faults covered by the sedimentary cover within the platforms.

Keywords: faults, seismic methods, gravimagnetic studies, volume radon activity.

Введение

Изучение глубинного строения, тектоники, неоготектоники в рамках академической науки связано прежде всего с нахождением новых критериев для поиска месторождений полезных ископаемых, как рудных, так и углеводородных, что наиболее актуально для территории Тимано-Североуральского региона. Немаловажную роль в последние годы такие исследования играют и для рассмотрения вопросов сейсмичности региона. Особое внимание в данном аспекте уделяется изучению разломной тектоники региона. Выделение разломных зон на местности имеет существенное практическое значение для определения границ распространения связанных с ними рудопроявлений, месторождений углеводородов, землетрясений и т. д. Для большинства регионов, в том числе и Тимано-Североуральского, выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения на первое место выходят геофизические методы. Несомненно, наиболее надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удается получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода. Наиболее эффективно при картировании применять комплексирование методов [16].

Разломные зоны в рассматриваемом регионе в земной коре намечались в основном по материалам региональных геофизических съемок, главным образом гра-

виметрической и магнитной, и, как правило, подтверждались сейсморазведочными работами и бурением. Признаки, на которых основано выделение разломов с помощью анализа карт магнитных полей и поля силы тяжести, общеизвестны и достаточно широко освещены в литературе. Изучению разломной тектоники на территории Европейского Северо-Востока России посвящены многие исследования, результаты которых были использованы в данной работе [1–6, 8, 9, 12, 14, 18, 19]. Построенные разными авторами карты и схемы блокового строения, разломной тектоники региона, несмотря на существенное сходство, несут и определенные различия, иной раз даже принципиальные, как в генезисе, так и в местоположении структур [10].

В данной работе решалась задача картирования разломных зон Вычегодского прогиба, имеющего сложное тектоническое положение и слабую геофизическую изученность. В комплекс исследований помимо традиционных методов включена радоновая съемка.

Объект исследования

Вычегодский прогиб составляет юго-восточную часть Мезенской синеклизы и является самой погруженной ее частью. Глубина погружения фундамента достигает 8 и более километров [15]. По поверхности эпикарельского фундамента Вычегодский прогиб ориентирован в северо-западном направлении вдоль Тиманской гряды и имеет размеры 400 на 120 км (рис. 1). В юго-восточной части ширина прогиба заметно уменьшается и имеет размеры 50–70 км. Границы прогиба и строение фундамента четко видны на картах магнитного и поля и силы тяжести. Сочленение проги-

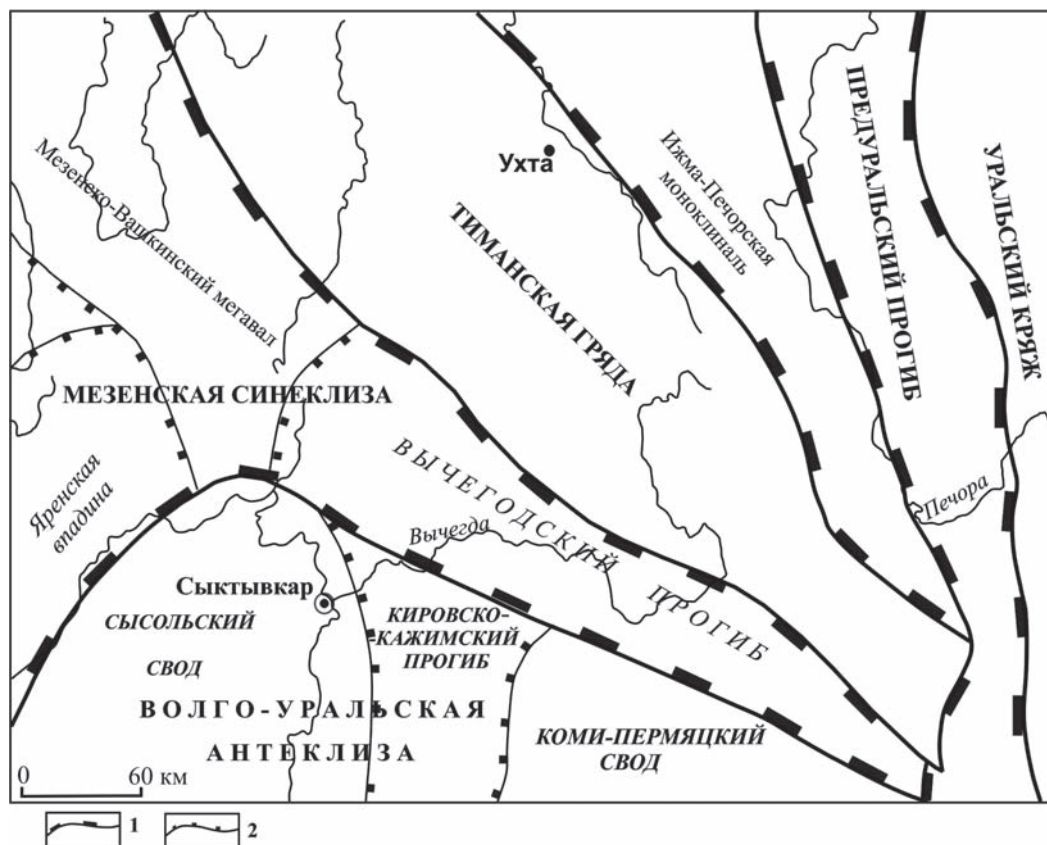


Рис. 1. Схема тектонического районирования Европейского Севера России по поверхности фундамента [14]. Границы структур: 1 — надпорядковые, 2 — первого порядка

Fig. 1. Scheme of tectonic zoning of the European North of Russia on the basement surface [14]. The boundaries of structures: 1 — super-order, 2 — first order

ба с Сысольским и Коми-Пермяцким сводами Волго-Уральской антеклизы проходит по серии региональных разломов. Северо-восточная граница Вычегодского прогиба в современном структурном плане проходит по Западно-Тиманскому глубинному разлому. Однако многие исследователи (Г. А. Гафаров, В. А. Дедеев, В. А. Разницын, Л. В. Моторина, Т. А. Михайлова и др.) отмечают надвигание структур Тимана на Вычегодский прогиб, и, следовательно, восточная граница смещается к северо-востоку, особенно по отложениям венда и рифея. Эта граница прослеживается вдоль Обдырского и Синдорского валов, в центральной части совпадает с зонами региональных широтных нарушений, имеет ступенчатый характер и выходит на Полюдовское поперечное поднятие. Сочленение Вычегодского прогиба в юго-восточной части с Соликамской впадиной имеет ступенчатый характер. Прогиб также находится в сочленении с Кировско-Кажимским авлакогеном.

Результаты работ

Одной из основных задач наших исследований являлось выделение разломных зон с максимально возможной точностью и достоверностью. В рамках геофизических исследований нами были выполнены работы для выявления поисковых признаков разломов, где был применен комплекс методов, позволяющих осуществлять:

- 1) интерпретацию карт магнитных и гравитационных полей различного масштаба с целью определения местоположения зон разрывов в первом приближении;
- 2) анализ сейсмических данных;
- 3) измерение объемной активности радона-222

(ОАР) в почвенном воздухе как фактора наличия повышенной раздробленности и флюидопроницаемости пород в разрезе.

Если традиционные геофизические методы (гравиметрические, магнитометрические, сейсмические, электроразведочные), как правило, применяются для изучения глубинного строения в комплексе в различных соотношениях, то измерение ОАР и использование полей микросейсм стало популярным в последнее время в связи с их эффективностью [7, 11, 13].

Предлагаемый комплекс ранее был успешно применен при исследованиях глубинного строения Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов [16]. В данной работе рассмотрим первые три аспекта исследований.

Сейсмические исследования

Основным методом изучения глубинного строения, а также разломной тектоники является сейсмический в различных его модификациях: метод отраженных волн (МОВ), метод общей глубинной точки (МОГТ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), метод обменных волн землетрясений (МОВЗ).

В сейсмическом отношении регион изучен крайне слабо, неравномерно как по площади, так и по разрезу (рис. 2). Сейсмические исследования методом отраженных волн и более совершенным методом общей глубинной точки планомерно проводились на юге Республики Коми в 1970–1995 гг. (В. Г. Радченко, В. Д. Гудкова, 1970; Л. В. Моторина, Г. А. Шкурина, 1984; Т. А. Михайлова и др., 1985; Т. А. Михайлова,

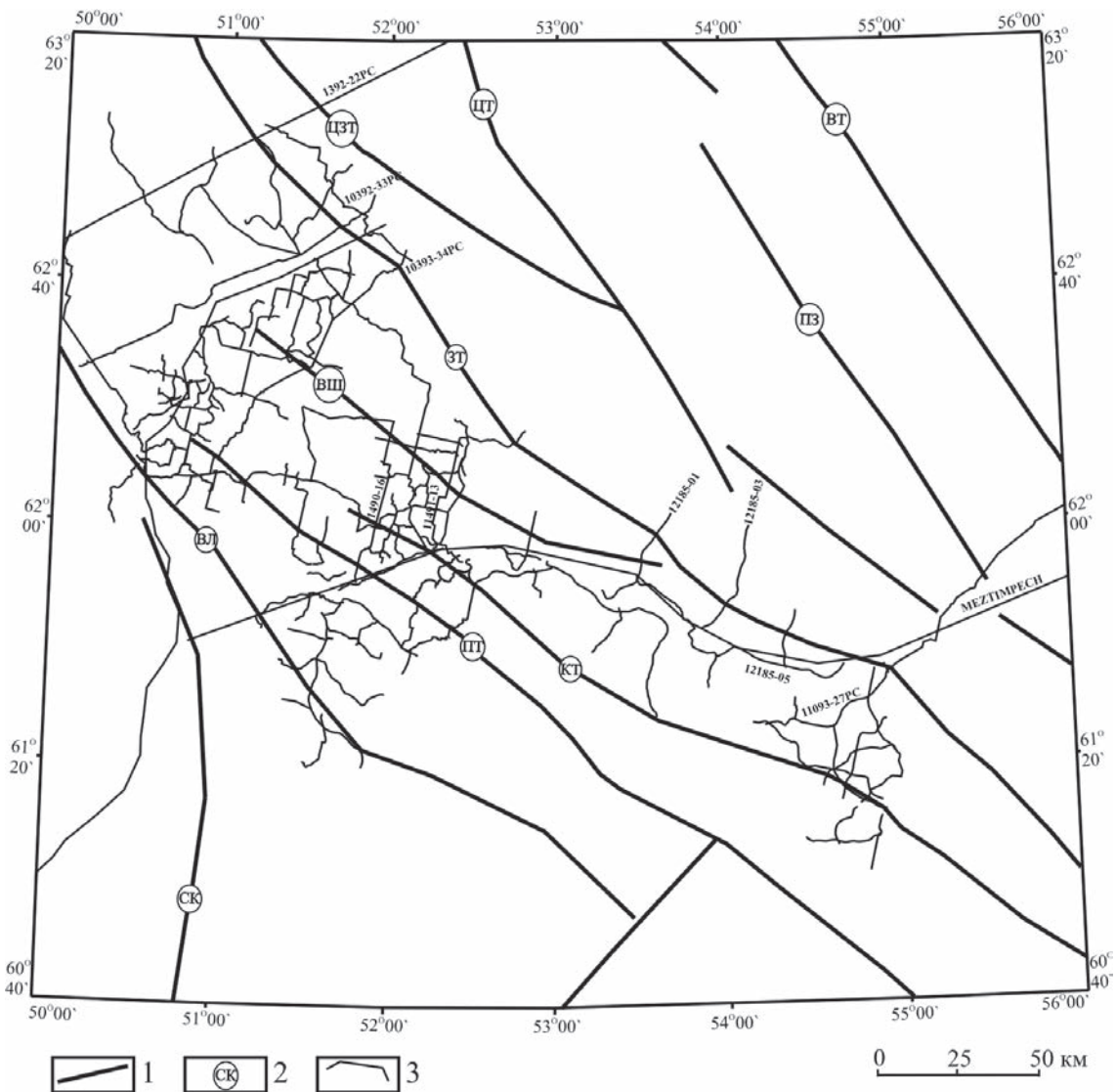


Рис. 2. Схема сейсмической изученности района исследований (составил В. В. Удоратин по материалам ПГО «Печора-геофизика»): 1 — разломные зоны; 2 — название разломов: СК — Сыктывкарский, ВЛ — Вычегодско-Локчимский, ПТ — Притиманский, КТ — Кельтминский, ВШ — Вишерский, ЗТ — Западно-Тиманский, ЦЗТ — Центральнo-Западно-Тиманский, ПЗ — Пузлинский, ВТ — Восточно-Тиманский; 3 — сейсмические профили

Fig. 2. Scheme of seismic study of the research area (compiled by V. V. Udoratin based on the materials of the PGO «Pechorageophysica»): 1 — fault zones; 2 — the name of the faults: СК — Syktyvkar'skiy, ВЛ — Vychegodsko-Lokchinskiy, ПТ — Pritimanskiy, КТ — Kelt'minskiy, ВШ — Visherskiy, ЗТ — Zapadno-Timanskiy, ЦЗТ — Centralno-Zapadno-Timanskiy, ПЗ — Puzlinskiy, ВТ — Vostochno-Timanskiy; 3 — seismic profiles

А. П. Мурзина, 1986; Т. А. Михайлова, В. Г. Ерофеева, 1987; В. Д. Гудкова, 1988; Е. М. Баринава и др., 1989; Е. М. Баринава, 1990; Э. П. Досханьянц, 1991, 1992, 1994; 1995). В результате был установлен сложный надвиговый характер зоны сочленения Русской плиты и Тиманской гряды, где выявлена серия глубинных разломов, разделяющих карельский и байкальский блоки фундамента. Определено, что решающую роль в формировании структуры Тиманской гряды играют надвиги с северо-восточным погружением сместителей, часть из которых прослеживается в породах верхнедокембрийского возраста. Хотя объем сейсморазведочных работ для такой большой территории представляется незначительным, он позволил достаточно подробно изучить строение осадочного чехла и выявить основные тектонические структуры.

На исследуемой территории были пройдены отдельные профили КМПВ. В результате этих работ подтвердились выявленные ранее по данным аэромагнит-

ных исследований выступы фундамента и уточнены их контуры, установлены новые, ранее не выделявшиеся, оценена мощность осадочного чехла. Современная интерпретация данных КМПВ, бурения и ранее проведенных магнитометрических и гравиметрических исследований позволила установить блоковое строение фундамента и построить схематическую карту рельефа его поверхности. Кроме того, по всем профилям КМПВ получены сведения о залегании глубинных границ раздела в верхней части земной коры, иногда включая даже поверхность Мохоровичича.

Вблизи исследуемой территории находится профиль глубинного сейсмического зондирования «Рубин», а через весь Вычегодский прогиб проходит профиль МОВЗ MEZTIMPECH, выполненный сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН [15].

Нами рассмотрены материалы сейсмических исследований, результаты интерпретации которых послужили основой для построения схемы разломной текто-

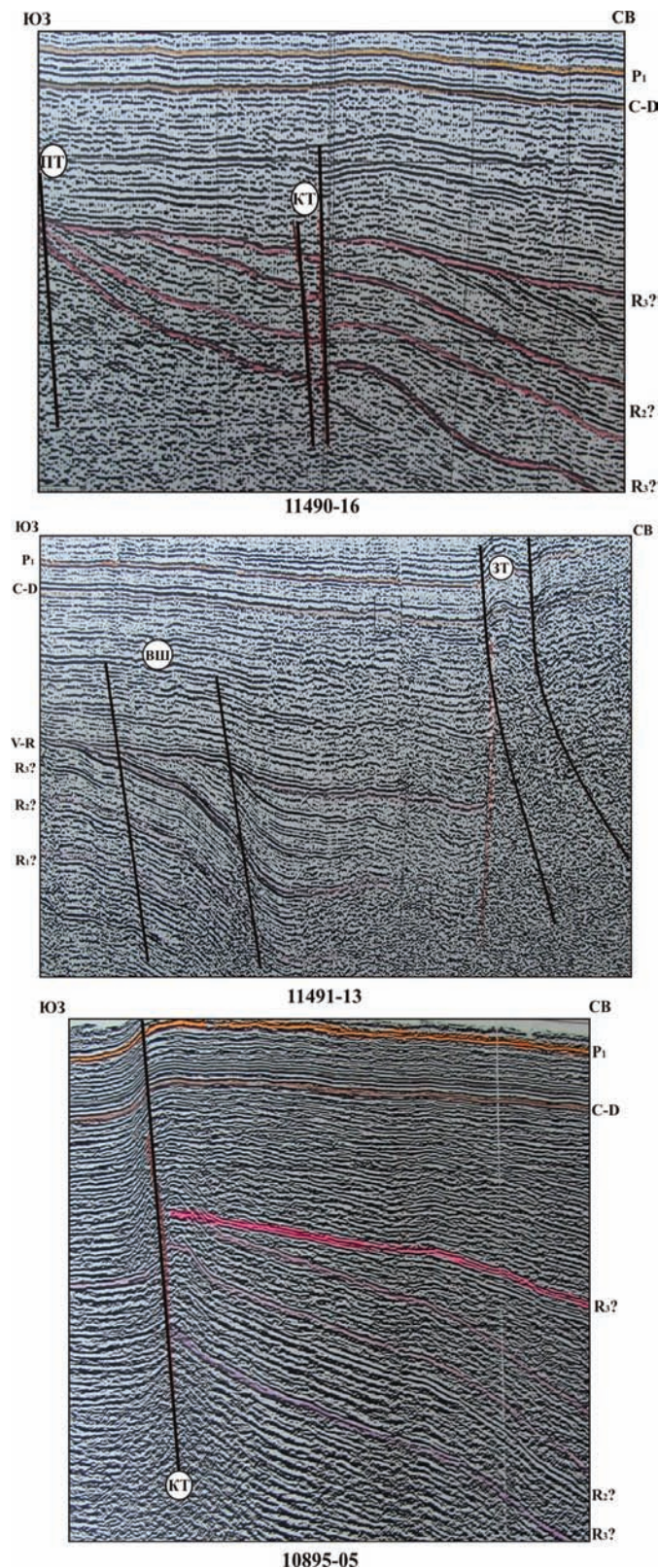


Рис. 3. Фрагменты сейсмических временных разрезов через разломные зоны Вычегодского прогиба: по профилю 11490-16 — через Притиманский и Кельтминский разломы; по профилю 11491-13 — через Западно-Тиманский и Вишерский разломы; по профилю 10895-05 — через Кельтминский разлом (составил В. В. Удоратин по материалам ПГО «Печорагеофизика»)

Fig. 3. Fragments of seismic time sections across the fault zones of the Vychegada depression: along profile 11490-16 — across the Pritimanskiy and Keltminskiy faults; on the profile 11491-13 — across the Zapadno-Timanskiy and Visherskiy faults; on profile 10895-05 — across the Keltminskiy fault (compiled by V.V. Udoratin based on the materials of the PGO «Pechoragheophysica»)

ники. В результате выполненных работ нами выделены Вычегодско-Локчимский, Кельтминский, Вишерский разломы, а также подтверждено и участками скорректировано местоположение Притиманского разлома [17].

Общее погружение фундамента Вычегодского прогиба происходит с запада на восток к Тиманскому кряжу с 2 до 8 км за счет наращивания мощности рифейских отложений. Погружение происходит клиноформно, на отдельных участках — с тектоническими срывами, затрагивающими весь осадочный чехол. С запада на восток выделяются Вычегодско-Локчимский, Притиманский, Кельтминский и Вишерский разломы. На рис. 3 показаны примеры отражения разломных зон на сейсмических разрезах.

Характер сейсмической записи не всегда позволяет выделить точное местоположение сместителей, лишь отчетливо отмечается различие записи в отдельных блоках. Пограничная область порой захватывает 5 км.

Гравимагнитные исследования

Аэромагнитной съемкой масштаба 1:1000000 и 1:200000 покрыта вся площадь Тимано-Северо-уральского региона. На основе выполненных работ были построены и изданы карты аномального магнитного поля (изолинии и графики Та). В результате интерпретации магнитных полей выявлены региональные закономерности строения осадочного чехла и фундамента, его вещественного состава, а также разломной тектоники.

Для изучения фундамента, глубины его залегания, выделения зон тектонических нарушений широко применяются карты аномального поля силы тяжести, его различные трансформации в масштабе 1:200000 и 1:50000. Построение карт и схем тектонического районирования во многом было основано именно на этих материалах и в дальнейшем детализировано в результате проведения сейсмических работ. Однако степень изученности сейсмическими методами отдельных структур сильно отличается.

Нами проведено сопоставление разломных зон, выделенных на основе сейсмических данных, с картами магнитных полей и силой тяжести (рис. 4, 5). Наиболее отчетливо разломные зоны выражены в магнитном поле. Вишерский разлом трассируется по градиентной зоне, разделяющей крупный максимум магнитного поля и линейно вытянутый минимум центральной части Вычегодского прогиба. Кельтминский разлом отграничивает этот же минимум с юга от максимумов северо-западной части Вычегодского прогиба. Притиманский и Вычегодско-Локчимский разломы контролируют зону положительных мозаичных аномалий, представленную переходом линейных аномалий Кировско-Кажимского авлакогена северо-восточного направления в линейные аномалии Вычегодского прогиба северо-западного направления.

В поле силы тяжести выделенные разломы находят меньшее отражение, хотя общие черты сохраняются. Так, Вишерский и Кельтминский разломы ограничивают крупный минимум поля силы тяжести, отвечающий центральной части Вычегодского прогиба, а Притиманский и Вычегодско-Локчимский разломы находятся в переходной зоне смены линейных аномалий северо-восточного направления Кировско-Кажимского авлакогена линейными аномалиями северо-западного направления Вычегодского прогиба.

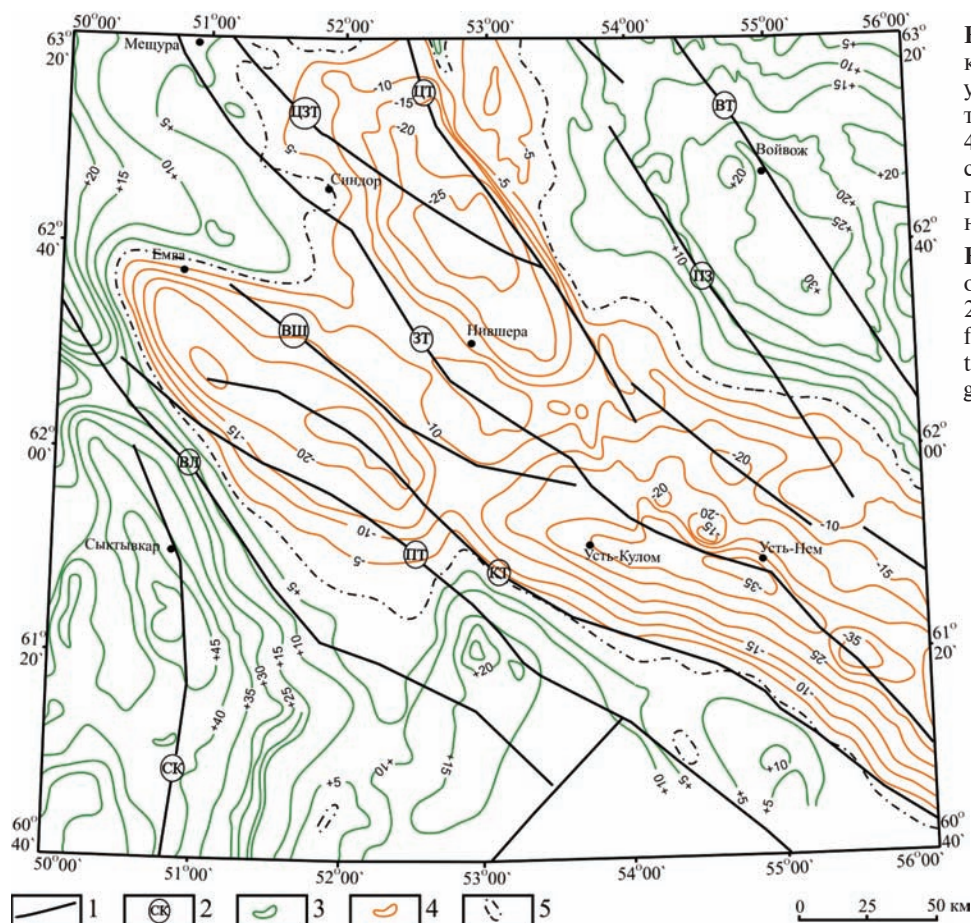


Рис. 4. Фрагмент гравиметрической карты района исследований: 1–2 — усл. обозн. см. на рис. 2; 3 — положительные значения поля силы тяжести; 4 — отрицательные значения поля силы тяжести; 5 — нулевые значения поля силы тяжести (в условных единицах)

Fig. 4. Fragment of the gravimetric map of the study area. 1–2 — legend see Fig. 2; 3 — positive values of the gravitational field; 4 — negative values of the gravitational field; 5 — zero values of the gravitational field (in conventional units)

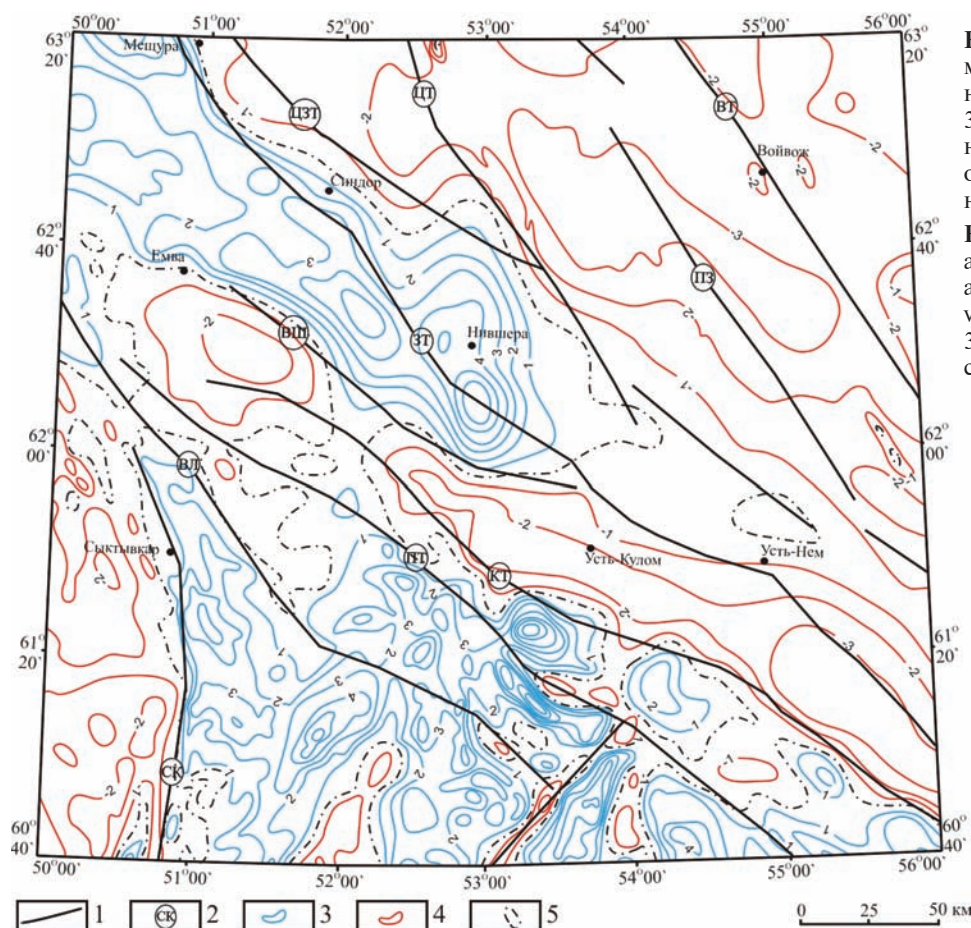


Рис. 5. Фрагмент карты аномального магнитного поля района исследований: 1–2 — усл. обозн. см. на рис. 2; 3–5 — значения аномального магнитного поля: 3 — положительные, 4 — отрицательные, 5 — нулевые (в условных единицах)

Fig. 5. Fragment of the map of the anomalous magnetic field of the research area. 1–2 — legend see Fig. 2; 3–5 — values of the anomalous magnetic field: 3 — positive, 4 — negative, 5 — zero (in conventional units)

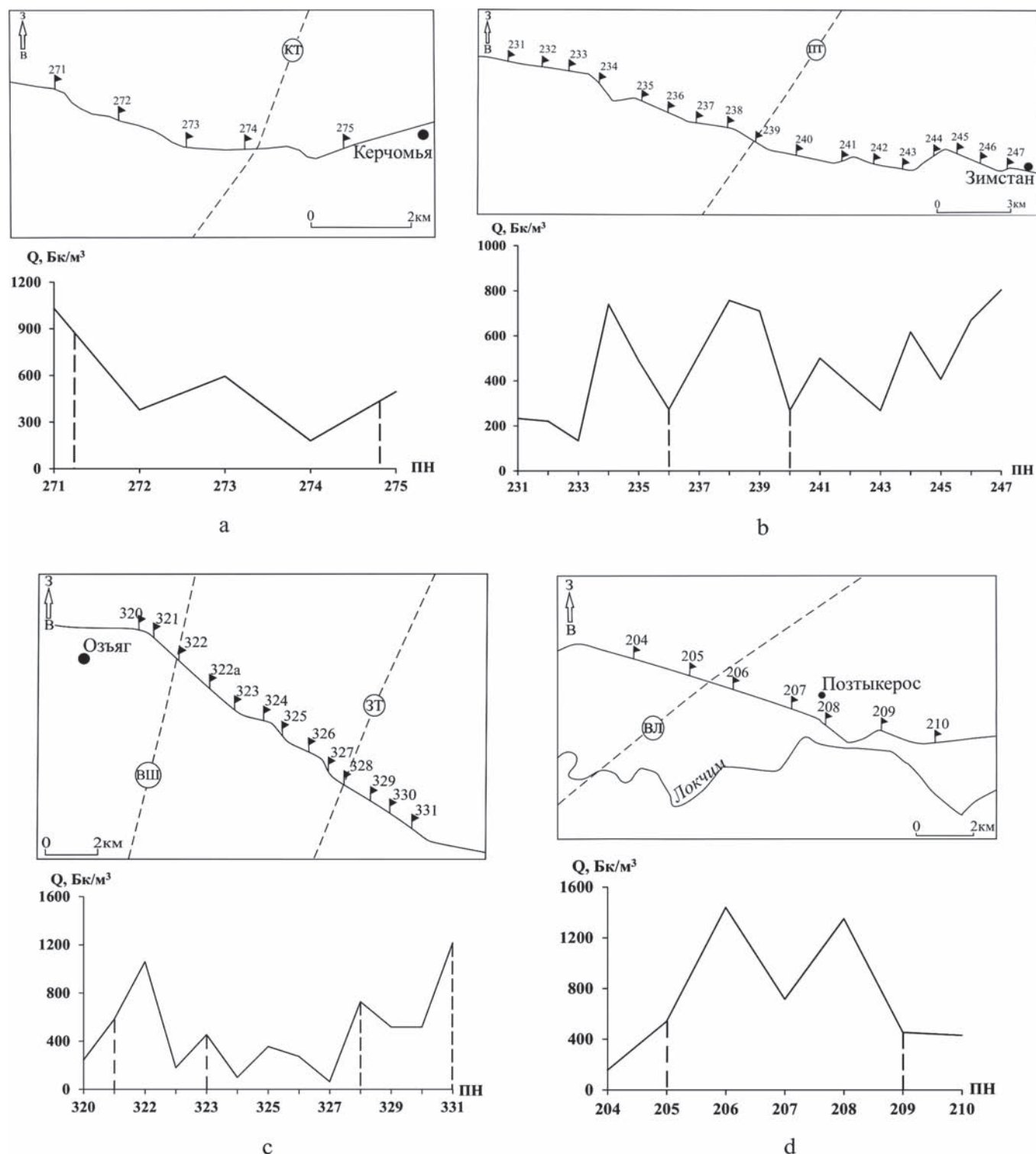


Рис. 6. Графики изменения объемной активности радона вкост простираия разломных зон Вычегодского прогиба вдоль линии профилей: а — «Керчомья», б — «Зимстан», с — «Озьяг», d — «Позтыкерос»

Fig. 6. Graphs of the volume radon activity distribution across Vychegda depression fault along the profile lines: а — «Kerchomya», б — «Zimstan», с — «Ozyag», d — «Poztykeros»

Мониторинг радона

Эманационная съемка относится к доступным, экспрессным и дешевым методам выделения и трассирования разломных зон в пределах платформенных областей, где разломы перекрыты мощным осадочным чехлом.

Радон генерируется через ряд распада урана-238, производящего несколько изотопов с длительным периодом полураспада (уран-234, торий-230, радий-226), которые обычно встречаются в гранитных, магматических,

осадочных, метаморфических породах, поэтому он производится практически всеми типами пород и почв на разных глубинах [20]. Кроме этого, радон-222 характеризуется наиболее длительным периодом полураспада относительно других изотопов (торон, актинон), что делает его оптимальным индикатором для обнаружения и трассирования тектонических нарушений.

В 2014–2018 гг. на территории Вычегодского прогиба проводилась экспрессная эманационная съемка вкост простираия Вычегодского-Локчимского,

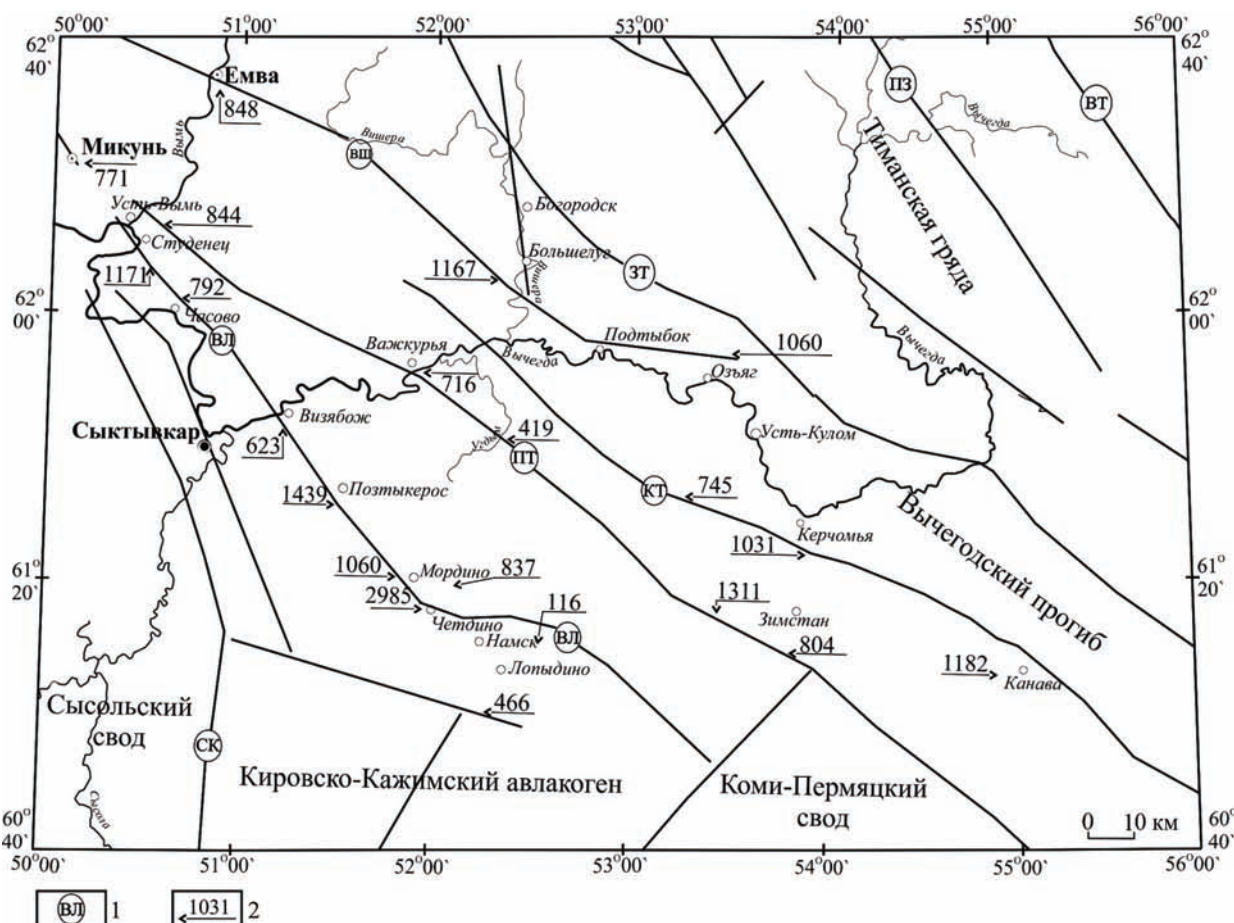


Рис. 7. Схема распределения объемной активности радона в пределах Вычегодского прогиба: 1 — название разломов (условные обозначения см. на рис. 2); 2 — максимальные значения объемной активности радона по профилям, Бк/м³

Fig. 7. Scheme of the volume radon activity distribution within the Vychegda depression: 1 — the name of the faults (legend see Fig. 2); 2 — maximum values of the volume radon activity by profiles, Bq/m³

Притиманского, Кельтминского и Вишерского разломов, которые отчетливо выделяются на сейсмических разрезах и имеют сбросово-взбросовую природу (рис. 3). Для измерения ОАР в почвенном воздухе использовался портативный радиометр РРА-01М. На каждом пункте наблюдения бурилась скважина глубиной 50 см и диаметром 10 см. Измерения начинались через 30 минут после бурения скважины. Перед каждым замером осуществлялась прокачка системы окружающим воздухом в течение 4 минут. Время отбора пробы почвенного воздуха с помощью насоса составляло 4 минуты и 20 минут — время естественного измерения ОАР. Для осушения почвенного воздуха использовалась колба с силикагелем CaCl_2 . Одновременно с измерениями ОАР регистрировались показания атмосферного давления, влажности, температуры и гамма-излучения. Замеры проводились по автомобильным дорогам как в разломных зонах, так и за их пределами, шаг составлял 500–1000 м.

Эманионные исследования через **Вычегодско-Локчимский** разлом выполнялись на его северном и центральном участках. Всего было отработано четыре профиля и несколько отдельных пунктов. Северный сегмент разломной зоны характеризуется значениями радоновой активности 771–1171 Бк/м³. На центральном участке отмечаются максимальные значения ОАР по профилям «Позтыкерос», «Мордино», «Четдино», составляющие 1060–1783 Бк/м³. В качестве примера

на рисунке 6, д приведен график изменения ОАР вдоль линии профиля «Позтыкерос», на котором выделяется область повышенных значений ОАР, соответствующая разломной зоне.

Измерения ОАР через **Притиманский разлом** осуществлялись по четырем профилям и по отдельным пунктам наблюдения. В целом разлом проявляется в поле радона высокими значениями ОАР, изменяющимися в диапазоне 419–1311 Бк/м³. Максимальные значения зарегистрированы по профилю «Зимстан» (рис. 6, б), где на фоне достаточно высоких показателей ОАР разломная зона, выделенная по данным потенциальных полей, соответствует пику радоновой активности, где в центральной части разлома значения достигают 710–757 Бк/м³, по краям снижаются до 268–273 Бк/м³. Такой разброс значений по профилю объясняется высокой степенью раздробленности пород на данном участке, что затрудняет точное определение местоположения разломной зоны на местности.

Немногочисленные измерения ОАР через **Кельтминский разлом** показали, что вдоль линии разлома радонная активность меняется в пределах 745–1182 Бк/м³. В поперечном направлении нарушению соответствуют области повышенных значений ОАР, изменяющихся в интервале 180–1031 Бк/м³ (рис. 6, а). Полученные результаты не дают полной картины проявления Кельтминского разлома в поле радона, что дает основание для дальнейших исследований.



В пределах **Вишерского разлома** исследования проводились на его южной окраине, по профилю «Озьяг», который пересекает еще и Западно-Тиманский разлом. Результаты показали, что оба тектонических нарушения выделяются повышенными значениями радоновой активности. Максимальные значения ОАР в двух разломных зонах составляют 1060 и 1217 Бк/м³. На участке между разломами отмечается область с пониженными значениями концентрации радона (рис. 6, с). Единичные наблюдения проводились около г. Емва и с. Сторожевск, где ОАР равна 848 и 1167 Бк/м³ соответственно.

Итогом исследований стала схема распределения ОАР в пределах Вычегодского прогиба (рис. 7).

Таким образом, результаты радиометрических наблюдений показали:

1. Разломы Вычегодского прогиба, выделенные по данным потенциальных полей, характеризуются повышенными значениями ОАР, которые находятся в диапазоне от 419 до 1783 Бк/м³.

2. Самые высокие значения ОАР характерны для центрального сегмента Вычегодского-Локчимского разлома, южных частей Притиманского и Кельтминского разломов, центрального и южного участков Вишерского разлома. Это говорит о высокой степени раздробленности и флюидопроницаемости пород.

3. Наблюдается изменчивость радоновой активности как в продольном, так и в поперечном направлении разломных зон.

4. Участкам разреза с достоверно выделяемой зоной разлома соответствуют хорошо выраженные максимальные значения ОАР, тогда как сложно построенная разломная часть разреза характеризуется мозаичным полем ОАР.

5. Почвенный радон распространяется за пределы тектонических нарушений из-за повышенной трещиноватости верхних горизонтов осадочного чехла, в связи с этим ширина аномалии радона всегда превышает ширину самого разлома.

6. В полях ОАР прослеживаются повышенные значения, не привязанные к известному разлому, которые могут отвечать неизвестной ранее разломной зоне, или же говорят о неточном выделении местоположения зоны. Это утверждение носит предварительный характер и является лишь поводом для более детальных исследований.

Таким образом, при недостаточной сейсмической изученности и низкой дифференциации потенциальных полей эманационная радоновая съемка может использоваться как дополнительный метод для выявления и трассирования тектонических нарушений.

Выводы

Обобщая результаты проведенных геофизических исследований, можно сделать следующие выводы.

В пределах Вычегодского прогиба нами выделены Вычегодско-Локчимский, Кельтминский, Вишерский разломы, а также уточнено местоположение Предтиманского разлома.

Все разломы достоверно отмечаются на сейсмических временных разрезах.

Анализ гравимагнитных данных показал, что наиболее отчетливо разломные зоны Вычегодского прогиба выражены в магнитном поле. Вишерский разлом трасси-

руется по градиентной зоне. Кельтминский разлом ограничивает минимум с юга от максимумов северо-западной части Вычегодского прогиба. Притиманский и Вычегодско-Локчимский разломы контролируют зону положительных мозаичных аномалий, представленную переходом линейных аномалий Кировско-Кажимского авлакогена северо-восточного направления в линейные аномалии Вычегодского прогиба северо-западного направления. В поле силы тяжести разломы находят меньшее отражение.

В поле радона тектонические нарушения характеризуются повышенными значениями ОАР, изменяющимися в пределах 419–1783 Бк/м³.

Таким образом, описанный комплекс методов можно применять для выделения и трассирования разломных зон, перекрытых мощным осадочным чехлом.

Литература

1. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
2. Валеев Р. Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 109 с.
3. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. 1963. № 8. С. 56–67.
4. Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1985. 96 с.
5. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
6. Калинина О. А., Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонической структуры северо-востока европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным // Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской области: Тр. ВНИГРИ, 1959. Вып. 133. С. 383–409.
7. Комплексные геолого-геофизические исследования активных разломов в Сочи — Краснополянском районе / А. Н. Овсяченко, А. В. Хилько, С. В. Шварев и др. // Физика земли. 2013. № 6. С. 116–138.
8. Конанова Н. В., Удоратин В. В., Магомедова А. Ш. Магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 25–30.
9. Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., 1994. С. 121–123.
10. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции: их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: Правда Севера, 2004. 283 с.
11. Левшенко В. Т., Григорян А. Г. Использование данных комплексных исследований при определении положения разломов в платформенных районах (на примере Рославльского разлома) // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 3. С. 55–62.
12. Малышев Н. А. Разломы Европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1986. 112 с.
13. Семинский К. Ж., Бобров А. А., Дэмбэрэл С. Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной ко-



ры: пространственные особенности // Физика Земли. 2014. № 6. С. 80–98.

14. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.

15. Удоратин В. В. Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Екатеринбург: УрО РАН, 2002, 72 с.

16. Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш. Объемная активность радона в пределах разломных зон Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 136–152.

17. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов, Е. Г. Довжикова, В. М. Ласкин. Киров: Кировская областная типография, 2008. 228 с.

18. Шаблинская Н. В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Л.: Недра, 1982. 155 с.

19. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

20. Lopez J., Dena Ornelas O., Sago-Bohus L., Rodriguez G., Chavarria I. Correlation between underground radon gas and dormant geological faults // Journal of Nuclear Physics. Material Sciences, Radiation and Applications, 2016, V. 4, № 1, p. 265–275.

Reference

1. Belousov V. V. *Tipy zemnoy kory* (Types of crust). *Geotektonika* (Geotectonics), 1985, No. 1, pp. 3–14.

2. Valeev R. N. *Tektonika Vyatsko-Kamskogo mezhdurech'ya* (Tectonics of the Vyatka-Kama interfluvium). Moscow: Nedra, 1968, 109 pp.

3. Gafarov R. A. *Stroenie skladchatogo fundamenta Vostochno-Evropeyskoy platformy po geofizicheskim dannym* (The structure of the folded basement of the East European Platform for geophysical data). *Izvestiya AN SSSR*, 1963, No. 8, pp. 56–57.

4. Dedeev V. A., Zaporozhtseva I. V. *Zemnaya kora Evropeyskogo Severo-Vostoka SSSR* (The Earth's crust of the European northeast of the USSR). Leningrad: Nedra, 1985, 96 p.

5. Zaporozhtseva I. V., Pystin A. M. *Stroenie dofanerozoyskoy litosfery Evropeyskogo Severo-Vostoka Rossii* (The structure of the pre-Phanerozoic lithosphere of the European northeast of Russia). St. Petersburg: Nauka, 1994, 112 p.

6. Kalinina O. A., Fotiadi E. E. *Krupnye cherty tektonicheskoy struktury Severo-Vostoka evropeyskoy chasti SSSR po geologicheskim i geofizicheskim dannym* (Large features of the tectonic structure of the northeast of the European part of the USSR on geological and geophysical data). *Geologiya i neftegazonosnost Timano-Pechorskoy oblasti* (Geology and oil and gas content of the Timan-Pechora region), 1959, Issue 133, pp. 383–409.

7. *Kompleksnye geologo-geofizicheskie issledovaniya aktivnykh razlomov v Sochi* (Complex geological and geophysical studies of active faults in Sochi). Ovsyuchenko A. N., Khil'ko A. V., Shvarev S. V. et. al. *Fizika Zemli* (Physics of the Earth), 2013, No. 6, pp. 116–138.

8. Konanova N. V., Udoratin V. V., Magomedova A. Sh. *Magnitnye anomalii zony sochleneniya severo-vostochnoy chasti Volgo-Uralskoy anteklizy i Vychegodskogo progiba* (Magnetic anomalies of the suture zone of the northeastern part of the Volga-Ural antecline

and the Vychegda depression). *Vestnik of Institute of Geology Komi SC UB RAS*, 2017, No. 12, pp. 25–30.

9. Kostyuchenko S. L. *Struktura i tektonicheskaya model' zemnoy kory Timano-Pechorskogo basseyna po rezul'tatam kompleksnogo geologo-geofizicheskogo izucheniya* (Structure and tectonic model of the Earth's crust of the Timan-Pechora basin based on the results of a comprehensive geological and geophysical study). *Tektonika i magmatizm Vostochno-Evropeyskoy platformy* (Tectonics and magmatism of the East European Platform), 1994, pp. 121–123.

10. Kutinov Yu. G., Chistova Z. B. *Ierarhicheskiy ryad proyavleniy shchelochno-ultraosnovnogo magmatizma Arhangel'skoy al'mazonosnoy provintsii. Ih otrazhenie v geologo-geofizicheskikh materialakh* (Hierarchical series of alkaline-ultrabasic magmatism occurrences of the Arkhangelsk diamondiferous province. Their reflection in geological and geophysical materials). Arkhangelsk: Pravda Severa, 2004, 283 p.

11. Levshenko V. T., Grigoryan A. G. *Ispolzovanie dannykh kompleksnykh issledovaniy pri opredelenii polozheniya razlomov v platformennykh rayonakh (na primere Roslavl'skogo razloma)* (The use of complex research data in determining the position of faults in platform areas (for example, the Roslavl'sky fault)). *Geofizicheskie issledovaniya* (Geophysical research), 2015, V. 16, No. 3, pp. 55–62.

12. Malyshev N. A. *Razlomy Evropeyskogo Severo-Vostoka SSSR v svyazi s neftegazonosnost'yu* (The faults of the European northeast of the USSR in connection with oil and gas). Leningrad: Nauka, 1986, 112 p.

13. Seminskiy K. Zh., Bobrov A. A., Dembrel S. *Variatsii ob'emnoy aktivnosti radona v razlomnykh zonakh zemnoy kory: prostanstvennyye osobennosti* (Variations in the volume radon activity in fault zones of the earth's crust: spatial features). *Fizika Zemli* (Physics of the Earth), 2014, No. 6, pp. 80–98.

14. *Struktura platformennogo chehla Evropeyskogo Severa SSSR* (The structure of the platform cover of the European North of the USSR). Leningrad: Nauka, 1982, 200 p.

15. Udoratin V. V. *Glubinnoe stroenie i seismichnost' yuzhnykh rayonov Respubliki Komi* (Deep structure and seismicity of the southern regions of the Komi Republic). Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2000, 72 p.

16. Udoratin V. V., Ezimova Yu. E., Magomedova A. Sh. *Ob'emnaya aktivnost' radona v predelakh razlomnykh zon Kirovsko-Kazhinskogo i Pechoro-Kolvinskogo avlakogenov* (The volume radon activity within the fault zones of the Kirov-Kazhim and Pechora-Kolvich aulacogenes). *Litosfera* (Lithosphere), 2017, V. 17, No. 6, pp. 136–152.

17. *Fundament Timano-Pechorskogo neftegazonosnogo basseyna* (The foundation of the Timan-Pechora oil and gas basin). Kirov: Kirovskaya oblastnaya tipografiya, 2008, 228 p.

18. Shablinskaya N. V. *Razlomnaya tektonika Zapadno-Sibirskoy i Timano-Pechorskoy plit i voprosy neftegazonosnosti paleozoya* (The fault tectonics of the West Siberian and Timan-Pechora plates and the issues of the Paleozoic oil and gas content). Leningrad: Nedra, 1982, 155 p.

19. Yudahin F. N., Shchukin Yu. K., Makarov V. N. *Glubinnoe stroenie i sovremennyye geodinamicheskiye protsessy v litosfere Vostochno-Evropeyskoy platformy* (Deep structure and modern geodynamic processes in the lithosphere of the East European Platform). Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2003, 299 p.

20. Lopez J., Dena Ornelas O., Sago-Bohus L., Rodriguez G., Chavarria I. Correlation between underground radon gas and dormant geological faults. *Journal of Nuclear Physics. Material Sciences, Radiation and Applications*, 2016, V. 4, No. 1, pp. 265–275.

КАНАЛЫ ТРАВЛЕНИЯ В ГРАНАТАХ ИЗ АЛЛЮВИЯ Р. СЮЗЬЮ (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Н. Ю. Никулова, И. Н. Бурцев, Б. А. Макеев, В. Н. Филиппов, Д. О. Машин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nikulova@geo.komisc.ru, burtsev@geo.komisc.ru, makboris@mail.ru, denis.mashin@gmail.com

Гранаты, пронизанные многочисленными каналами травления, обнаружены в шлиховой пробе из аллювия р. Сюзью (Южный Тиман). Морфологические особенности, внутреннее строение и химический состав граната изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Установлено, что это типичные для скарнов андрадит-гроссуляры, однако обладающие несвойственными им отрицательными формами рельефа — каналами травления и клиновидными впадинами. Подобные образования, традиционно считающиеся типоморфным признаком пиропов алмазонасных ассоциаций, впервые обнаружены в кальциевых гранатах. Сделано предположение о том, что возникновение отрицательных форм рельефа обусловлено эпигенетическими изменениями в результате пребывания минерала в коре выветривания.

Ключевые слова: гранат, микроструктура, скарн, каналы травления, кора выветривания.

ETCH CHANNELS IN GARNETS FROM ALLUVIUM OF SYUZYU RIVER (SOUTH TIMAN)

N. Yu. Nikulova, I. N. Burtsev, B. A. Makeev, V. N. Filippov, D. O. Mashin

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

We found garnets, penetrated by numerous etch channels, in a stream-sediment sample from alluvium of the Syuzyu River (South Timan). We studied morphological features, internal structure and chemical composition of the garnet by a scanning electron microscope. We established that they were andradite-grossulars, typical for skarns, but with peculiar negative relief — etch channels and wedge-shaped depressions. Such forms, which are traditionally considered a typomorphic feature of pyrope of diamondiferous associations, were for the first time discovered in calcareous garnets. We assumed that the negative forms of relief was conditioned by epigenetic changes resulted from occurring of the mineral in the weathering crust.

Keywords: garnet, microstructure, skarn, etch channels, weathering crust.

На северо-восточном склоне Южного Тимана, в верховье р. Сюзью, левого притока р. Ижмы (рис. 1), в шлиховой пробе из аллювия, дренирующей в зону несогласного контакта глинисто-известняковой верхнедевонской ижемской (D_3jz) и псаммитовой среднеюрской сысольской (J_{2ss}) свит, обнаружены зерна граната с необычным внутренним строением. Морфологические и химические особенности характе-

ризующегося устойчивостью к механическому и химическому выветриванию граната позволяют устанавливать условия образования содержащих его магматических и метаморфических пород, получать сведения об источниках обломочного материала и их постдиагенетических преобразованиях осадочных пород, использовать его в качестве минерала-индикатора при поиске и разведке различных типов месторождений полезных ископаемых. Наличие геолого-геофизических предположений обнаружения в районе коренной алмазонасности, а также присутствие проявлений редкоземельно-редкометалльной минерализации делают актуальным получение сведений об источниках обнаруженных нами обломочных гранатов.

В геологическом строении северной части Южного Тимана принимают участие метатерригенные образования рифейско-вендского фундамента, среднедевонско-верхнепермского, среднеюрского с реликтами коры выветривания в основании и неоген-кайнозойского структурных ярусов [4, 5]. Моноклиальное залегание пород осложнено разрывными нарушениями северо-западного простирания и оперяющими их мелкими разломами. По геофизическим данным, подтвержденным результатами бурения, к юго-западу от места находки изученных гранатов установлены тела вендских биотитовых микроклин-плагиоклазовых гранитов нижнеомринского комплекса (γVno), прорывающих породы фундамента и перекрытых алевролитами джерской свиты (D_3dz) верхнего девона. К западу расположены раннефранские субинтрузивные образования Канино-Тиманского долеритового комплекса (βD_3kt), по петрохимическим параметрам отвечающие толито-вым долеритам, в зонах контактов с вмещающими породами имеющие повышенную щелочность, глинозелистость или карбонатность.



Рис. 1. Схема расположения участка работ (1)
Fig. 1. Location of the work site (1)

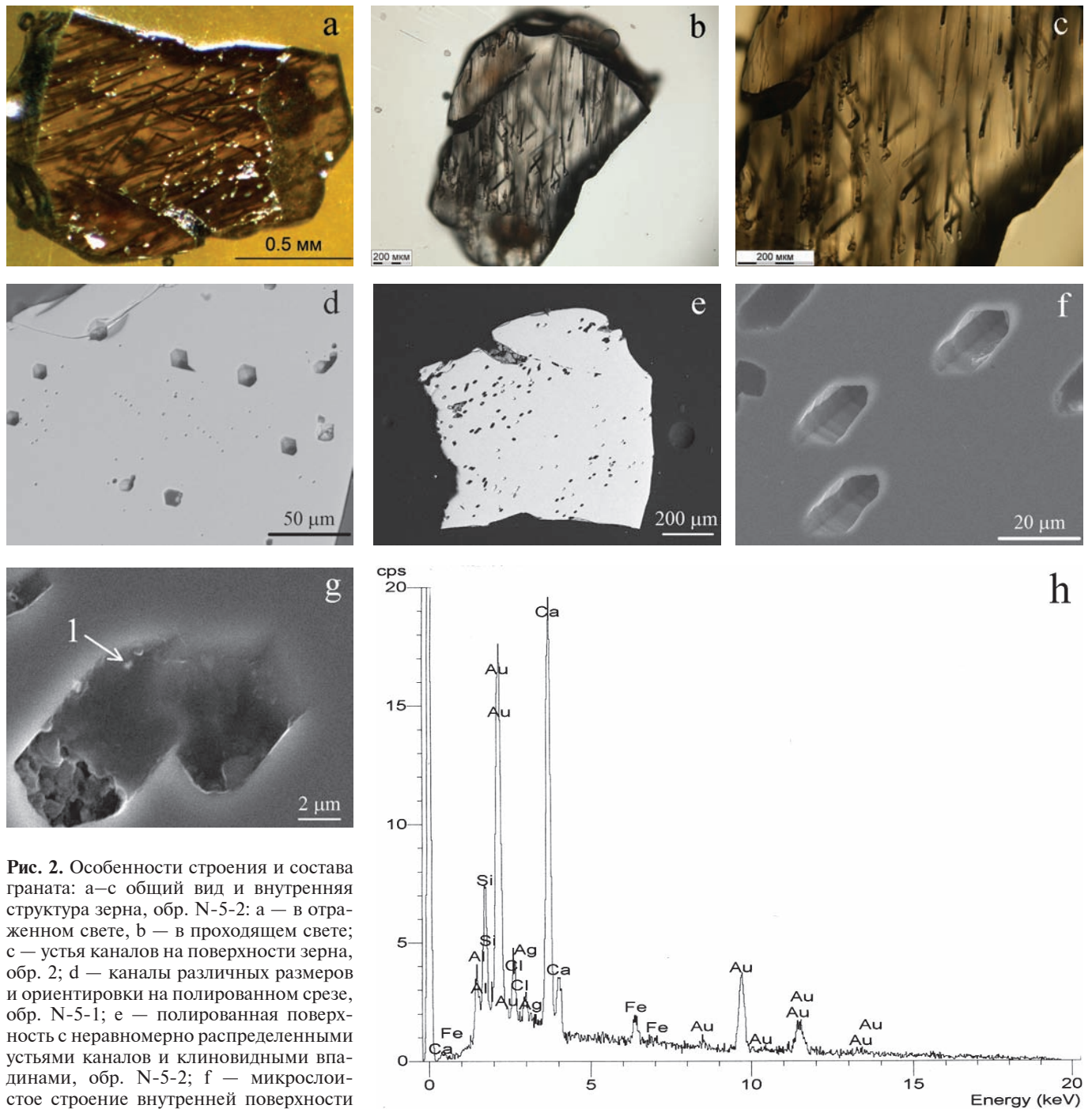


Рис. 2. Особенности строения и состава граната: а–с общий вид и внутренняя структура зерна, обр. N-5-2: а — в отраженном свете, б — в проходящем свете; с — устья каналов на поверхности зерна, обр. 2; d — каналы различных размеров и ориентировки на полированном срезе, обр. N-5-1; e — полированная поверхность с неравномерно распределенными устьями каналов и клиновидными впадинами, обр. N-5-2; f — микрослоистое строение внутренней поверхности канала, обр. N-5-1; g — микрокристалл золота (1) в устье канала, заполненного микрозернами плагиоклаза, гематита и кварца, обр. N-5-2; h — спектр микрокристалла золота, обр. N-5-2

Fig. 2. Features of structure and composition of garnet: a — c general view and internal structure of the grain, sample N-5-2: a — in reflected light, b — in transmitted light; c — mouth of channels on surface of the grain, sample 2; d — channels of various sizes and orientation on a polished section, sample N-5-1; e — polished surface with unevenly distributed mouths of channels and wedge-shaped depressions, sample N-5-2; f — microlayer structure of inner surface of the channel, sample N-5-1; g — gold microcrystal (1) at the mouth of a channel filled with plagioclase, hematite and quartz micrograins, sample N-5-2; h — spectrum of gold microcrystal, sample N-5-2

Объектом исследования является гранат из гравийно-песчано-глинистых аллювиальных отложений р. Сюзью (рис. 1). В тяжелой фракции шлиховой пробы № 280 (96°15'50.55" с. ш; 70°83' 07.0" в. д.) установлены: циркон, турмалин, гранат, шпинель, пироксен, амфибол, эпидот, ставролит, пирит, сфалерит, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, золото. Гранат представлен прозрачными и полупрозрачными, в разной степени окатанными кристаллами и их обломками различной насыщенности розового, розовато- и желтовато-

коричневого и темно-бурого цвета. В пробе обнаружено несколько зерен граната, обладающих необычной организацией внутреннего пространства, видимой под бинокляром.

Зерна граната извлечены из шлиховой пробы объемом 20 л. Изучение морфологических особенностей, внутреннего строения и химического состава гранатов проведено в ЦКП «Геонаука» на сканирующем электронном микроскопе JSM–6400 с энергетическим спектрометром Link. Ускоряющее напряжение и ток на

образцах — 20 кВ и 2×10^{-8} А соответственно. В качестве стандартов использовались сертифицированные стандарты фирмы Microspec.

Морфология, внутреннее строение и состав граната

Гранат представлен розовато-коричневыми слабокатаными обломочными зернами размером 0.5–1.5 мм, в которых при больших увеличениях под оптическим микроскопом выявляется неоднородность внутреннего строения — весь объем зерна пронизан тончайшими трубчатыми каналами шестигранной формы, многократно изгибающимися под прямым углом в различных направлениях (рис. 2, а–с). На полированных срезах зерен видно, что каналы в кристаллах распределены неравномерно и имеют различную площадь сечения, а на поверхности зерен присутствует еще один тип отрицательных форм рельефа — клиновидные впадины (рис. 2, е). Внутренняя поверхность стенок каналов микрослоистая (рис. 3, ф). Некоторые устья каналов заполнены микрочастицами гематита, плагиоклаза, кварца, серебро-содержащего золота с соотношением Au:Ag примерно 4:1 (рис. 2 г, h).

Гранаты андрадит-гроссулярового ряда ($\text{Ca}_{3.16-3.37}\text{Mg}_{0-0.05}\text{Mn}_{0-0.01}\text{Al}_{1.67-1.76}\text{Fe}_{0.19-0.24}\text{Ti}_{0-0.03}\text{Si}_{1.90-1.97}\text{O}_{12}$) не содержат включений минералов и имеют одинаковый состав краевых и внутренних частей зерен (см. таблицу, рис. 3).

Обсуждение результатов

Образование отрицательных форм рельефа в виде различных каналов травления, развивающихся по дефектам кристаллической решетки, присуще гранатам Якутской алмазоносной провинции [1, 2, 8]. Гранаты из кимберлитов лишены ростовых дефектов структуры и зональности, свойственных иным типам гранатов, а дефекты структуры в форме дислокаций имеют эпигенетический характер, связаны с пластическими деформациями решетки граната под действием течения вещества мантии и проявляются в форме каналов травления, соответствующих краевым дислокациям в структуре гранатов. При этом изгибы каналов травления соответствуют блокам, параллельным плоскостям поверхности кристалла. Эти наблюдения подтверждены экспериментальными исследованиями, показавшими возможность появления каналов травления в гранатах в обычных Р-Т-условиях в присутствии смеси органических кислот [3]. Гранаты с таким типом коррозии становятся механически менее устойчивыми и в ореолах дальнего сноса практически отсутствуют. Эта особенность пиропов из мезозойских кор выветривания использовалась в качестве одного из диагностических признаков генезиса гранатов для шлихового метода поисков кимберлитовых тел в Малоботуобинском алмазоносном районе [1, 2, 8].

Состав изученных андрадит-гроссуляров аналогичен составу гранатов из скарнов по мраморизованным известнякам на контакте штока гранитов в Джидинском рудном районе в Западном Забайкалье [9], гранатов ранней генерации из золотоносных эндоскарнов Коммунарковского рудного поля Саяно-Алтайской золотоносной провинции [6] и мраморов [7]. Для гранатов Коммунарковского рудного поля А. Ф. Коробейников [6] методом нейтронной активации установил содержа-

Химический состав (мас. %), формульные коэффициенты и миналы

Chemical composition (wt. %), formula coefficients and minals

Оксид Oxide	№ точки / № point							
	N-5-1					N-5-2		
	1	2	3	9	8	1	2	3
MgO	—	0.38	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18.05	18.13	18.36	19.37	18.97	18.44	17.92	19.97
SiO ₂	35.53	34.76	35.93	36.01	37.11	35.43	34.54	37.2
CaO	36.93	37.67	36.69	40.86	40.91	39.28	39.85	40.61
TiO ₂	0.32	0.57	—	—	—	—	—	—
MnO	—	0.17	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	3.6	4.01	3.49	3.41	4.12	3.45	3.9	3.3
Сумма	94.43	95.69	94.47	99.65	101.11	96.60	96.21	101.08
Si ⁴⁺	2.86	2.76	2.89	2.74	2.79	2.78	2.73	2.79
Al ³⁺	1.71	1.70	1.74	1.74	1.68	1.71	1.67	1.76
Ti ⁴⁺	0.02	0.03	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.22	0.24	0.21	0.20	0.23	0.20	0.23	0.19
Mg ²⁺	0	0.05	0	0	0	0	0	0
Ca ²⁺	3.19	3.21	3.16	3.33	3.30	3.31	3.37	3.26
Mn ²⁺	0	0.01	0	0	0	0	0	0
Пир	0	1.38	0	0	0	0	0	0
Спес	0	0.35	0	0	0	0	0	0
Андр	12.18	13.89	10.82	10.1	12.18	10.67	12.2	9.54
Грос	87.82	84.2	89.18	89.9	87.82	89.33	87.8	90.46

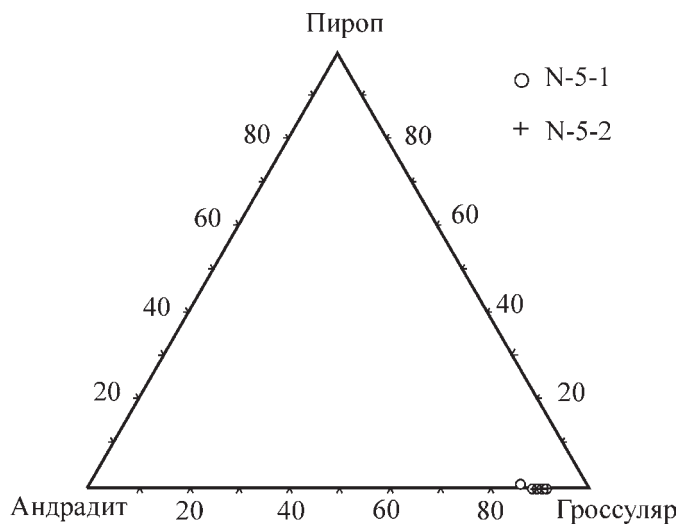


Рис. 3. Фигуративные точки состава гранатов
Fig. 3. Figurative points of garnet composition

ние золота от 0.1 до 22.1 мг/т. Золотосодержащие скарны сформировались в ходе становления гранитоидных интрузий, воздействовавших на вмещающие известково-песчанниковые породы, результатом чего стала мраморизация известняков и образование биотитовых роговиков. На метаморфические породы накладывались пневматолитические процессы или процессы выщелачивания, сменившиеся после затвердевания гранитов в приконтактовых частях, вблизи ослабленных зон дробления, гидротермальными.



Таким образом, изученные гранаты отличаются по строению, но сходны по составу с гранатами из скарнов и, наоборот, сходны по особенностям строения, но отличаются по составу от пиропов Якутской алмазоносной провинции. Общей особенностью изученных гранатов и якутских пиропов является их пребывание в лагеритной коре выветривания.

Заключение

Проведенное изучение состава и строения гранатов позволяет сделать следующие выводы:

1. Воздействие гидротермальных растворов на имеющие дислокационные дефекты гранаты могло привести к образованию каналов травления, однако мы считаем наиболее вероятным связь появления отрицательных форм рельефа в изученных нами зернах граната с гипергенными процессами в раннемезозойской коре выветривания, реликты которой установлены в основании мезозойского структурного этажа. Микрозерна различных минералов, в том числе золота, попали в каналы и клиновидные впадины механическим путем. Заполнение клиновидной впадины микрозернами хорошо различимо на срезе зерна (рис. 2, е).

2. Поскольку единственный в районе гранитный комплекс имеет вендский возраст, перекрыт чехлом осадочных отложений и не затронут ни мезозойским, ни современным эрозионным врезом, можно утверждать, что источник описанных гранатов расположен вне рассматриваемого района, а промежуточным коллектором для них предположительно являлась досреднеюрская кора выветривания в основании разреза сысольской свиты.

Образование отрицательных форм рельефа, свойственное пиропам, может возникать и в гранатах другого состава в результате выщелачивания вещества органическими кислотами во время пребывания минерала в коре выветривания.

Авторы благодарят д. г.-м. н. И. И. Чайковского и д. г.-м.н. А. М. Пыстина за консультации.

Литература

1. Афанасьев В. П., Харьков А. Д., Соколов В. Н. Морфология и морфогенез гранатов из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1979. № 3. С. 88–99.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Геофилиал Издательства СО РАН; Манускрипт, 2001. 276 с.
3. Афанасьев В. П., Снегирев О. В., Козьменко О. А., Похиленко Н. П. Экспериментальное исследование выветривания гранатов из кимберлитов в лагеритной коре выветривания (путем травления в органическом травителе АТФ-На-соль) // ДАН. 2014. Т. 459. № 4. С. 459–463.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тиманская. Лист Р-39-VI (Ухта). Объяснительная записка / Ф. Л. Юманов, Н. С. Сиваш, Н. Ф. Иванов, Л. И. Опаренкова, Н. В. Куделина. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2004. 251 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Мезенская серия. Лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка / Н. М. Пармузин, К. Э. Якобсон, А. Ю. Вовшина, О. А. Воинова и др. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ. 2016. 478 с.

6. Коробейников А. Ф. Гранаты золотоносных скарнов Саяно-Алтайской складчатой области // Известия Томского политехнического института. 1976. Т. 289. С. 37–46.

7. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

8. Хмельков А. М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. 252 с.

9. Шмотов А. П. К вопросу об образовании скарнов и околоскарновых пород вокруг киммерийских гранитов в Джидинском рудном районе // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья / АН СССР, Сибирское отделение, Восточно-сибирский филиал (Труды Восточно-Сибирского Геологического Института. Серия геологическая. Вып. 1). Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. С. 182–193.

References

1. Afanasyev V. P., Kharkiv A. D., Sokolov V. N. *Morfologiya i morfogenez granatov iz kimberlitov Yakutii* (Morphology and morphogenesis of garnets from kimberlites of Yakutia). Geology and geophysics, 1979, No. 3, pp. 88–99.
2. Afanasyev V. P., Zinchuk N. N., Pokhilenko N. P. *Morfologiya i morfogenez indikatornykh mineralov kimberlitov* (Morphology and morphogenesis of indicator minerals of kimberlites). Novosibirsk: Geo, Manuscript Publishing House, 2001, 276 p.
3. Afanasyev V. P., Snegirev O. V., Kozmenko O. A., Pokhilenko N. P. *Eksperimentalnoe issledovanie vyvetrivaniya granatov iz kimberlitov v lateritnoi kore vyvetrivaniya (putem travleniya v organicheskom travitele ATF-Na-sol')* (Experimental study of the weathering of garnets from kimberlites in the lateritic weathering crust (by etching in organic etcher ATF-Na-salt)). Doklady Earth Sciences, 2014, V. 459, No. 4, pp. 459–463.
4. State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200 000. Second edition. Timan Series. Sheet P-39-VI (Ukhta). Explanatory note. Yumanov F.L., Sivash N.S., Ivanov N.F., Oparenkova L.I., Kudelina N.V., St. Petersburg: VSEGEI, 2004, 251 p.
5. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1 million (third generation). Mezen series. Sheet P-39 (Syktyvkar). Explanatory note. Parmuzin N. M., Yakobson K. E., Vovshina A. Yu., Voinova O.A., et al. St. Petersburg: Publishing house of St. Petersburg map factories VSEGEI, 2016, 478 p.
6. Korobeinikov A. F. *Granaty zolotonosnykh skarnov Sayano-altaiskoi skladchatoi oblasti* (Garnets of gold-bearing skarns of the Sayano-Altai folded region). Proceedings of Tomsk Polytechnic Institute, 1976, V. 289, pp. 37–46.
7. Sobolev N. V. *Parageneticheskie tipy granatov* (Paragenetic types of garnets). Moscow: Nauka, 1964, 218 p.
8. Khmelkov A. M. *Osnovnye mineraly kimberlitov i ih evolyutsiya v protsesse oreolobrazovaniya (na primere Yakutskoi almazonosnoi provintsii)* (The main minerals of kimberlites and their evolution in the process of halo formation (by the example of the Yakut diamond province)). Novosibirsk: ARTA, 2008. 252 p.
9. Shmotov A. P. *K voprosu ob obrazovanii skarnov i okokarnovykh porod vokrug kimmeriiskikh granitov v Dzhdinskoy rudnom raione* (About formation of skarns and okokarn rocks around the Cimmerian granites in the Dzhdinsky ore district). Materials on the Geology of Ore Deposits in the Western Transbaikalia of the USSR AS Siberian Branch of the East Siberian Branch (Proceedings of the East Siberian Geological Institute), Irkutsk publishing house, 1960, pp. 182–193.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 56:551.312.3:551.796

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-12-16-22

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТАРИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПАЛЕОРУСЛЕ РЕКИ КУИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

М. Н. Буравская, Т. И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

buravskaya@geo.komisc.ru, timarchenko@mail.ru

Представлены результаты литологического, палинологического и радиоуглеродного методов изучения отложений палеорусл в долине нижнего течения реки Куи на северо-западе Большеземельской тундры. Комплексное исследование позволило проследить историю развития исследуемого участка реки, выявить палеогеографические особенности образования старицы, охарактеризовать обстановки и процессы осадконакопления, реконструировать природно-климатические условия позднего голоцена в субарктической зоне Европейского Севера России, привлекающей исследователей в связи с освоением территорий Крайнего Севера. Образование палеорусл и время формирования отложений — субатлантический (SA) период голоцена. Растительные сообщества отражают колебания климатических условий: периоды похолодания раннего и позднего субатлантика, разделяющиеся потеплением в середине периода.

Ключевые слова: голоцен, палеорусл, палеогеография, палинология, фация.

PALEOGEOGRAPHIC AND SEDIMENTATION FEATURES OF THE FORMATION OF OXBOW-LAKE SEDIMENTS IN THE KUYA RIVER OLD STREAM CHANNEL IN THE NORTHWEST OF BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA

M. N. Buravskaya, T. I. Marchenko-Vagapova

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The results of lithological, palynological and radiocarbon methods for the study of the deposits of paleochannel in the lower Kuya River valley in the northwest of the Bolshezemelskaya tundra are presented. The complex study made it possible to trace the history of the development of the river, to reveal the paleogeographic features of the formation of the oxbow-lake, to characterize the conditions and processes of sedimentation, to reconstruct the natural and climatic conditions of the late Holocene in the subarctic zone of the European North of Russia, attracting researchers in connection with the development of the territories of the Far North. The formation of old stream channel and the time of its sediments is the Subatlantic (SA) period of Holocene. Plant communities reflect fluctuations in climatic conditions: periods of cooling of the early and late subatlantics, shared by warming in the middle of the period.

Keywords: Holocene, old stream channel, palaeogeography, palynology, facies.

Введение

История изменения окружающей среды имеет основополагающее значение для четвертичной геологии. В качестве одной из основных целей ставится прогнозирование эволюции природных комплексов и климата. От динамики колебания климата зависит эффективная стратегия социально-экономического развития, особенно актуальная для районов Крайнего Севера.

Природные ландшафты, растительность современности есть следствие относительно недавней их истории, т. е. в период голоцена. Исследования природных комплексов голоцена позволяют определить обстановки и сформировавшие их процессы, а также предположить тенденции эволюции естественной среды в ближайшем будущем. История изучения четвертичных осадков в долине р. Куи связана в основном с исследованиями четвертичных отложений плейстоценового возраста, в частности валунных суглинков [1, 5]. Голоценовые осадки рассматривались попутно и целенаправленно не изучались, хотя позднеледниковые и голоцен — наиболее близкие к современности периоды

и больше всего подходят для решения проблем прогноза изменения природной среды в ближайшем будущем.

Одними из детальнейших геологических архивов, сохраняющих информацию о природно-климатических обстановках региона в прошлом, являются отложения озер. Полученные авторами результаты полевых и лабораторных исследований позволили выявить цепь палеогеографических событий голоцена за период формирования осадков.

Цель работы — палинологическое и литологическое расчленение старичных отложений и реконструкция природно-климатических условий седиментации осадков палеорусл в нижнем течении р. Куи для расширения палеогеографии Большеземельской тундры.

Методы и объект исследования

В ходе полевых исследований 2016 г. долины нижнего течения р. Куи изучены старичные осадки в обнажении К-11, расположенном на правом берегу реки протяженностью около 100 м (рис. 1). Река протекает по северо-западной окраине Большеземельской тун-

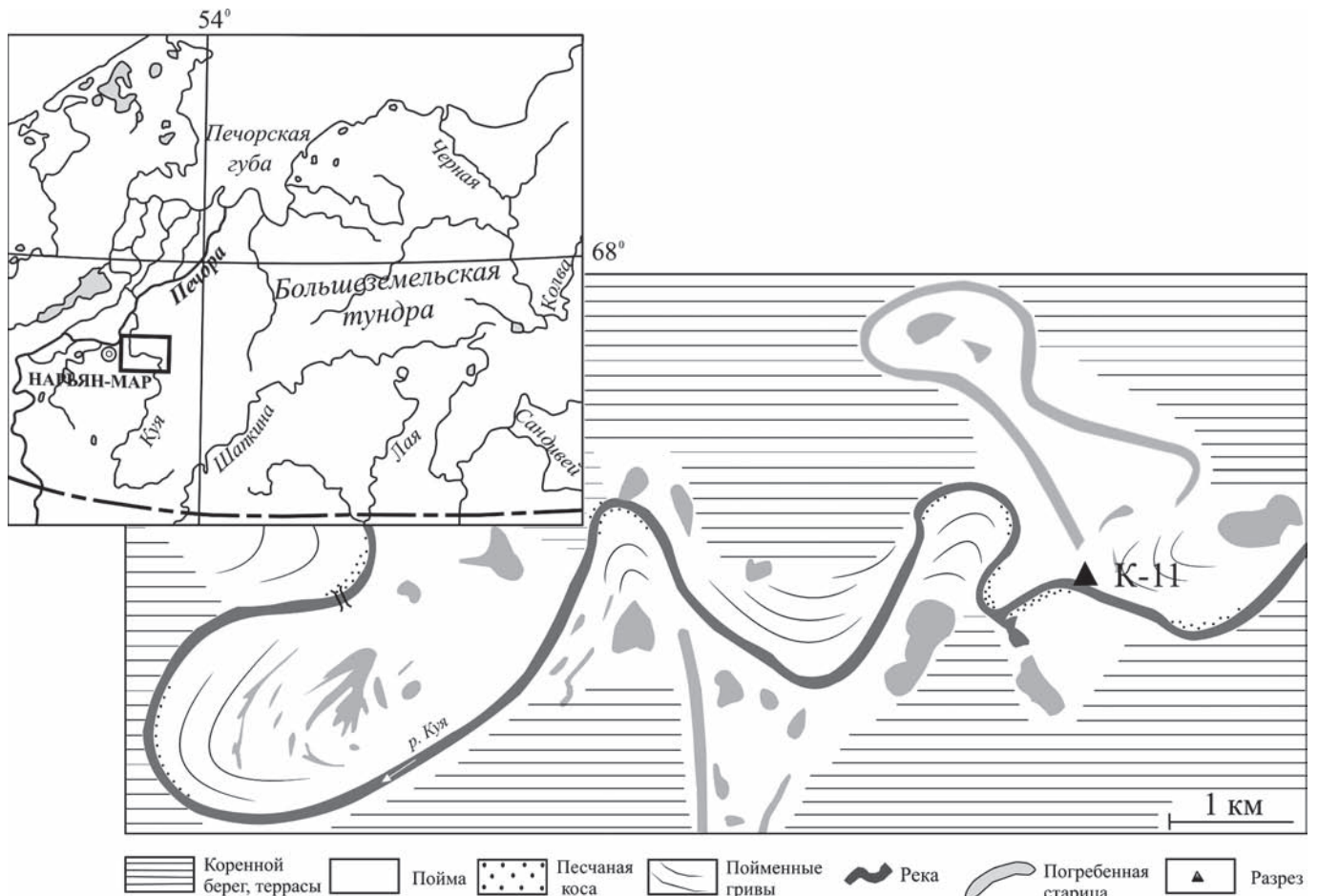


Рис. 1. Геоморфологическая схема исследуемого участка долины р. Куя и местоположение разреза К-11

Fig. 1. Geomorphological scheme of the valley of the Kuya River and location of the sections

дры и впадает с правой стороны в р. Печору севернее Нарьян-Мара. Большеземельская тундра простирается вдоль побережья Баренцева моря и захватывает территории Ненецкого АО и Республики Коми, входит в зону субарктических районов Европейского Севера России. В последнее время эта зона привлекает большое количество разнонаправленных исследований в рамках федеральной программы освоения Российской Арктики и территорий Крайнего Севера.

Бассейн р. Куи расположен в пределах тундровой растительной зоны. Преобладают крупноерниковые и мелкоерниковые сообщества, образованные зарослями из карликовых берёз и низкорослых видов ив. Моховой и лишайниковый покров сомкнуты. Значительные площади занимают травяно-осоковые болота, в долине реки встречаются ивняки и тундровые луговины с обильным многовидовым разнотравьем и злаками.

Ландшафтно-климатические условия формирования осадков выявлены при их фациально-генетическом расчленении на основе текстурных и структурных особенностей и палинологическом изучении торфа. Структура отложений изучалась гранулометрическим методом с применением ситового и пипеточного методов по Н. А. Качинскому [4]. Химическая обработка образцов для палинологического анализа выполнялась с использованием общепринятых методик [3, 7, 9]. Изучение спор и пыльцы проводилось с помощью световых микроскопов Motic BA 300 при увеличении 280 и 420. Для каждой пробы подсчитывалось более 250 пыльцевых зерен. При интерпретации ре-

зультатов спорово-пыльцевого анализа споры и пыльцу в спектрах объединяли в группы (пыльца деревьев и кустарников, пыльца трав, споры), далее определяли процентное содержание спор и пыльцевых зерен различных таксонов в каждой из групп с использованием программы «Флора». Основной периодизации голоцена послужила схема зонального деления голоцена Л. Д. Никифоровой [6]. Радиоуглеродное датирование органического материала проведено в Институте географии РАН, г. Москва.

Изученный разрез К-11 вскрывает старичные отложения высокой поймы высотой 4.15 м. Расчистка начинается от меженного уреза воды и имеет следующее строение (описание снизу вверх, мощность в метрах):

1) 4.15–4.0. Песок мелкозернистый, темно-серый, хорошо сортированный ($S_c = 0,60$). Процентное содержание фракции 0.25–0.1 составляет 75.1 %. Средний диаметр частиц — 0.09 мм.

2) 4.0–3.1. Крупный алеврит, серо-сизый, вязкий, однородный, без видимой слоистости, с редкими включениями растительного детрита в виде черных пятен. Осадки хорошо сортированы, средний диаметр частиц — 0.038 мм.

3) 3.1–3.0. Горизонтальное переслаивание песка тонкозернистого, серого, мощностью 1.5–2 см и торфа алевритистого, серо-коричневого, хорошо разложившегося, мощностью до 4 см ($d_{cp} = 0.046$ мм при $S_c = 0.52$).

4) 3.0–2.75. Алеврит оторфованный, серо-черный, с неясной горизонтальной слоистостью за счет тонких

прослоев алеврита опесчаненного. Верхние 4 см слоя достаточно сильно оторфованы (торф хорошо разложившийся, суглинистый).

5) 2.75–2.45. Крупный алеврит серо-коричневый, плотный, вязкий, ожеженненный пятнами и прослоями ($d_{cp} = 0,028$ мм при $S_c = 0,41$).

6) 2.45–2.15. Горизонтальное переслаивание суглинка коричневого ожеженненного мощностью 3–4 см и песка мелкозернистого ожеженненного.

7) 2.15–1.65. Супесь разноцветная (серая, серо-коричневая, светло-коричневая) с горизонтальной слоистостью за счет изменения цвета и количества глинистого материала. В толще наблюдается волнистая слоистость за счет тонких прослоев суглинка коричневого. Отложения средней степени сортированности материала, показатели варьируют в пределах 0.29–0.39. Средний диаметр частиц составляет 0.051–0.073 мм.

8) 1.65–1.05. Песок алевритистый светло-коричневый, с горизонтальной слоистостью ($d_{cp} = 0.093$ мм при $S_c = 0.54$). По слою слоистость не всегда выдержана, прерывиста за счет тонких линз скопления крупного темно-коричневого алеврита.

9) 1.05–0. Горизонтальное и горизонтально-волнистое переслаивание песка светло-коричневого мел-

козернистого и песка алевритистого темно-коричневого. В верхних 0,6 м слоистость менее выражена, сглажена деятельностью корневой системы растений и мелких землероев.

Результаты и обсуждение

Расширение дна долины р. Куи в голоцене происходило за счет денудации послеледниковой террасы и коренных берегов [2, 5]. В районе исследования (рис. 1) река хорошо меандрирует и образует серию излучин. Пойма представлена набором изогнуто-гравистых пойменных сегментов, на которых выделяются возвышенные гравистые участки, ложбины и старицы, указывающие на конечные положения русла перед спрямлением. По морфологии выделяется сегментно-гравистая пойма, образованная при смещении по дну долины крутых меандров петлеобразной формы, которые в настоящее время наблюдаются в виде право- и левосторонних староречий, а также сегментно-гравистая пойма, образованная при развитии меандров современного русла.

Исследуемое староречье представляет собой озеро вытянутой петлеобразной формы, расположенное в глубине поймы. Современное русло подрезает стари-

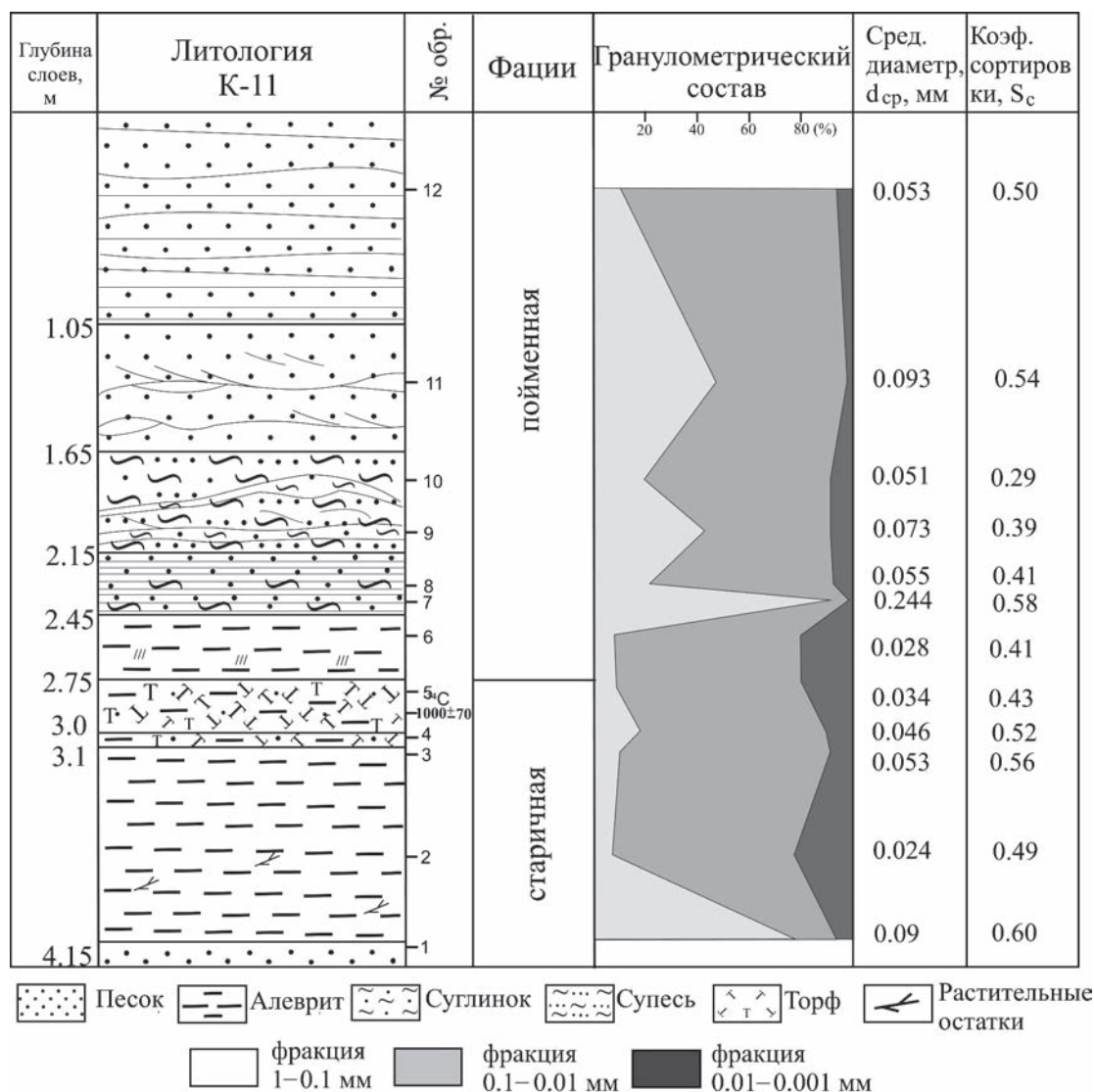


Рис. 2. Литологическая характеристика старичных отложений разреза К-11

Fig. 2. Sequence of the oxbow-lake deposits K-11



ные отложения, что делает возможным их литологическое описание и опробование (рис. 2).

Генезис осадков обн. К-11 связан с образованием старичного водоема, сформированного при спрямлении меандра в результате прорыва его шейки. В развитии старицы Е. В. Щанцер выделяет три стадии: проточную, озерную и болотную, соответствующие этапам ее зарастания и накопления старичных осадков [8].

Нижняя часть разреза (пачка 1, слои 1–4) мощностью 1.4 м представлена старичной фацией. В нижней части пачка сложена песком мелкозернистым (слой 1), формирование которого произошло в первую стадию развития озера, когда в палеорусле сохранялся полупроточный режим с новым руслом. Перекрывается песок алевритом серо-сизым вязким. В средней части фации осадки оторфованы, наблюдаются тонкие прослои песка (слой 3). Выше слоистость становится неясной и преобладает торф алевритистый серо-черный, мощностью 0.25 м. Накопление отложений связано с седиментацией в застойном озерном водоеме при изолировании старицы от главного русла и соответствует второй и третьей стадиям зарастания старицы. Только в более полноводные годы при обильном половодье в зарастающее озеро полыми водами приносилось незначительное количество тонкозернистого песка. Начало образования торфа может свидетельствовать о времени отмирания палеорусла. По данным радиоуглеродного датирования подошвы торфа (1000 ± 70) л. н. IGAN 5640), спрямление русла произошло в среднем субатлантическом периоде. При прорыве шейки меандра новое русло стало смещаться вниз по течению и уклоняться влево, на что указывает характер искривления пойменных грив формирующегося пойменного сегмента и развитие левого меандра современного русла. Близость активного русла к изучаемому разрезу сменило органическое осадконакопление на минеральное и началось формирование фации пойменного аллювия.

Пойменная фация мощностью 2.45 м (пачка 2, слои 5–8) представлена крупным алевритом серо-коричневым и песком мелкозернистым светло-коричневым. Наблюдается горизонтальная, волнистая, горизонтально-прерывистая слоистость, проявляющаяся за счет изменения цвета отложений. Верхние 0.6 м пачки переработаны почвообразовательными процессами в почву лугового типа.

На пойме широко представлены растения семейства злаковых и разнотравье. Вдоль реки растут ивы, березы, ольха. В пониженных переувлажненных участках поймы произрастают водно-болотные растения.

Из слоев 1–6 отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ. Во всех пробах обнаружены споры и пыльца. В результате проведенного анализа выделено шесть спорово-пыльцевых комплексов (рис. 3).

В общем составе **спорово-пыльцевого комплекса I** преобладают споровые растения (более 61 %). Пыльца древесных пород составляет до 32.8 %, трав — более 14 %. Среди древесных форм доминируют мелколиственные породы, в первую очередь виды рода *Betula* sp.: *Betula* sect. *Fruticosae* преобладает (более 32 %), участие *Betula nana* составляет до 16.5 %, *Betula* sect. *Albae* — 13 %. Доля хвойных пород *Picea* sp., *Pinus sylvestris* существенно меньше. Отмечена ольха *Alnus* sp., ива *Salix* sp., ольховник *Alnaster* sp. В группе травянистых преобладает пыльца злаков Poaceae (почти 20 %), встре-

чены осоки Cyperaceae, полыни *Artemisia* sp., маревые Chenopodiaceae, Ericaceae/Vacciniaceae. Состав мезофильного разнотравья представлен видами семейств Polygonaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Apiaceae, Asteraceae, Polemoniaceae, Rubiaceae, Cichoriaceae, Brassicaceae и другими. Среди споровых растений господствуют *Sphagnum* sp. (54 %) и папоротники сем. Polypodiaceae (почти 40 %). Остальные отмечены в значительно меньшем количестве: плауны *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. appressum*, *L. annotinum*, *Lycopodium* sp., а также виды *Botrychium* sp., *Pteridium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Таким образом, в рассматриваемый нами период господствовали разреженные лесные группировки из березы и ели с участием сосны. В кустарниковом ярусе развивались сфагново-ерниковые сообщества — заросли кустарниковых берез, ив, ольховника с напочвенным покровом из сфагновых мхов; на открытых участках распространялись луга и папоротниковые сообщества.

В **спорово-пыльцевом комплексе II** пыльца древесных растений и спор составляет примерно равные доли (39–42 %), выше по разрезу участие древесных форм постепенно возрастает. Трав отмечено более 19 %. В группе древесных основной состав видов и структура остаются прежними. Происходит уменьшение доли *Betula nana*. Встречено единичное зерно липы *Tilia* sp. — тонкое, переотложенное. Состав пыльцы травянистых растений сохраняет свое разнообразие. Превалирует пыльца Poaceae, ее количество достигает 29 %, затем резко уменьшается. Отмечены Cyperaceae, Ericaceae/Vacciniaceae, единична пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp., Chenopodiaceae). Мезофильное разнотравье представлено семействами Polygonaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, Primulaceae, Apiaceae и другими. Среди споровых растений господствуют папоротники из сем. Polypodiaceae (почти 56 %) и *Sphagnum* sp. (более 41 %). Остальные отмечены в значительно меньшем количестве.

Палинологический спектр этой зоны свидетельствует о том, что на территории происходило дальнейшее распространение лесных и кустарниковых группировок, состоящих в основном из березы sect. *Fruticosae* с примесью ели, сосны, ольхи.

В **спорово-пыльцевом комплексе III** преобладают древесные растения (около 54 %) и травы (до 46 %). Количество спор невелико. Среди древесных форм по-прежнему доминируют виды рода *Betula* sp., но соотношение их изменяется: *Betula* sect. *Albae* возрастает почти до 25 %, доля *Betula* sect. *Fruticosae* снижается до 22 %, *Betula nana* — до 3 %. Количество пыльцы хвойных увеличивается: *Picea* sp. встречается около 17 %, *Pinus sylvestris* — почти 15 %. Достаточно широко представлена пыльца *Alnus* sp. (около 8 %). В небольших количествах отмечена пыльца *Salix* sp., *Alnaster* sp. Единично встречаются представители неморальной флоры: *Ulmus* sp. и *Tilia* sp., возможно, заносные. Состав травянистых растений довольно разнообразен. Превалирует пыльца Cyperaceae (20 %) и Poaceae (почти 19 %). Присутствуют Chenopodiaceae, *Artemisia* sp., Ericaceae/Vacciniaceae. Разнотравье представлено Ranunculaceae, Brassicaceae, Saxifragaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Apiaceae, Asteraceae, Primulaceae и др. Отмечены представители влаголюбивой Menyanthaceae. Среди встре-

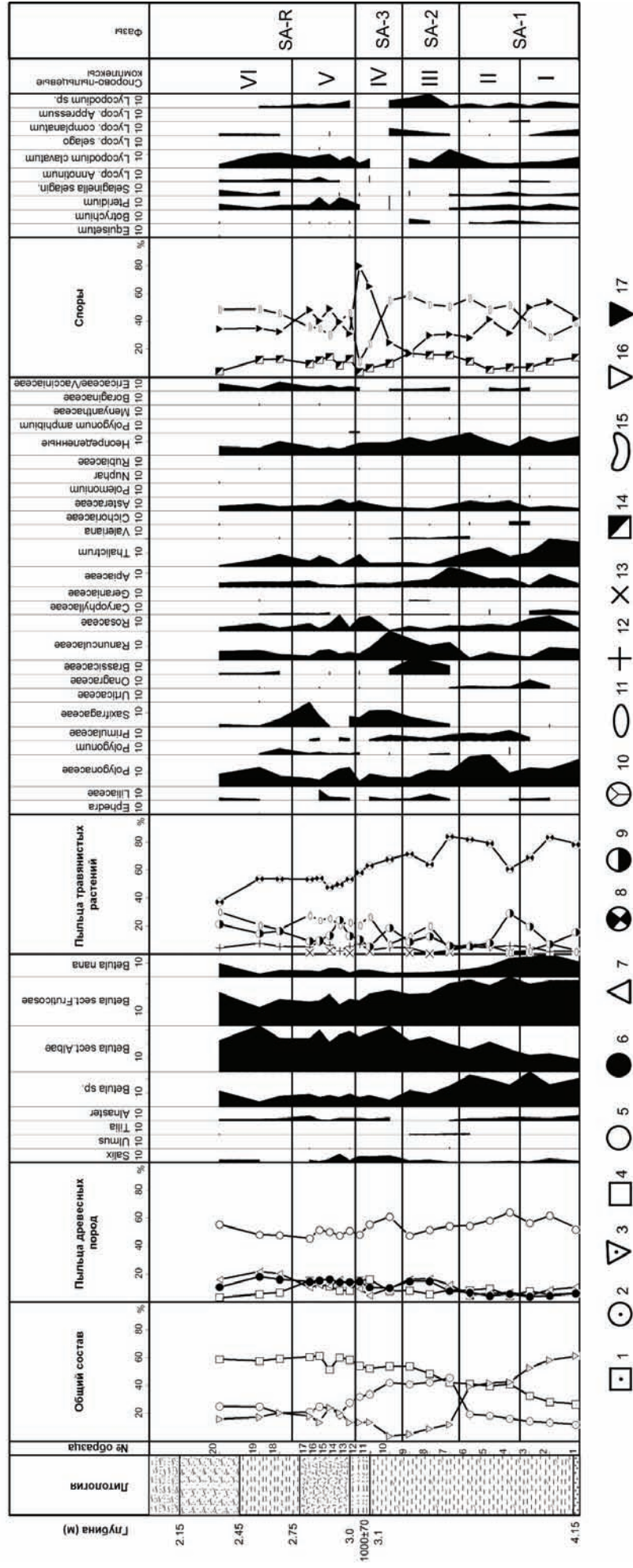


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма старичных отложений разреза К-11. Условные обозначения по литологии см. на рис. 2.

1 — сумма пыльцы древесных пород, 2 — сумма пыльцы травянистых пород, 3 — сумма спор высших споровых растений, 4 — ольха, 5 — береза, 6 — сосна, 7 — ель, 8 — сумма пыльцы разнотравья, 9 — злаки, 10 — вересковые, 11 — осоки, 12 — полыни, 13 — маревые, 14 — плауны, 15 — папоротники, 16 — зеленые мхи, 17 — сфагновые мхи

Fig. 3. The spore-pollen diagram of sediments from the Kuva-11. Legend of symbols on the lithology see. Fig. 2.

1 — Sum Ap., 2 — Sum Nap., 3 — Sum spores, 4 — Sum of pollen broadleaf species, 5 — Alnus, 6 — Betula, 7 — Pinus, 8 — Picea, 9 — Herbs, 10 — Poaceae, 11 — Ericaceae, 12 — Carex, 13 — Artemisia, 14 — Chenopodiaceae, 15 — Lycopodium, 16 — Polypodiaceae, 17 — Bryales, 18 — Sphagnum.



ченых споровых растений доминируют зеленые мхи (*Bryales* sp., лесные представители, торфообразователи), их численность очень велика. Среди других спор преобладают папоротники сем. *Polypodiaceae* (более 58 %). В меньших количествах присутствуют *Sphagnum* sp., плауны, *Botrychium* sp., *Pteridium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Происходило развитие елово-березовых лесов с примесью сосны, ольхи и ивы. На почвенном покрове были распространены зеленомошники. На открытых территориях развивались папоротники и луговые ценозы.

Спорово-пыльцевой комплекс IV имеет схожую структуру с комплексом III. Комплекс выделен за счет уменьшения доли хвойных пород: *Picea* sp. встречено около 5 %, *Pinus sylvestris* — 10 %. Растительность отражает распространение березовых лесов с примесью ольхи, сосны, ели и ивы.

В спорово-пыльцевом комплексе V по-прежнему преобладает пыльца древесных пород. Доля трав вверх по разрезу уменьшается до 20 %, споровых растений — до 13–24 %. Среди древесных форм преобладают виды семейства *Betulaceae*. Среди них основное количество составляет пыльца *Betula* sect. *Albae* (около 30 %), меньше отмечено *Betula* sect. *Fruticosae* (22 %), ольхи содержится до 16 %. Вновь значительное участие в составе комплексов принимает пыльца хвойных. Единично встречена *Abies* sp. Среди широколиственных пород отмечены единичные переотложенные представители *Ulmus* sp. В группе травянистых растений доминирует пыльца *Cyperaceae* (до 28 %). Отмечены *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp., *Ericaceae/Vacciniaceae*. Доля мезофильного разнотравья уменьшается. Встречены *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Primulaceae*, *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Cicoriaceae*, *Brassicaceae* и др. Отмечен влаголюбивый *Polygonum amphibium*. Среди споровых растений господствующее положение занимают *Sphagnum* sp., то папоротники из сем. *Polypodiaceae*. Встречены плауны *Lycopodium* sp., *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *L. annotinum*, а также виды *Botrychium* sp., *Pteridium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Таким образом, в рассматриваемый нами период лесная растительность сохраняет господствующее положение. Широкое развитие получили таежные леса с преобладанием березы и ели, со значительным участием сосны с примесью ольхи и ивы. Развита травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья.

В спорово-пыльцевом комплексе VI основную долю составляет пыльца древесных растений (более 59 %). Количество трав около 25 %, спор — до 20 %. Среди пыльцы древесных доминирует *Betula* sect. *Albae* (33 %). Участие *Picea* sp. возрастает до 22 %, количество пыльцы *Pinus sylvestris* составляет почти 18 %. Широколиственных пород не отмечено. Состав травянистых растений в целом сохраняется. Осоки преобладают (более 30 %). Отмечены злаки, полыни, маревые. Разнотравье представлено *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Asteraceae*, *Apiaceae* и др. Встречена пыльца влаголюбивого *Nuphar* sp. Среди споровых господствуют папоротники и сфагнум. Содержание других компонентов невелико.

Данный спорово-пыльцевой спектр отражает развитие елово-сосновых, елово-березовых, березовых лесов. Открытые участки местообитаний были заняты луговыми ценозами.

Выводы

Таким образом, изучение отложений разреза К-11 выявило четкую последовательность осадконакопления старичного аллювия, перекрытого пойменными осадками. Спрявление русла и формирование озера произошло во второй половине субатлантика.

Пыльцевые спектры (комплекс I и II) указывают на формирование тундровой и лесотундровой растительных зон во время раннего субатлантического периода (SA-1). В составе преобладали разреженные группировки из березы и ели с участием сосны. В кустарниковом ярусе развивались сфагново-ерниковые сообщества. Во время потепления среднего субатлантического периода (SA-2) произошло распространение елово-березовых лесов (комплекс III) с примесью ольхи. Волна похолодания позднего субатлантического периода (SA-3) привела к распространению березовых лесов с примесью ольхи, сосны, ели и ивы (комплекс IV). Пыльцевые комплексы V и VI отражают распространение елово-сосновых, елово-березовых, березовых лесов в субатлантический — современный (SA-R) климатический периоды.

Работа частично выполнена в рамках темы «Биогеологические события и стратиграфия фанерозоя субарктической зоны Баренцево-морского региона, Тимана и западного склона Урала» ГР № АААА-А17-117121140081-7.

Литература:

1. Андреева Л. Н., Марченко-Вагапова Т. И., Буравская М. Н., Голубева Ю. В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена Европейского Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
2. Буравская М. Н., Марченко-Вагапова Т. И., Исаков В. А., Воробьев Н. Н. Ландшафтно-климатические условия развития почвенного покрова долины нижнего течения р. Куи в голоцене // Почвы России: вчера, сегодня, завтра: всерос. науч. конф. Киров, 2017. С. 32–36.
3. Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФИЗ, 1948. 224 с.
4. Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., 1958. 192 с.
5. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.
6. Никифорова Л. Д. Динамика ландшафтных зон голоцена на северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
7. Пыльцевой анализ. М.: Гос. изд-во геолог. лит-ры, 1950. 571 с.
8. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 240 с.
9. Erdtman G. Erdtman's Handbook of Palynology. 2nd ed. / Ed. S. Nilsson, J. Praglowksi. Copenhagen, 1992. 580 pp.

References:

1. Andreicheva L. N., Marchenko-Vagapova T. I., Buravskaya M. N., Golubeva Yu. V. *Prirodnaya sreda neopleistotsena i golotsena Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* (Neopleistocene and Holocene natural environment in European North-East of Russia). Moscow: GEOS Press, 2015, 224 p.
2. Buravskaya M. N., Marchenko-Vagapova T. I., Isakov V. A., Vorobiev N. N. *Landshaftno-klimaticheskie usloviya razvitiya pochven-*



nogo pokrova doliny nizhnego techeniya r. Kui v golotsene (Landscape and climatic conditions for the development of soil cover in the valley of the down-stream of the river Kuya in the Holocene). All-Russian scientific conference «Soils of Russia: yesterday, today, tomorrow». Kirov, 2017, pp. 32-36

3. Grichuk V. P., Zaklinskaya E.D. *Analiz iskopaemyh pyltsy i spor i ego primeneniye v paleogeografii* (Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography). Moscow: OGIZ GEOGRAPHGIZ, 1948, 224 p.

4. Kachinsky N. A. *Mehanicheskii i mikroagregatnyi sostav pochvy, metody ego izucheniya* (Mechanical and microaggregate composition of the soil, methods of its study). Moscow, 1958, 192 p.

5. Lavrov A. S., Potapenko L. M. *Neopleistotsen Pechorskoi nizmennosti i Zapadnogo Pritiman'ya (stratigrafiya, paleogeografiya, hronologiya)* (Neopleistocene of Pechora lowland and Western Pritimanya (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, 2012, 191 p.

6. Nikiforova L. D. *Dinamika landshaftnykh zon golotsena severo-vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Dynamics of the landscape zones of the Holocene of the northeast of the European part of the USSR). Development of the nature of the territory of the USSR in the late Pleistocene and Holocene. Moscow: Science, 1982, pp. 154–162.

7. *Pyl'tsevoi analiz* (The analysis of Pollen). Moscow: State Publishing House of Geological Literature, 1950, 571 p.

8. Shantser E. V. *Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy* (Essays on the theory of the genetic types of continental sedimentary formations). Proceedings of GI AS USSR; Issue. 161. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1966, 240 p.

9. Erdtman G. *Erdtman's Handbook of Palynology*. 2nd ed. Ed. S. Nilsson, J. Praglowski. Copenhagen, 1992, 580 pp.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 552.321.1

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-12-23-30

GRANITES OF THE GERDIZ MASSIF (POLAR URALS): NEW DATA

A. S. Shuyskiy¹, O. V. Udoratina¹, E. L. Miller², M. A. Coble²¹Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar²Stanford University, USA

self88@yandex.ru

Petrographic, petrochemical and preliminary geochemical (ICP MS) and isotope geochemical (O_{Zrn} , Sm–Nd, $(Lu-Hf)_{Zrn}$) data allow us to consider granitoids of the Gerdizsky massif as forming in an intraplate setting and represent A-type with crust-mantle characteristics. The new U–Pb (SIMS) geochronologic data show that the granitoids of the northern part of the Gerdizsky massif in the northern Urals are (496 ± 7) Ma.

Keywords: A-type granites, isotopic and geochemical characteristics, Gerdiz massif, Polar Urals.

ГРАНИТОИДЫ ГЕРДИЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

А. С. Шуйский¹, О. В. Удоратина¹, Е. Л. Миллер², М. А. Кобл²¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар²Стэнфордский университет, Калифорния, США

self88@yandex.ru

Петрографические, петрохимические и полученные первые геохимические (ICP MS) и изотопно-геохимические (O_{Zrn} , Sm–Nd, $(Lu-Hf)_{Zrn}$) данные позволяют рассматривать гранитоиды Гердизского массива как внутриплитные образования А-типа с корово-мантийными характеристиками. На основе новых U–Pb (SIMS)-данных возраст гранитоидов Гердизского массива (северная часть) соответствует (496 ± 7) млн лет.

Ключевые слова: граниты А-типа, изотопно-геохимические характеристики, Гердизский массив, Полярный Урал.

Introduction

Granitoids of the large Gerdizsky massif are exposed along the Paetarka and Gerdizshor rivers in the Polar Urals. Structurally they are located in the northern part of the block Marunkeu where they are found intruding the highly metamorphosed rocks of the Khanmenkhoyskaya suite (PR_1hn). The massif extends in a north-east direction covering a region of about 15×6 km parallel to the general strike of the folded structures and granitoids cross-cut metamorphic fabrics (fig. 1).

The new generation of maps [1] show that two types of magmatic rocks are present in the Gerdizskiy massif: the Evyuganskiy migmatite-plagiogranite ($mp\gamma PR_1e$), granite gneiss (γPR_1e) and Syadatayakhinskiy granite ($\gamma V-E_1s$) complexes. This article discusses the Evyuganskiy complex rocks (fig. 1). According to the legend [5], the granitoids of the Evyuganskiy complex are Early Proterozoic and the Syadatayakhinskiy complex is Vendian-Cambrian. The age of granitoids of the Evyuganskiy complex was determined by geological data (conglomerates at the base of the overlying Nyaroveyskaya series contain pebbles of similar composition granitoids and plagiogranites to those exposed along Paetarka Creek of the Lapta-Yaha River) as well as by geochronological determinations (1.73–2.22 billion. years) [1]. The age of the granitoids of the Syadatayakhinskiy complex was determined using only geological data. Data on the geological structure of the massif, the petrographic characterization and chemical composition of the granitoids can be found

in works of V. I. Okhotnikov, L. V. Mahlaev, V. A. Dushin and in our earlier work on these rocks [1, 3, 4, 7, 8, 9].

Materials and methods of research

The data for the study were obtained by us during a field trip to the northern part of the Gerdizskiy Massif (Evyuganskiy complex), exposed along the Pesaveyyaha River in 2014.

Research was conducted in the Center for Collective Use of Scientific Equipment of UB RAS «Geonauka» (IG Komi SC UB RAS): samples were analyzed by the classical chemical method and the X-ray fluorescence method in the chemical laboratory; the analysis of minerals was performed on a TESCAN VEGA 3 electron microscope with an X-max energy dispersive spectrometer (Oxford instruments); the description of thin sections was conducted on a polarizing microscope Olympus BX51; monofraction of zircons was selected (crushing, division, allocation of non-magnetic fraction, bromforming).

The content of the elements is determined by the method of ICP-MS in the Central Laboratory of VSEGEI (St. Petersburg). Zircon analyzed for U–Pb (SIMS) isotopic ages in the Stanford — U.S. Geological Survey micro analysis center (SUMAC) at Stanford University using a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP RG). A preliminary evaluation of the backscattered electron and cathodoluminescent image was also performed at Stanford University using a scanning electron microscope Jeol 5600 to guide



Table 1. Chemical composition (wt. %) and content of rare elements (ppm) of granitoids of the Gerdiz massif (northern part)

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержание элементов примесей (г/т) для гранитоидов Гердизского массива (северная часть)

Компоненты Components	A41/14	A52/14	A34в/14	A54/14	A34а/14	A51/14	A35/14	A53/14
SiO ₂	69.9	73.2	73.58	74.24	75.62	76.3	77.28	79.64
TiO ₂	0.6	0.31	0.32	0.033	0.19	0.093	0.059	0.078
Al ₂ O ₃	14.66	13.04	12.76	14.82	12.39	12.54	12.25	10.49
FeO	1.4	1.3	0.99	0.38	1.02	0.6	0.42	0.57
MnO	0.039	0.034	0.026	0.04	0.019	0.01	0.018	0.011
CaO	2.17	1.24	0.93	0.4	0.93	0.4	0.4	0.4
MgO	2.17	0.2	0.51	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1
K ₂ O	3.58	5.06	4.76	3.7	3.69	4.42	4.52	4.26
Na ₂ O	3.09	3.53	3.49	5.07	3.73	3.51	3.83	3.24
P ₂ O ₅	0.15	0.042	0.06	0.1	0.033	0.012	0.009	0.009
П.п.п.	1.77	0.85	1.04	0.64	1.14	0.71	0.59	0.51
Сумма	100.95	99.72	99.55	99.66	99.6	99.34	100.08	99.83
FeO _{tot}	2.82	2.22	2.08	0.52	1.76	1.05	1.03	1.09
H ₂ O	0.19	0.21	0.15	0.17	0.13	0.17	0.17	0.25
CO ₂	0.13	0.1	0.1	0.13	0.29	0.1	0.1	0.1
Характеристические отношения / Characteristic ratios								
Ga/Al	—	3.13	2.79	—	—	2.92	3.21	2.47
K/Rb	—	328.16	263.43	—	—	485.89	111.67	225.25
Rb/Sr	—	1.49	3.42	—	—	13.18	43.81	10.13
a. i.	0.61	0.87	0.85	0.83	0.82	0.84	0.91	0.95
Fe*	0.42	0.86	0.70	0.74	0.91	0.66	0.85	0.86
Na ₂ O+K ₂ O	6.67	8.59	8.25	8.77	7.42	7.93	8.35	7.50
Na ₂ O/K ₂ O	0.86	0.70	0.73	1.37	1.01	0.79	0.85	0.76
ASI	1.15	0.97	1.02	1.15	1.05	1.11	1.03	0.98
Элементы примеси / Impurity elements								
V	—	12.1	11.3	—	—	9.6	7.34	7.9
Cr	—	23.9	26.2	—	—	22.9	24.5	25.6
Co	—	1.65	1.29	—	—	0.5	0.5	0.5
Ni	—	10.2	7.28	—	—	6.05	6.68	6.54
Cu	—	5.25	3.13	—	—	18.6	5.85	2
Zn	—	46.1	27.7	—	—	24.6	27.1	26.4
Ga	—	20.3	18.1	—	—	18.9	20.8	16
Rb	—	128	150	—	—	199	336	157
Sr	—	85.9	43.9	—	—	15.1	7.67	15.5
Y	—	42.8	38.9	—	—	34.3	27.2	31.7
Zr	—	316	181	—	—	143	121	103
Nb	—	17.3	12	—	—	19.7	37.6	16.2
Mo	—	2.14	2.84	—	—	1.76	1.41	1.56
Sn	—	5	6.65	—	—	5.22	15.2	4.61
Cs	—	0.93	0.77	—	—	0.72	1.53	0.4
Ba	—	732	183	—	—	181	16.5	41
La	—	124	60.4	—	—	8.96	5.7	17
Ce	—	221	116	—	—	35	16.2	50
Pr	—	25.1	12.5	—	—	2.52	2.23	5.09
Nd	—	78	44	—	—	8.05	8.57	18
Sm	—	12.8	7.46	—	—	2.3	2.61	4.69
Eu	—	1.46	0.56	—	—	0.15	0.061	0.12
Gd	—	11.1	7.58	—	—	2.95	3.06	3.99
Tb	—	1.46	1.05	—	—	0.67	0.61	0.64
Dy	—	7.53	6.71	—	—	5.18	4.44	5.09
Ho	—	1.63	1.49	—	—	1.25	0.98	1.16
Er	—	4.32	3.83	—	—	3.71	3.25	3.4
Tm	—	0.67	0.55	—	—	0.65	0.55	0.51
Yb	—	3.82	3.45	—	—	3.97	3.8	3.5
Lu	—	0.64	0.5	—	—	0.57	0.63	0.56
Hf	—	9.77	5.58	—	—	5.56	5.63	4.04
Ta	—	1.22	1.06	—	—	2.37	3.82	1.39
Pb	—	32.8	28.4	—	—	26	19.9	30.5
Th	—	24.2	22.6	—	—	25.6	25.5	19.1
U	—	2.4	2.01	—	—	1.7	2.08	1.58

Note: «—» not determined, Fe* — iron index ($Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$), a. i. — agpait index ($(Na+K)/Al$), ASI — $[Al/Ca - 1.67P + Na + K]$

Примечание: «—» не определялось, Fe* — индекс железистости ($Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$), а. и. — агапитовый индекс $(Na + K)/Al$, ASI — $[Al/Ca - 1.67P + Na + K]$

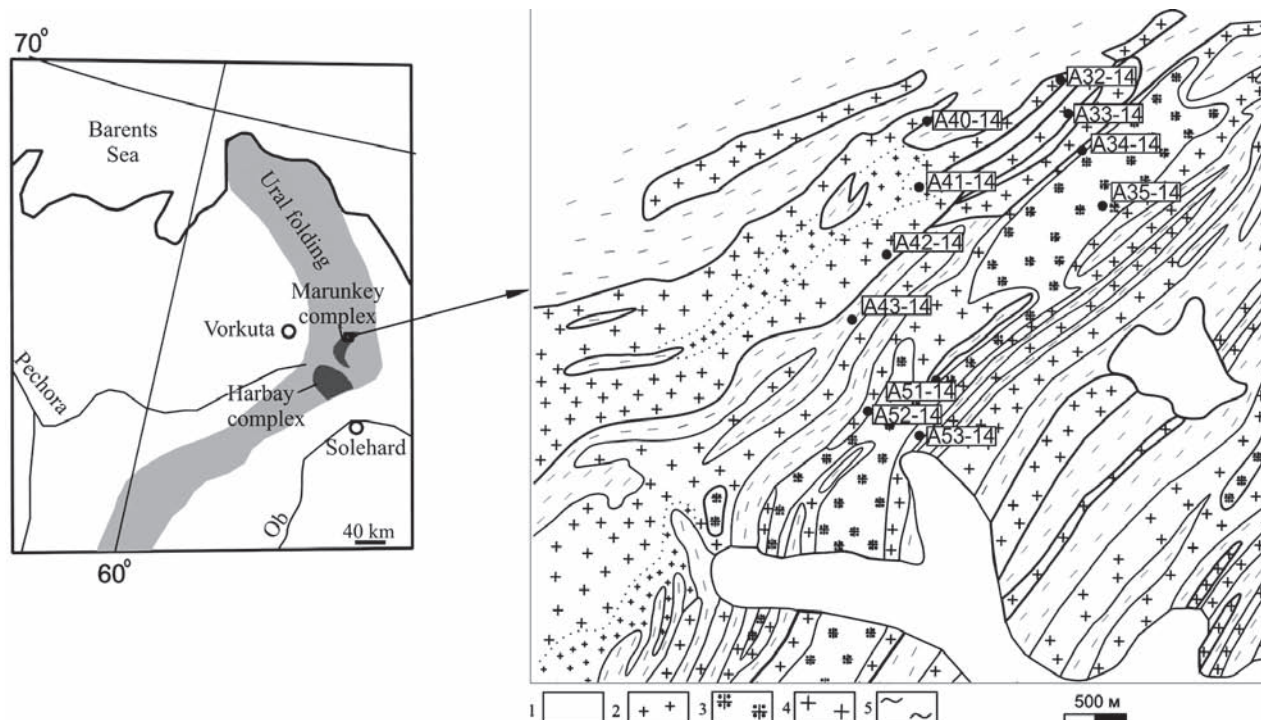


Fig. 1. Schematic geological map of Gerdizsky massif [4]: 1 — Quaternary deposits undivided, 2 — fine-grained granite, 3 — coarse-grained granite, 4 — microcline granite, 5 — precambrian shales

Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Гердизского массива по [4]: 1 — четвертичные отложения нерасчлененные, 2 — мелкозернистый гранит, 3 — крупнозернистый гранит, 4 — микроклиновый гранит, 5 — докембрийские сланцы

Table 2. Results of U-Pb-isotope studies of zircons and crystallization temperature
Таблица 2. Результаты U-Pb-изотопных исследований и температуры кристаллизации в исследованных цирконах

Зерно, Кратер Grain, crater	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, мкг Content, mkg			^{232}Th	Возраст, млн лет Age Ma		D, %	Изотопные отношения Isotope ratios			Rh _o	T (°C) (1.0/0.7)
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		^{238}U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
7.1ц	0.06	25.2	395	228	0.6	461.5±19.2	445.1±25.9	−4	0.0558±1.2	0.57±4.4	0.074±4.2	1	726
8.1к	0.16	22.6	337	223	0.68	484.8±18.7	509.9±24.8	5	0.0575±1.1	0.62±4.1	0.078±3.9	1	687
10.1ц	0.51	73.9	1091	686	0.65	489.1±8.8	493.2±84.3	1	0.0571±3.8	0.62±4.2	0.079±1.8	0.4	697
1.1ц	0.18	13.5	196	147	0.77	494.8±12.9	516.9±55.8	4	0.0577±2.5	0.64±3.7	0.080±2.7	0.7	728
5.1ц	0	20.3	296	105	0.37	495.4±12.8	469.8±28.3	−6	0.0565±1.3	0.62±2.9	0.080±2.6	0.9	645
3.1к	0.24	32.8	475	270	0.59	498.8±13.9	512.0±26.0	3	0.0576±1.2	0.64±3.1	0.080±2.9	0.9	679
6.1к	0.08	14.6	211	83	0.41	498.9±12.2	536.1±30.9	7	0.0582±1.4	0.65±2.9	0.081±2.5	0.9	694
9.1ц	0.02	24.5	354	227	0.66	499.8±12.8	488.8±23.5	−2	0.0570±1.1	0.63±2.8	0.081±2.6	0.9	682
2.1к	0.46	20.8	300	195	0.67	500.9±15.4	648.6±253.0	23	0.0613±11.8	0.69±12.2	0.081±3.0	0.2	714
4.1к	0.13	21.6	310	150	0.5	502.2±9.3	535.9±23.6	6	0.0582±1.1	0.65±2.2	0.081±1.9	0.9	698

Note: Isotopic ratios and ^{206}Pb contents are corrected for the measured ^{204}Pb . D — discordance: $D = 100 \times [\text{age } (^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) / \text{age } (^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}) - 1]$. Rh_0 is the correlation coefficient between the $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ isotope ratio detection errors.

Примечание: Изотопные отношения и содержания ^{206}Pb скорректированы по измеренному ^{204}Pb . D — дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}) - 1]$. Rh_0 — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$

spot placement on individual zircons. The isotope composition of oxygen in zircons was measured at the Institute of Nuclear Physics of the SB RAS (Ulan-Ude). The isotope composition of samarium-neodymium was obtained at IGGD RAS (St. Petersburg). The isotopic composition of hafnium was determined at the Institute of Geology and Mineral Resources (Tianjin, China). Details of the instrumental conditions and analytical procedures for Hf isotope analyses have been described by Genget al. [14]

Research results

Granitoids are observed as thin, mostly layered bodies among the metamorphosed rocks of the frame. The granites are pink and light gray, gneissic, medium-grained to fine-grained granoblastic, lepidogranoblastic and cataclastic texture (fig. 2). The rocks are composed of K-feldspar (microcline) — 20–25 %, plagioclase (albite) 25–35 %, quartz 30–35 %, mica (muscovite) 5–10 %. Secondary minerals: chlorite, calcite. Accessory: epidote (clinozoisite (contents of the

Table 3. Hf isotope composition of zircons
Таблица 3. Изотопный состав Hf в цирконах

Зерно, кратер Grain, crater	T (млн лет) T (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon\text{Hf}(0)$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM} (млрд лет) (Ga)	T_{DM2} (млрд лет) (Ga)	$f_{(\text{Lu}/\text{Hf})}$
1.1ц	495	0.022002	0.000200	0.000835	0.000007	0.282571	0.000016	-7.1	3.48	0.96	1.09	-0.97
2.1к	501	0.030654	0.000317	0.001154	0.000007	0.282610	0.000019	-5.7	4.87	0.91	1.03	-0.97
3.1к	499	0.035339	0.000795	0.001350	0.000029	0.282588	0.000018	-6.5	4	0.95	1.07	-0.96
4.1к	502	0.021205	0.000035	0.000832	0.000001	0.282557	0.000014	-7.6	3.12	0.98	1.12	-0.97
5.1ц	495	0.048500	0.001541	0.001858	0.000058	0.282544	0.000020	-8.1	2.16	1.03	1.16	-0.94
6.1к	499	0.027934	0.000102	0.001070	0.000004	0.282609	0.000014	-5.8	4.82	0.91	1.03	-0.97
7.1ц	461	0.033142	0.000419	0.001262	0.000017	0.282606	0.000017	-5.9	3.86	0.92	1.05	-0.96
9.1ц	500	0.032910	0.000137	0.001274	0.000005	0.282600	0.000015	-6.1	4.45	0.93	1.05	-0.96
10.1ц	489	0.042890	0.000202	0.001655	0.000003	0.282545	0.000015	-8	2.15	1.02	1.16	-0.95

Note: $\varepsilon\text{Hf}(0) = (((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - 1) \times 1000$

$\varepsilon\text{Hf}(t) = (((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1))) - 1 \times 1000$

$\text{TDM} = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$

$\text{TDM}_2 = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) f_C - f_S / (f_C - f_{\text{DM}})$

$f_{\text{Lu}/\text{Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$

where $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s$ are the measured values of samples $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ [11, 12]; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ [15], t is the crystallization age of the zircon, and $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$ [10, 16]. T_{DM} and T_{DM2} are single-stage DM model and two-stage DM2 model ages, respectively. f_C, f_S , and f_{DM} are the $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ values of the crustal source, the sample and the depleted mantle, respectively. In our calculations, $f_C = -0.72$ ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ in average continental crust) and $f_{\text{DM}} = 0.16$ ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [15]).

Примечание: $\varepsilon\text{Hf}(0) = (((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - 1) \times 1000$

$\varepsilon\text{Hf}(t) = (((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1))) - 1 \times 1000$

$\text{TDM} = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$

$\text{TDM}_2 = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) f_C - f_S / (f_C - f_{\text{DM}})$

$f_{\text{Lu}/\text{Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$

где $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s$ и $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s$ измеренные значения в образце $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ [11, 12]; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ [15], t — возраст кристаллизации циркона и $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$ [10, 16]. T_{DM} — одностадийный возраст модели и T_{DM2} — двухстадийный возраст. f_C, f_S, f_{DM} и $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ значения коры, источника, образца и деплетированной мантии, соответственно. В наших расчетах $f_C = -0.72$ (используя среднюю величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$) и $f_{\text{DM}} = 0.16$ ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$) [15].

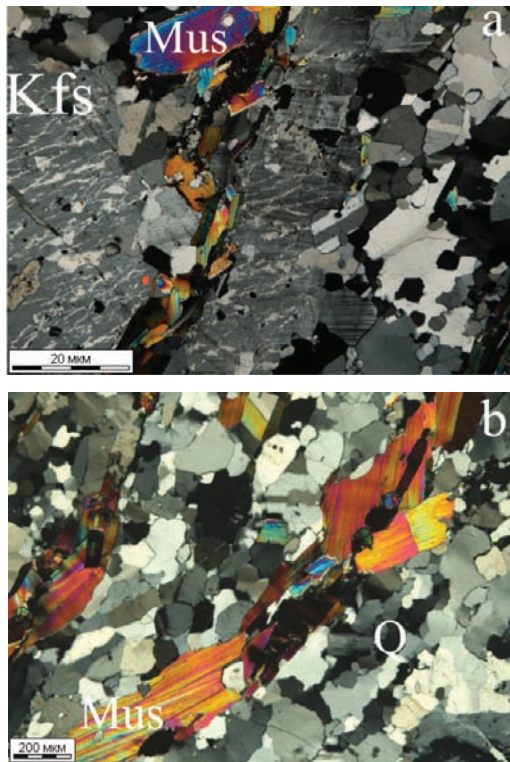


Fig. 2. Cataclastic (a) and lepidogranoblast (b) texture (Kfs – K-feldspar, Mus – muscovite, Q – quartz)

Рис. 2. Катакластическая (a) и лепидогранобластовая (b) структура (Kfs – КПШ, Mus – мусковит, Q – кварц)

clinozotosite mineral from 0.67 to 0.88)) apatite (fluorapatite (3–4 wt. % F), zircon, allanite, garnet (spessartine-grossular-almandin), thorite, fluorite, titanite and ore mineral is represented by magnetite [6]. All minerals are confirmed by microprobe analyzes.

The rocks studied have SiO_2 content 69.9 to 79.64 wt. % and a high amount of alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, ranging from 7.42 to 8.59 wt.%), and belong to the family of granites according to the rocks petrochemical classification (fig. 3a and 3b). Moderately alkaline series are moderately potassic rocks rich in alumina ($\text{ASI} = 0.97\text{--}1.15$). The content of titanium is very low ($\text{TiO}_2 = 0.09\text{--}0.32$ wt. %). With increasing amounts of silica, the content of ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), CaO and FeO, TiO_2 , decrease; the content of Al_2O_3 , P_2O_5 is slightly reduced (Tab. 1).

Rocks are characterized by a low total content of rare earth elements (mean value) – 200 ppm. REE spectra (fig. 3c) is characterized by a slight predominance of LREE over HREE ((La/Yb) $_N$ – 7.9) with low Eu values ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19$). Spider diagrams of the rocks under study (fig. 3d) show that they are enriched with large-ion elements (Rb, Th) and have similar or slightly increased content of highly charged elements (Ce, Zr, Sm, Yb). According to the classification, granitoids belong to the A-type granites, based on the characteristic relationship [13].

We conducted additional isotope-geochronological studies. Zircons present in the sample are medium in size, up to 200 microns CE (coefficient of extension): 1: 4, 1: 5, whitish, white-yellow, translucent, of short-prismatic habit,

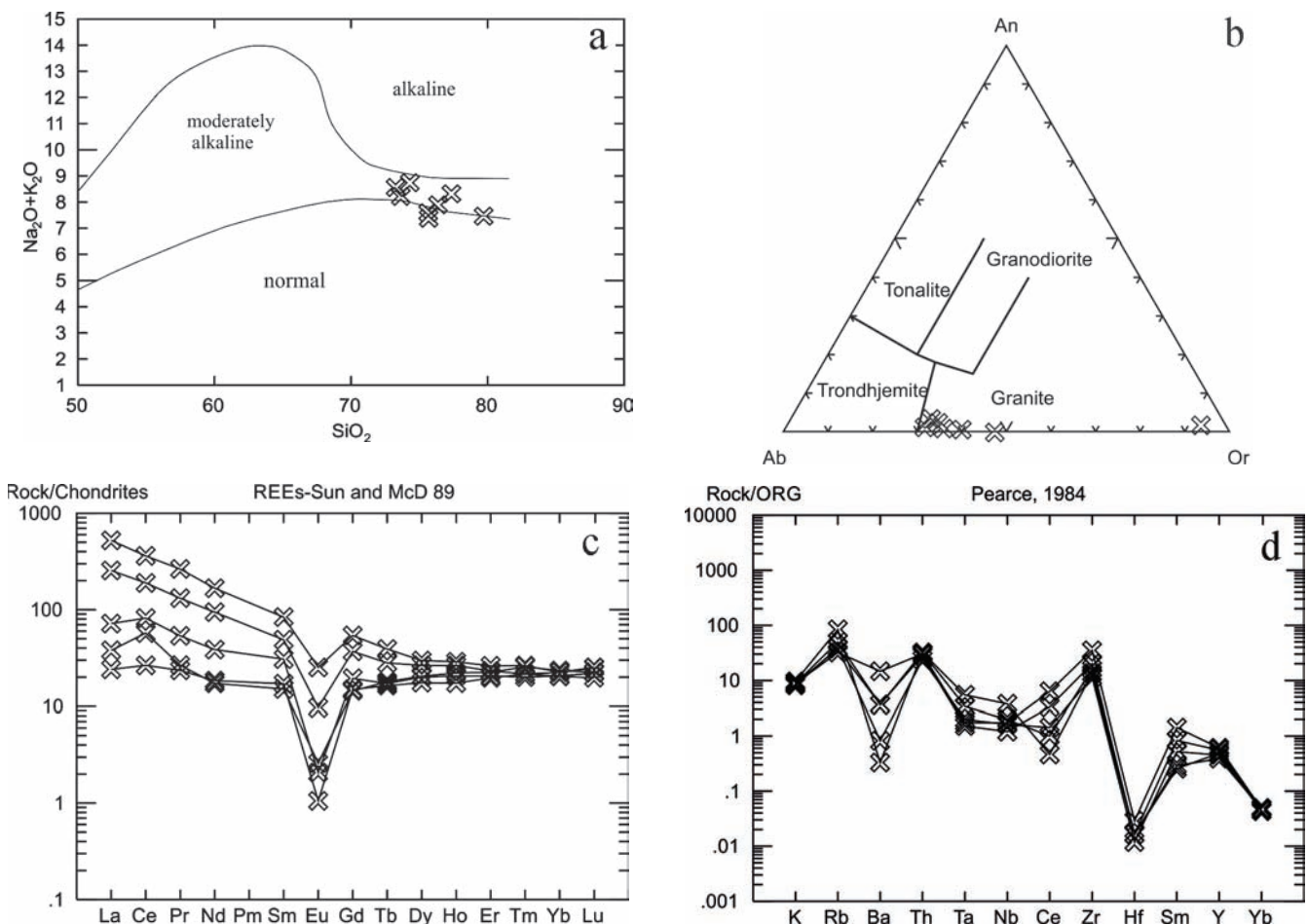


Fig. 3. Diagrams $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (a), diagrams Ab-An-Or (b), spectra of rare earths (c) and diagram multi-elemental (d)

Рис. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (a), диаграмма О' Коннера Ab-An-Or (b), спектры распределения РЗЭ (c), мультиэлементная диаграмма (d)

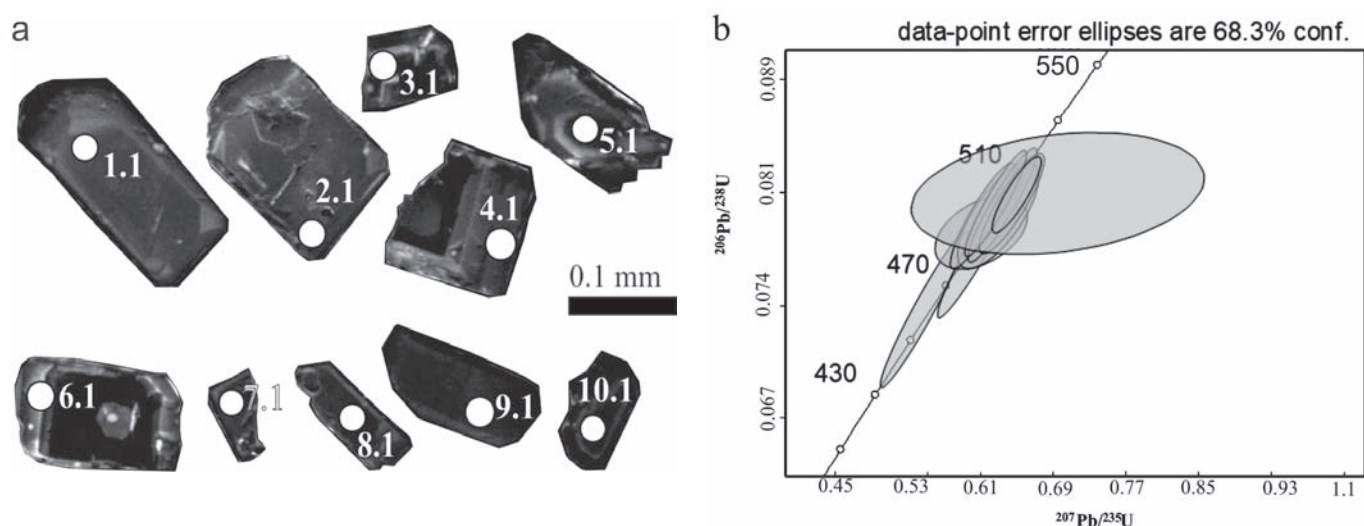


Fig. 4. Cathodoluminescence image of zircon from granites (A52-14) numbers dating grains and analysis of craters (a); Diagram for zircon A52-14 — (b). The coordinates of points — the center of the ellipse of error (2σ). Concordant age for coherent groups of 10 definitions — (496.2 ± 7.1) million years (2σ , STD (standard deviation) = 0.85)

Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения цирконов из гранитов (A52-14) с номерами датированных зерен и аналитических кратеров (a); диаграмма для цирконов обр. A52-14 — (b). Координаты точек — центры эллипсов погрешностей (2σ). Конкордантный возраст для когерентной группы из 10 определений — (496.2 ± 7.1) млн лет (2σ , СКВО=0.85)

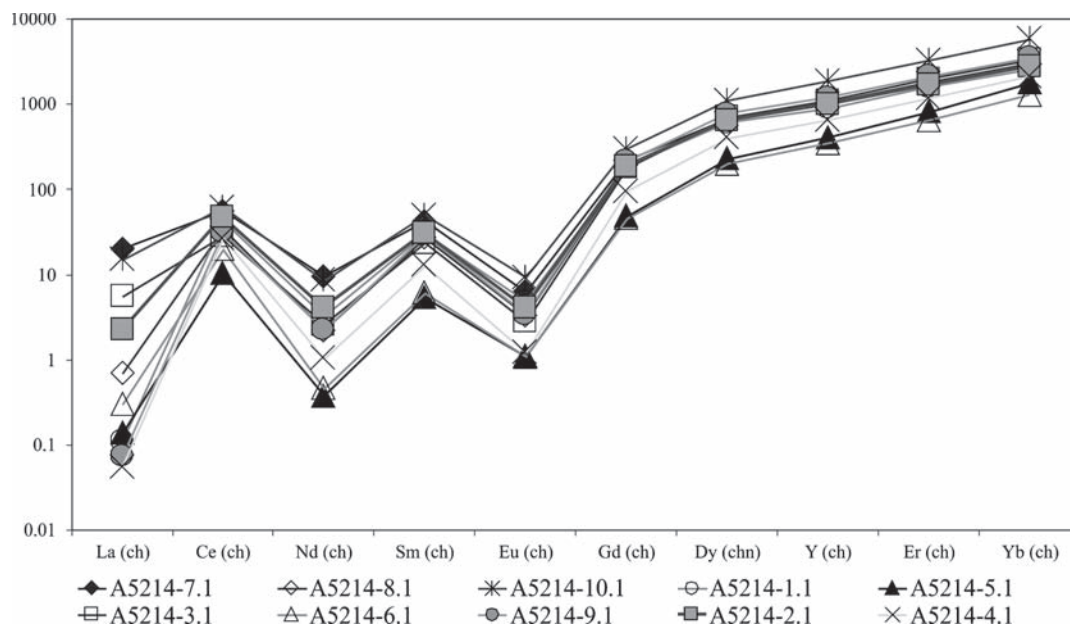


Fig. 5. Spectra of REE distribution in analyzed zircons from granitoids of the Gerdiz massif

Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ в цирконах из гранитоидов Гердизского массива

with inclusions and numerous cracks. Cathodoluminescent images of zircons show rough oscillatory zoning in the margins of zircons and wide homogeneous central zones (fig. 4a). The contents of U (ppm) are highly variable from 196 to 1091, but are generally at 300. The content of Th varies within a tighter range of 83–270.

The calculated $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon crystallization age was determined from 10 points on sample A52/14 (tab. 2). The results range in ages from 461.5 ± 19.2 to 502.2 ± 9.3 Ma (fig. 4b). The calculated weighted mean age of 10 zircon analyses was 494.9 ± 7.9 Ma (2σ , MSWD = 0.53, probability — 0.85). This calculated concordia age for the coherent group from all 10 definitions is 496.2 ± 7.1 Ma (2σ , MSWD = 0.85, the probability of concordance - 0.721) is within uncertainty of the weighted average (fig. 4b). The trace elements contents are similar, indicating that the analyzed zir-

cons are comagmatic (fig.5). Their formation temperature estimated by the Ti content in zircon [17] varies over a wide range from 645 to 728 °C (at $a_{\text{SiO}_2} = 1$ and $a_{\text{TiO}_2} = 0.7$).

The concordant age obtained corresponds to the Late Cambrian. The identified age of metagranitoids of the Ingilorskiy massif is similar and is 487.3 ± 7.4 [9]. A Paypudynsky rhyolite complex ($\lambda\epsilon 3\text{-O}1pp$) of the same age level is known in the Polar Urals, which is the felsic component of bimodal rift magmatism in the Polar Urals [2].

The Sm-Nd data of granite sample A52/14, (Sm (12.79 ppm), Nd (82.98 ppm), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.0932), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512338), $\epsilon\text{Nd}(0)$ (−5.9), $\epsilon\text{Nd}(T)$ (+0.7), TDM (1029), TDM2 (1181)) [8] indicate that the source of these rocks was either mantle with a significant component of older crust as a contamination. The oxygen isotopic composition of zircons from granitoids (zircon from sam-



ple A52/14) is characterized by low values of +6.9 ‰ [8] – has core values.

The isotopic data of Hf (tab.3), calculated on age εHf (T), is characterized by positive values from + 4.87 to +2.15, which indicate a crust-mantle source (which agrees well with $\varepsilon\text{Nd}(t)$, on the data presented above) and young model age.

Isotope-geochemical ($\varepsilon\text{Nd}(t)$, OZrn , $\varepsilon\text{Hf}(t)\text{Zrn}$) data allow us to characterize the source of the melts

Conclusions

Thus, according to new petrologic, geochemical, geochronologic and isotopic data, granitoids of the northern part of the Gerdizskiy massif have intraplate characteristics and document that they mark the process of rifting that existed in the late Cambrian along the margin of the East European continent.

Studies are conducted within the framework of the project 18-5-5-46

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000: Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II (Лаборова). Объяснительная записка / Ред. А. П. Казак. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

2. Зархидзе Д. В., Малых О. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченыр). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 224 с. (Минприроды России, Роснедра, Комитет природных ресурсов по Республике Коми, ЗАО «МИРЕКО»).

3. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 148 с.

4. Охотников В. Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

5. Шишкин М. А., Кривоножко В. Г. Легенда для геологической карты донеогеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. Санкт-Петербург, 1999. 198 с.

6. Шуйский А. С. Минералогические особенности гранитоидов Гердизского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 150–154.

7. Шуйский А. С., Голубева И. И. Новые данные по гранитоидам Гердизского массива (Полярный Урал) / Вестник Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 8. С. 10–14

8. Шуйский А. С., Удорткина О. В., Куликова К. В., Саватенков В. М., Посохов В. Ф. Изотопно-геохимические особенности гранитоидов А-типа Полярного Урала // XXI симпозиум по геохимии изотопов им. академика А. П. Виноградова (15–17 ноября 2016): Тезисы докладов / ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2016. С. 214–217.

9. Шуйский А. С., Удорткина О. В., Миллер Е. Л., Кобл М. Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-Pb-данные // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского, 16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. С. 481–484.

10. Amelin Y. 2005. Meteorite phosphates show constant ^{176}Lu decay rate since 4557 million years ago. Science 310. P 839–841.

11. Amelin Y., Lee, D. C., Halliday A. N., Pidgeon R. T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. Nature 399, 252–255.

12. Blichert-Toft J., Albarede F. 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planetary Science Letters 148, 243–258.

13. Chappell B. W., Stephens W. G. Origin of intracrustal (I-type) granitoid magmas // Trans. Roy. Soc. 1988. V. 79. P. 71–89.

14. Geng J.Z., Li, H.K. Zhang J., Zhou H.Y., Li H.M. 2011. Zircon Hf isotope analysis by means of LA-ICP-MS. Geological Bulletin of China 30 (10), P. 1508–1513 (in Chinese with English abstract)

15. Griffin W. L., Pearson N. J., Belousov E., Jackson S. E., Achterbergh E., Suzanne Y. O., Shee S. R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 133–147.

16. Soderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort J. D., Isachsen C. E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. Earth and Planetary Science Letters 219, 311–324.

17. Watson E. B., Wark D. A., and Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / Contributions to Mineralogy and Petrology 2006, 151(4), P. 413–433.

Reference

1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj federacii masshtaba 1 200000 Seriya Polyarno Uralskaya List Q 42 I II Laborovaya, Obyasnitelnaya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation at the scale of 1: 200000: Polar-Ural series: Sheet Q-42-I, II (Labor): Explanatory note). Ed. AP Kazak. St. Petersburg: Map factory VSEGEI, 2009, 372 p.

2. Zarkhidze D. V., Malikh O.N., et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1: 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Polyarno-Ural'skaya. Listy R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченыр). Obyasnitelnaya zapiska (The State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. Second edition. Series Polar Ural. Sheets R-41-XXXV, XXXVI (ridge Ochenyrd). Explanatory note). Moscow: Moscow branch of the FSBU «VSEGEI», 2017, 224 p. (Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, Committee of Natural Resources for the Komi Republic, CJSC MIREKO)

3. Makhlaev L. V. Granitoidy severa Centralno Uralskogo podnyatiya (Polyarny i Pripolyarny Ural) (Granitoids of the Central Central Ural Uplift (Polar and Subpolar Urals)). Ekaterinburg: UB RAS, 1996, 148 p.

4. Okhotnikov V. N. Granitoidy i rudoobrazovanie (Polyarny Ural) (Granitoids and ore formation (the Polar Urals)). Leningrad: Nauka, 1985, 184 p.

5. Shishkin M. A., Krinochkin V. G. Legenda dlya geologicheskoy karty doneogennykh obrazovaniy Polyarno-Uralskoj serii listov Gosgeol karty-200 (Legend for the geological map of the pre-Neogene formations of the Polar-Ural series of sheets of the State Geological Library-200). St. Petersburg, 1999, 198 p.

6. Shuyskiy A. S. Mineralogicheskie osobennosti granitoidov Gerdizskogo massiva (Polyarny Ural) (Mineralogical features of granitoids of the Gerdiz massif (Polar Urals)). Structure, matter, history of the lithosphere of the Timan-Northern Ural Segment: Proceedings of the 23rd Scientific Conference. Conf. Syktyvkar: Geoprint, 2014, pp. 150–154.

7. Shuyskiy A. S., Golubeva I. I. Nove dannye po granitoidam Gerdizskogo massiva (Polyarny Ural) (New data on the granitoids of the Gerdiz massif (Polar Urals)). Komi Bulletin of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences. Syktyvkar, No. 8, 2016. pp. 10–14.



8. Shuyskiy A. S., Udoratina O. V., Kulikova K. V., Savatenkov V. M., Posokhov V. F. *Izotopno-geokhimicheskie osobennosti granitoidov A-tipa Polyarnogo Urala* (Isotope-geochemical features of the A-type granitoids of the Polar Urals). XXI Symposium on the Geochemistry of Isotopes named after Academician AP Vinogradov (November 15-17, 2016). Theses of reports / GEOKHI RAS – Moscow, Watercolor, 2016, pp. 214–217.
9. Shuyskiy A. S., Udoratina O. V., Miller E. L., Coble M. *Metagranitoidy Ingilorskogo massiva (Polyarny Ural): U-Pb dannye* (Metagranitoids of the Inhylor Massif (Polar Ural): U-Pb data). Proceedings of the IV International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Memory Specialists Academician A. P. Karpinsky, February 16-20, 2015, St. Petersburg, VSEGEI, St. Petersburg: Publishing house VSEGEI, 2015, pp. 481–484.
10. Amelin Y. Meteorite phosphates show constant ^{176}Lu decay rate since 4557 million years ago. *Science* 310. 2005, pp. 839–841.
11. Amelin Y., Lee, D. C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature* 399, 1999, pp. 252–255.
12. Blichert-Toft, J., Albarede, F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 1997, pp. 243–258.
13. Chappell B. W., Stephens W. G. Origin of infracrustal (I-type) granitoid magmas. *Trans. Roy. Soc.* 1988, V. 79, pp. 71–89.
14. Geng, J.Z., Li, H.K., Zhang, J., Zhou, H.Y., Li, H.M., Zircon Hf isotope analysis by means of LA-ICP-MS. *Geological Bulletin of China* 30 (10). 2011, pp. 1508–1513 (in Chinese with English abstract)
15. Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Achterbergh, E., Suzanne, Y.O., Shee, S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64. 2000, pp. 133–147.
16. Soderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C. E., The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 2004, pp. 311–324.
17. Watson E. B., Wark D. A., and Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile /Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151(4), pp. 413–433.



СТРОЕНИЕ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ПОДЗОНЫ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): ЧАСТЬ 1. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ РЕПЕР

В. А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

litgeo@geo.komisc.ru

Дана краткая характеристика пород нижнекаменноугольной части яйюской свиты, распространенной в восточной подзоне Лемвинской структурно-формационной зоны Урала. Образование свиты является индикатором начала коллизионных процессов на севере Урала и отражает геологическую историю этого периода. Чешуйчато-надвиговое строение района, мелкие изоклинальные складки, многочисленные разрывные нарушения и переотложение органических остатков сильно затушевали последовательность слоев. Выявление литологического репера позволяет дешифровать геологическое строение одной из тектонических чешуй (пластины).

Ключевые слова: Урал, Лемвинская зона, нижнекаменноугольные отложения, яйюская свита, стратиграфия, осадочные породы, литологический репер.

COMPOSITION OF THE TYPICAL SECTION OF THE LOWER CARBONIFEROUS DEPOSITS OF THE EASTERN SUBZONE OF THE LEMVA ZONE (POLAR URALS): PART 1. LITHOLOGICAL MARKER

V. A. Saldin

Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The composition and structure of the Lower Carboniferous part of the Yajyu Suite, common in the eastern subzone of the Lemva structural-formational zones of the Urals is given. It is an indicator of collision processes beginning in the northern part of the Urals and it reflects the geological history of this period. The scaly-thrust structure of the region, small isoclinal folds, numerous discontinuous disturbances and redeposition of organic remains strongly obscured layers succession. The discovery of the lithological marker allowed to decipher the geological structure of one of the tectonic «scales» (plates).

Keywords: Urals, Lemva zone, Lower Carboniferous deposits, Yajyu Suite, sedimentary rocks, stratigraphy, lithological marker.

Лемвинская структурно-формационная зона расположена на западном склоне Полярного Урала. Она имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение, впервые установленное К. Г. Войновским-Кригером — основоположником геологии севера Урала [1]. Для данной зоны характерны мелкие изоклинальные складки, тектонические окна и полуокна, разнопорядковые пластины (чешуи) и покровы, многочисленные взбросо-надвиги и другие нарушения [3, 9, 13 и др.]. Палеозойские осадочные формации этой зоны формировались в батинальных условиях, а в структурно-тектоническом плане находятся в аллохтонном залегании [10]. Сложное строение наряду с относительно редкими остатками фауны существенно затрудняет восстановление стратиграфической последовательности.

Каменноугольный период на севере Урала — время начала коллизионной стадии его развития [6, 10, 13]. Наибольший вклад в познание каменноугольных отложений Лемвинской зоны внесли К. Г. Войновский-Кригер и А. И. Елисеев [2, 4, 5]. На основании находок фауны и типизации разрезов были выделены три подзоны: кремнисто-глинисто-карбонатная (западная), кремнисто-карбонатно-глинистая (центральная) и карбонатно-терригенная (восточная) [5].

Каменноугольные отложения восточной подзоны выделены в яйюскую (C_{1-3j}) и райизскую (C_{1rj}) свиты [2]. В формационном отношении они принадлежат флишевой (или флишеоидной) карбонатно-терригенной формации [6, 10]. Образование их связано с началом орогенного поднятия и его разрушением. Райизская свита, датированная зональными позднетур-

нейскими конодонтами *Scaliognatus anchoralis*, распространена лишь в северном обрамлении Райизского гипербазитового массива. Яйюская свита прослеживается от бассейна р. Елец на севере до бассейна р. Лемвы на юге. Она отличается значительной пестротой вещественного состава, и даже близлежащие разрезы не сопоставляются по строению и литологическому составу [2, 5, 11]. Разрез каменноугольных отложений на р. Грубею лучше других охарактеризован органическими остатками, поэтому он считается типовым для яйюской свиты [5]. Следует заметить, что в начале 70-х гг. прошлого века фаунистическая характеристика среднекаменноугольных отложений, в том числе восточной подзоны, была ограничена единичными находками на севере Лемвинской зоны. Верхнекаменноугольные отложения тогда условно относились к вышележащим терригенным отложениям кечпельской свиты. Поэтому каменноугольные отложения на р. Грубею можно считать типовыми только для нижнего карбона. Также важно указать, что в Лемвинской зоне до настоящего времени нет достоверно охарактеризованных фауной нижневизейских отложений кожимского надгоризонта [5].

Отложения нижнего карбона на р. Грубею наблюдаются в виде нескольких полос (рис. 1, Б). Наиболее полный разрез находится в западной полосе (обн. 48—52; нумерация по Елисееву [5]). Несмотря на многочисленные находки здесь поздневизейско-серпуховских фораминифер, установить строение стратиграфического разреза не удалось. А. И. Елисеев предполагал, что он наращивается от древних к молодым отложениям сверху вниз по реке. Мощность отложений им оценена в 1000 м.

У него сложилось представление, что карбонатные и карбонатно-терригенные отложения яйюской свиты постепенно переходят в терригенные отложения кечпельской свиты [5].

Нами были проведены дополнительные исследования в разрезе р. Грубею с целью восстановления стратиграфического разреза с учетом дислоцированности пород. Существуют и другие спорные вопросы, связанные с каменноугольными отложениями этого района, не рассматриваемые в данной статье. В самой юго-восточной полосе присутствует мощная толща (до 80–100 м) верхневизейско-серпуховских доломитов, не встраивающаяся в разрезы ни одной из подзон Лемвинской зоны. Связаны ли баритопоявления с определенными типами каменноугольных пород и приурочены ли они только к серпуховскому ярусу?

Геологическое строение района. На р. Грубею, на расстоянии 11 км поперек простирания структур, вскрыты палеозойские породы от ордовика до перми: грубеинская (O_1gr), моллюшорская ($O_{2-3}ms$), харотская ($S-D_1chr$), няньворгинская (D_3-C_1nv), яйюская ($C_{1-3}jj$) и кечпельская (P_1kp) свиты (рис. 1, В). Они резко отличаются вещественным составом, поэтому легко узнаются и картируются. Все границы между свита-

ми тектонические. В их распространении в широтном направлении можно наблюдать тенденцию: на востоке находятся наиболее древние (нижнеордовикские), а на западе — молодые отложения (нижнепермские). Основную площадь района занимают полосы развития яйюской и кечпельской свит шириной 1–4 км. Слои чаще падают на юго-восток, реже на северо-запад, преимущественно под углами 40–75°. Они деформированы в ряд мелких изоклинальных складок без видимых замков. Распространены многочисленные разрывные нарушения с плоскостями сместителей, обычно круто-падающих на юго-восток. Особенно сильной дислоцированностью отличается кечпельская свита, в составе которой много некомпетентных глинистых пород. Полосы разновозрастных свит с тектоническими контактами можно интерпретировать как пакет чешуй, характерных для строения всей Лемвинской зоны.

Краткая характеристика пород. Изученные каменноугольные породы на р. Грубею нами разделены на пять групп согласно классификации [12]: 1) терригенные (кластолиты), 2) глинистые (пелитолиты), 3) карбонатные (карбонатолиты), 4) кремневые (силициты) и 5) смешанного состава (микстолиты). Наиболее распространены первые три группы, характеризующие-

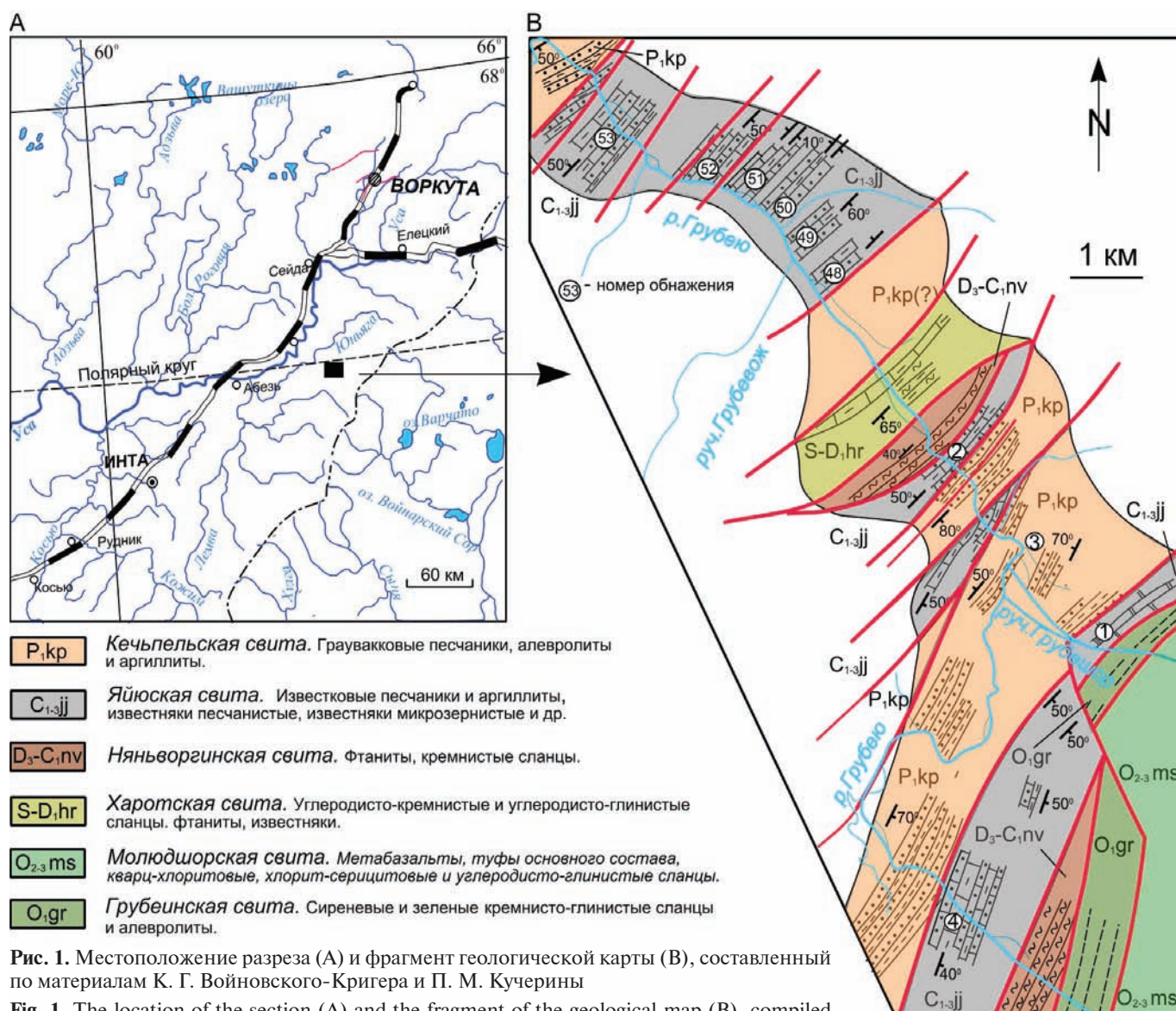


Рис. 1. Местоположение разреза (А) и фрагмент геологической карты (В), составленный по материалам К. Г. Войновского-Кригера и П. М. Кучерины

Fig. 1. The location of the section (A) and the fragment of the geological map (B), compiled from the materials of K. G. Voynovsky-Krieger and P. M. Kucherina



ся смешанным составом. Переходы между этими группами визуально неуловимы: чистые известняки (почти без примеси терригенного материала) → известняки глинистые, известняки алевроито-песчаные → известковые алевролиты и песчаники → алевролиты и аргиллиты (слабоизвестковые).

Породы изучались главным образом под микроскопом в шлифах, окрашенных подкисленным метилвиолетом для разделения кальцита и доломита. Для более точной диагностики терригенно-карбонатных пород был использован 8-компонентный карбонатный анализ ($n = 45$). Состав некоторых пород определен на основании полных силикатных анализов ($n = 6$). Минералы глинистых пород установлены при помощи рентгендифрактометрического анализа ориентированных образцов на дифрактометре ДРОН-3 (CuK_α) ($n = 8$).

Кластолиты. Группа состоит из песчаников и алевролитов. По петрографическому составу песчаники отнесены к *кварц-полевошпатовым грауваккам* по классификации В. Д. Шутова. Они несортированные или имеют слабую сортировку, в основном преобладают средне- и мелкозернистая разновидности. Распространены обломки от угловатых до весьма окатанных. Наблюдаются массивная, градиционная, горизонтальная, косая и конвolutная текстуры. Кластическая часть песчаников варьирует от 50 до 80 % и, соответственно, количество матрикса изменяется от 20 до 50 %.

Кварц (10–25 % обломочной части), представлен в основном монокристаллическими зернами, иногда с волнистым угасанием. В некоторых зернах видны сквозные трещины, залеченные кальцитом.

Полевые шпаты (20–50 % обломочной части) часто таблитчатых очертаний, угловатые и полуокатанные. Калиевые полевые шпаты преобладают над плагиоклазами. Во многих зернах полевых шпатов можно наблюдать вторичные изменения: пелитизацию, серицитизацию и кальцитизацию. Среди плагиоклазов присутствуют кислые и основные разновидности.

Обломки пород (30–70 % обломочной части) — эффузивы основного-среднего (не разделенные) и кислого состава, плагиоклазиты, кварцевые алевролиты с глинистым цементом, пелоиды или обломки пелитоморфных известняков, оолиты, разнообразная биокластическая, силициты (часто с радиоляриями и спикулами губок), углеродистые и глинистые сланцы, гранитоиды, микрокварциты, нацело хлоритизированные обломки, калишпатовые породы и обломки неясного происхождения.

Матрикс известковый, глинистый и глинисто-известковый. В зонах рассланцевания наблюдается глинисто-углеродистое вещество.

Алевролиты (0.05–0.001 мм) являются одним из основных типов пород. Встречаются они главным образом в ассоциации с глинистыми сланцами и песчаниками. Характерны горизонтальная и косая слоистость. В алевролитах под микроскопом можно надежно определять в обломках лишь кварц и полевой шпат. Связующая масса состоит из глинистого и известкового вещества.

Пелитолиты широко распространены и представлены аргиллитами или рассланцованными аргиллитами (глинистыми сланцами). Обычно они переслаиваются

с песчаниками, алевролитами и известняками, образуя слои мощностью 0.01–1 м. Часто известковые переходят в глинисто-известковые сланцы. Также они широко развиты в виде углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых, углеродисто-известково-глинистых сланцев. В них иногда отмечается тонкая горизонтальная слоистость. Среди глинистых сланцев по результатам дифрактометрического анализа выделяются несколько разновидностей: серицит-хлоритовые, гидрослюда-хлоритовые, гидрослюда-хлорит-сметитовые [8]. Во всех разновидностях присутствует кварц. Большая часть минералов имеет обломочное терригенное происхождение, подвергшееся эпигенетическим трансформациям.

Группу **карбонатолитов** составляют известняки и доломиты. Особенно разнообразны известняки, среди которых установлены: мелко-, средне- и крупнобиолитокластовые песчаные (песчаные) или алевролитовые (алевролитовые), микрозернистые глинистые, с остатками многочисленных радиолярий, собственно микрозернистые, рассланцованные углеродисто-глинистые и доломитовые. Как экзотические встречаются прослои спикуловых, битуминозных кремнистых и «водорослевых»(?). Наиболее распространенными являются известняки биолитокластовые с терригенной примесью, микрозернистые глинистые рассланцованные и относительно чистые микрозернистые.

Известняки мелко-, средне- и крупнобиолитокластовые песчаные (песчаные) или алевролитовые (алевролитовые) образуют слои от нескольких сантиметров до первых метров, распространенные по всему разрезу. Биокластовый материал представлен остатками фораминифер, иглокожих, брахиопод, мшанок, гастропод, пелеципод, остракод, водорослей, спикул губок и кальцисфер. Иногда органические остатки замещены пиритом. Наблюдается относительно много пелоидов, распространены оолиты (овоиды) и обломки микро- и тонкозернистых карбонатолитов. Известняки содержат обломки (в разном количестве и размерности) изверженных, метаморфических и осадочных пород, сходных по составу с кластической частью граувакковых песчаников. Силикокластический материал часто корродирован. Характерны плавные переходы от известняков с преобладанием литобиокластической известняков со значительным содержанием силикокластического материала. Известняки биолитокластовые, песчаные соответствуют термину «калькаренин» [7]. Текстурные особенности песчаных известняков аналогичны песчаникам. Особенно часто встречается конвolutная или мелкая косая слоистость (рис. 2).

Микрозернистые известняки образуют самостоятельные слои и распространены во всех обнажениях. Наиболее мощные слои известняков (до 30 м) встречаются в обн. 51. Размер зерен изменяется в небольших пределах 0.020–0.035 мм, что по классификации соответствует микропариту или обобщенному термину «микрит» [14]. Порода сложена относительно равнозернистым ксеноморфным кальцитом, часто с неопределенными пылеватыми частицами, придающими породе в шлифе слабо-видимый коричневатый цвет. Границы отдельных зерен оконтуриваются не прозрачной пленкой углеродистого вещества. Это рассеянное органическое вещество обуславливает темно-серый цвет известняков. Отмечаются единичные об-

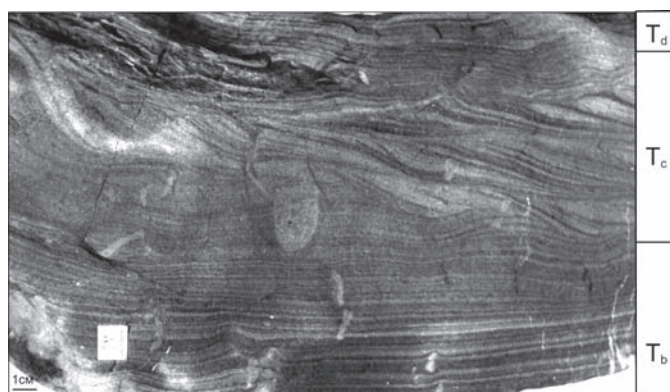


Рис. 2. Известняк песчаный с элементами последовательности цикла Боума Tb-d со следами биотурбаций

Fig. 2. Sandy limestone with sequences of the Bouma Tb-d cycle with traces of bioturbation

ломки тонкопесчаной терригенной примеси кварца, полевого шпата и обломков пород. Характерны новообразования идиоморфных кристаллов кварца, встречаются включения оксидов (или гидроксидов) Fe. В качестве постдиагенетических образований наблюдаются трещины, выполненные мелкозернистым кальцитом.

Доломитовую подгруппу представляют доломиты мелкокристаллические, микрозернистые, кремнистые, радиолариевые и конглобрекций. Последние будут охарактеризованы в составе литологического репера. Мелкокристаллические доломиты встречаются в разных обнажениях.

Доломит микрозернистый кремнистый радиолариевый темно-серый встречается в обн. 50–52 в виде линз среди аргиллитов или маломощных слоев до 2 см по мощности. На основании нормативного пересчета двух проб содержание минералов в нем изменяется следующим образом: доломит — 50 и 59 %, кварц — 17 и 24 %, кальцит — 3 и 15 %, глинистые минералы — 3 и 9 %, альбит — 2 и 6 %, КПШ — 1 и 2 %, оксид титана — 0.2–0.3 %, фосфатные минералы — 0.1–0.3 %. Размер зерен доломита основной массы варьирует от 0.007 до 0.03 мм. Форма зерен ксеноморфная, нередко они округлых очертаний. В них часто видна зональность, выраженная включениями. Кремнистый компонент представлен волокнистым халцедоном и микрозернистым кварцем, слагающими остатки радиоларий диаметром 0.07–0.40 мм, чаще 0.15–0.25 мм. В некоторых образцах значительная часть радиоларий замещена кальцитом. Доломиты пронизаны кварцевыми и кальцитовыми жилками (шириной доли миллиметра) нескольких генераций, иногда с баритом. Развита прерывистые тонкие (0.01 мм толщиной) микростилолитовые швы, заполненные глинисто-углеродистым веществом. Часть радиолариевых доломитов включает органическое вещество (ОВ).

Силициты образуют самостоятельные слои до 30 см по мощности и встречаются в обн. 2, обн. 50–52. Они представлены радиолариевыми фтанитами и известково-глинистыми силицитами в ассоциации с аргиллитами и известняками глинистыми.

Микстолиты. Эту группу составляют смешанные породы, в которых нет ни одного породообразующего компонента с содержанием 50 % и более. По основному компоненту они разделены на песчано-глинисто-известковые, глинисто-доломитово-известковые и известково-глинисто-кремнистые (см. таблицу).

Спорно отнесение существенно карбонатных пород (более 50 % карбонатных минералов) к микстолитам, которые должны по существующим классификациям рассматриваться в составе смешанных карбонатолитов. Однако нам кажется, что более логично показать их на диаграмме состава пород в группе микстолитов.

Результаты карбонатного анализа (см. таблицу) вынесены на треугольную классификационную диаграмму (рис. 3), в вершинах которой находятся доломит, кальцит и нерастворимый остаток (н. о.) Последний представлен некарбонатными породообразующими минералами (кварц, полевой шпат, глинистые минералы и др.). При нормативном пересчете на минеральный состав все содержание MgO пересчитывалось на доломит. Возможно, какая-то часть MgO должна входить и в состав хлоритов пелитовой фракции, всегда присут-

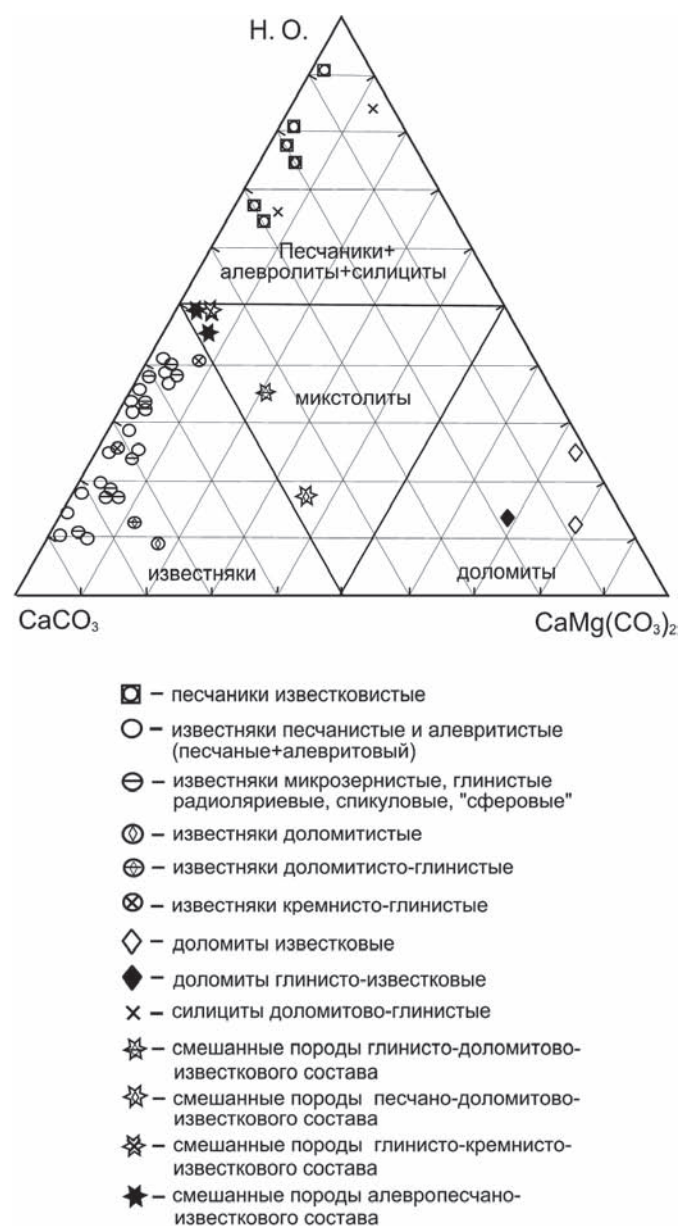


Рис. 3. Схема классификации нижнекаменноугольных пород яйюской свиты на р. Грубею по химическому составу и данным изучения их оптико-микроскопическим методом

Fig. 3. Scheme of the subdivision of the Lower Carboniferous rocks of the Yayu Formation at Grubeyu river by chemical composition and data of their study by optical-microscopic method



Фазовый химический состав нижнекаменноугольных отложений в разрезе р. Грубею, мас. %
Phase chemical composition of Lower Carboniferous deposits in the section of Grubeyu River, wt. %

NN	Пробы Samples	Типы пород / Rock types	CO ₂	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	H. O.	Сумма Total
Известняки / Limestones											
1	48/182	м. з. песчанистый m. g. sandy	37.05	48.09	0.63	0.01	0.07	0.37	0.06	12.74	98.02
2	48/198	м. з. глинистый m. g. clay	39.78	49.98	0.29	0.05	0.15	0.20	0.01	8.78	99.24
3	48/203	—//—//—//—	33.40	41.08	0.46	0.04	0.01	0.55	0.09	22.76	98.38
4	48/216	м. з. песчанисто-алевритовый m. g. sandy-aleuritic	26.31	32.51	0.49	0.06	0.01	1.06	0.11	36.82	97.36
5	50/242-1	м. з. спикуловый m. g. spicule	38.54	49.55	0.90	0.02	0.05	0.22	0.03	8.34	97.65
6	50/240	м. з. гл. спикуловый m. g. clay spicule	29.81	36.95	0.81	0.08	0.01	0.54	0.03	29.40	97.62
7	50/229	м. з. гл. радиоляр. m. g. clay radiolaria	25.96	33.77	0.22	0.06	0.32	0.29	0.04	36.72	97.38
8	50/2306	—//—//—//—	31.68	41.37	0.64	0.04	0.43	0.29	0.05	21.94	96.44
9	50/231	—//—//—//—	26.80	32.95	1.10	0.04	0.01	0.54	0.06	33.36	94.85
10	50/284	—//—//—//—	35.64	45.23	1.35	0.04	0.01	0.33	0.04	15.56	98.19
11	52/330	—//—//—//—	29.13	37.72	0.77	0.05	1.11	0.56	0.01	26.02	95.36
12	50/259	—//—//—//—	35.37	43.97	1.1	0.03	0.05	0.34	0.06	17.64	98.56
13	50/283	—//—//—//—	35.79	44.89	1.51	0.04	0.17	0.34	0.04	15.54	98.32
14	50/263	м. з. алеврогл. «сферовый» m. g. aleur.-clay spherous	29.77	38.61	0.56	0.04	0.52	0.69	0.14	26.24	96.57
15	50/266	сгустковый алеврогл. «сферовый» lump aleur.-clay spherous	33.16	41.23	1.38	0.04	0.01	0.43	0.06	22.36	98.66
16	50/238a	углеродисто (угл.)-гл. carb.-clay	25.73	31.87	0.78	0.01	0.01	0.30	0.07	37.70	96.46
17	50/242-2	доломитистый dolomitic	38.83	46.44	3.96	0.04	0.02	0.43	0.03	8.50	98.25
18	51/326	мелкозернистый угл.-кремнистый small grained carb.-silica	34.54	45.70	0.38	0.04	0.27	0.09	0.01	16.52	
19	48/184	биолитокластовый алевропесчан. bio-litoclast. aleur.-sandstones	28.12	35.40	0.22	0.03	0.29	0.55	0.07	32.88	97.56
20	50/246	—//—//—//—	25.74	32.56	0.92	0.06	0.32	0.68	0.10	37.74	98.12
21	50/249	—//—//—//—	35.19	44.25	0.68	0.06	0.01	0.44	0.04	18.74	99.4
22	50/236	—//—//—//—	31.26	40.91	0.56	0.04	0.32	0.26	0.05	24.38	97.78
23	50/237	—//—//—//—	37.14	46.10	2.46	0.04	0.01	0.42	0.05	11.58	97.79
24	50/261	—//—//—//—	27.06	34.28	1.18	0.04	0.01	0.43	0.12	34.02	97.13
25	48/196	комковато-сгустковый песчан. lump sandstones	30.4	37.96	0.46	0.03	0.05	0.57	0.07	29.04	98.58
26	48/202	«водорослевый» algae	38.54	47.87	0.14	0.03	0.01	0.23	0.05	11.6	98.46
27	50/244a	—//—//—//—	39.29	48.54	1.11	0.02	0.04	0.20	0.03	9.16	98.39
28	2/148	кремнисто-гл. silica-clay	24.93	31.06	1.67	0.05	0.36	1.09	0.01	37.66	96.82
Доломиты / Dolomites											
29	2/149	глинистый clay	41.32	31.17	15.08	0.09	0.03	1.29	0.13	9.78	98.89
30	2/150	—//—//—//—	42.37	28.39	17.29	0.29	0.01	2.73	0.09	6.80	97.97
31	52/340	—//—//—//—	39.49	29.75	16.51	0.09	0.20	1.28	0.01	9.20	96.52
Песчаники (песч.). алевролиты (алев.). / Sandstones (sand.) aleurolite (aleur.)											
32	48/205	алевролит изв. aleurolite calc.	9.59	11.69	0.37	0.06	0.85	0.69	0.13	65.82	89.20
33	48/206	песчаник изв. sandstones calc.	4.62	5.01	0.46	0.04	0.09	0.80	0.10	85.04	96.16
34	50/269	—//—//—//—	12.08	14.41	0.99	0.09	0.53	0.66	0.14	68.54	97.44
35	50/273	—//—//—//—	7.73	9.35	0.85	0.05	0.01	1.47	0.17	75.88	95.50
36	52/331	—//—//—//—	13.71	17.67	0.73	0.04	0.97	0.56	0.01	61.88	95.56
37	50/270	—//—//—//—	14.60	17.25	1.38	0.11	0.02	0.95	0.14	62.28	96.73



NN	Пробы Samples	Типы пород / Rock types	CO ₂	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	H. O.	Сумма Total
Силицитолиты / Silicitolites											
38	52/334	известковый calcareous	14.21	17.37	1.33	0.05	1.06	0.78	0.01	61.18	95.98
39	2/161	известково-гл. calc.-clay	6.16	6.96	2.65	0.08	3.66	1.12	0.01	71.48	92.11
Микстолиты / Mixtolites											
40	48/208	песчано-гл.-изв. sandy-clay-calcareous	23.41	28.28	1.12	0.29	0.21	1.12	0.10	40.94	95.47
41	48/218	—//—//—//—	21.97	27.83	0.45	0.05	0.01	0.80	0.05	45.32	96.47
42	50/238	гл.-кремнисто-изв. clay-silica-calc.	22.00	27.75	1.37	0.04	0.16	0.51	0.05	43.11	95.59
43	50/285	доломитово-гл.-изв. dolomite-clay-calc.	28.86	31.07	4.41	0.04	0.01	0.79	0.10	31.18	96.45
44	52/339	песчано-доломитово-изв. sandy-dolomite-calc.	36.39	37.25	7.79	0.07	0.92	0.72	0.01	14.40	97.54

Сокращения, принятые в таблице: м. з. — микрозернистый; гл. — глинистый; угл. — углеродистый; песч. — песчаный; изв. — известковый или известковый; радиоляр. — радиоляриевый

Abbreviations: m. g. — micrograined; carb. — carbon; aleur. — aleuritic; calc. — calcareous

незначительного содержания FeO и MnO в пересчетах не учитывались, кроме отдельных проб, в которых FeO превышал 1 %. Условно, без дополнительных исследований принималось, что железо входит в качестве изоморфной примеси в доломит. В таблице названия типов пород даны на основании их изучения, прежде всего в шлифах с учетом химических анализов.

Фигуративные точки большей части проб образовали вытянутое поле вдоль линии классификационного треугольника «кальцит — нерастворимый остаток». Это поле указывает на широкое развитие известняков, в разной степени содержащих глинисто-алевритно-песчаный материал и постепенно переходящих в известковые песчаники через поле микстолитов. Отметим, что данное распределение точек на диаграмме отражает составы не всех пород нижнего карбона на р. Грубею, а лишь смешанных терригенно-карбонатных. Крайние члены этого смешанного ряда (чистые известняки или песчаники слабоизвестковые) не анализировались.

Для стратиграфического разреза характерно циклитовое строение, обусловленное переходом песчанников, алевритов и аргиллитов или известняков биолитокластовых песчаных (калькаренинов) в известняки алевритистые и выше по разрезу — в глинисто-известковые сланцы или глинистые известняки (калькаютиты), обычно с редуцированными текстурными последовательностями Боума (рис. 2). Циклиты разделены иногда слоями мощностью 0.05–0.40 м радиоляриевых известняков и радиоляриевых доломитов, иногда силицитов. Породам свойственны сланцеватость, разнообразные типы кливажа, разномасштабные и разноориентированные стилолиты, минеральные жилы кальцитового, кварц-кальцитового, барит-кварцевого, флюорит-кальцитового, флюорит-барит-кальцитового состава нескольких генераций.

Литогеологический репер. Литогеологическим репером для реконструкции разреза послужила породная ассоциация: доломитовая конглобрекция, песчано-доломитово-известковая порода (микстолит) и фтанит известково-доломитовый.

Доломитовая конглобрекция серого цвета мощностью 0.15–0.20 м сложена слабоокатанными или угловатыми обломками таблитчатой формы максимальной длиной до 20 см и шириной 2 см, ориентированными преимущественно вдоль напластования (рис. 4). Обломки представлены мелкозернистым доломитом с примесью углеродисто-глинистого вещества и включениями радиолярий. Радиолярии обычно доломитизированы, но отмечаются остатки кремнистого состава с хорошо сохраненным строением. Среди мелких обломков (0.7×1.0 см) определены радиоляриевые фтаниты, частично доломитизированные силициты с включениями радиолярий и известняки микрозернистые. Доло-

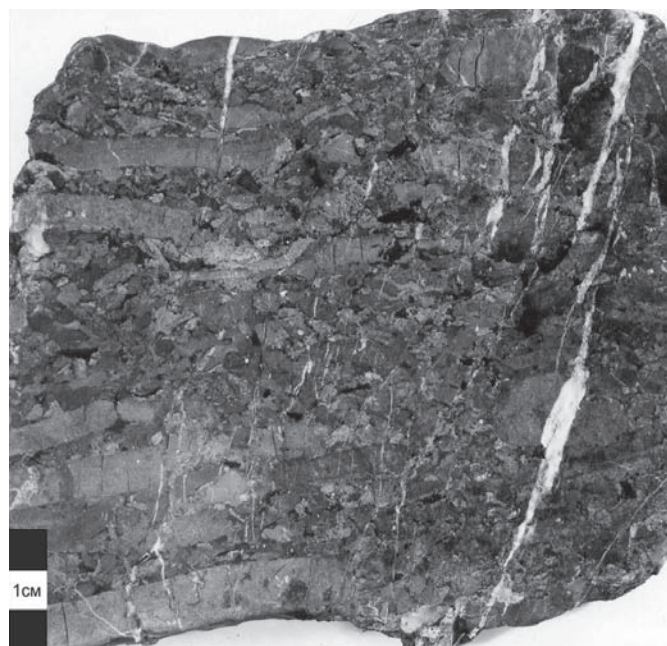


Рис. 4. Доломитовая конглобрекция (нижний слой литологического репера в пачке 3 в обн. 52)

Fig. 4. Dolomitic conglomeration (the lower layer of lithologic reference unit in pack 3 in obn. 52)



митовый компонент в конглобрекции составляет 70 % от всей породы. Обломки цементированы кремнисто-известковым веществом. Выше по разрезу залегает смешанная песчано-доломитово-известковая порода (микстолит) изменчивой мощностью 2.8–0.4 м. Этот слой представляет среднюю и главную часть репера. Микстолит состоит из отдельных округло-вытянутых комков или их скоплений (0.22–1.50 мм) микрозернистых известняков (25–30 %) и таких же размеров и форм доломитовых комков (20–25 %). Наблюдаются немногочисленные (первые проценты), но разнообразные известковые органические остатки: фораминиферы, мшанки, брахиоподы, иглокожие и ракообразные. Встречены образования, сходные с известковыми водорослями, и фосфатные органические остатки. Терригенную примесь (около 10 %) песчаной размерности составляют кварц, полевые шпаты и обломки силицитов. Относительно много включений ОВ, концентрированных в межзерновых участках или заполняющих стилолитовые швы. Связующим веществом (25–30 %) служит микрозернистый кальцит, среди которого распространены отдельные или в сростках тонко-, мелкозернистые кристаллы доломита. Наблюдаются включения дисульфидов железа (вероятно, пирита), пространственно связанных с ОВ. Отмечаются единичные новообразования идиоморфных кристаллов кварца. Порода пронизана системой прямолинейных кальцитовых жилок шириной до 1 мм, в которых отмечаются вытянутые крупные (до 1 мм) зерна доломитов. Важно подчеркнуть закономерное уменьшение мощности этого слоя репера с востока на запад от 2.8 м (обн. 50) до 0.4 м. (обн. 52).

Третьим слоем (мощность 0.3 м), венчающим репер, является тонкогоризонтально-слоистый известково-доломитовый фтанит с включениями радиолярий. Слоистость выражена чередованием светло-серых и темно-серых прослоев, в разной степени обогащенных рассеянным ОВ. Порода сложена на 50 % микрозернистым кварцем. Доломит микрозернистый (20–25 % от породы) значительно преобладает над кальцитом (около 15 % от породы) и наряду с ним составляет основную ткань породы. Другая разновидность доломита (около 10 %) наблюдается в виде отдельных ромбовидных кристаллов (до 0.1 мм), рассеянных в породе или образующих агрегаты. Отмечаются доломитовые зерна с зональным строением. Распространены остатки радиолярий, некоторые из них полностью или частично замещены доломитом. Встречаются коричневатого цвета участки неправильной формы размером до 0.5 мм, обогащенные глинистым или углеродисто-глинистым веществом. В качестве аутигенного акцессорного минерала выступает пирит. Порода пронизана тонкими жилками (ширина до 1 мм) кварц-кальцитового состава.

Таким образом, нижнекаменноугольная часть опорного разреза яйюской свиты сложена весьма разнообразными типами пород, среди которых широко распространены карбонатолиты, кластолиты и смешанные породы (микстолиты), с постепенными переходами. Хорошо распознаваемая ассоциация слоев доломитовой конглобрекции, песчано-доломитово-известкового микстолита и фтанита в изученных разрезах позволила выделить ее в качестве литологического репера.

Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА-А17-117121270034-3.

Литература

1. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология. 1945. № 6. С. 27–44.
2. Войновский-Кригер К. Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 37. Вып. 2. С. 56–77.
3. Дембовский Б. Я., Беляков Л. Н. Надвиговые структуры и проблемы поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала // Доклады АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1192–1195.
4. Елисеев А. И. К стратиграфии карбона Лемвинской структурно-фациальной зоны // ДАН СССР. 1968. Т. 181. № 2. С. 422–425.
5. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
6. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 204 с.
7. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
8. Попов С. А., Салдин В. А. Глинистые минералы яйюской свиты // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Североуральского региона. 2000. № 3. С. 79–85. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 104).
9. Пучков В. Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Приполярного Урала // Геотектоника. 1973. № 6. С. 54–63.
10. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 259 с.
11. Салдин В. А. Флишоподобная каменноугольная формация Лемвинской зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Тез. докл. Сыктывкар, 1994. Т. 2. С. 126–128.
12. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванова, В. Т. Фролова, Э. И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
13. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 285 с.
14. Flügel E. Microfacies of carbonate Rocks (Analysis, Interpretation and Application) Berlin; N. Y. Springer-Verlag, 2004. 976 p.

References

1. Voinovskii-Kriger K. G. *Dva kompleksa paleozoya na zapadnom sklone Polyarnogo Urala* (Two Paleozoic complexes on the western slope of the Polar Urals). *Sovetskaya geologiya*. 1945, No. 6, p. 27–44.
2. Voinovskii-Kriger K. G. *Kamennougolnye otlozheniya Lemvinskoi fatsialno-strukturnoi zony (zapadnyi sklon Polyarnogo Urala)* (Carboniferous Deposits of the Lemvinskii Facial-Structural Zone (Western Slope of the Polar Urals)). *Byull. MOIP. Otd. geol.* 1963, V. 37, Vyp. 2, p. 52–77.
3. Dembovskii B. Ya., Belyakov L. N. *Nadvigovyye struktury i problemy poiskov poleznykh iskopayemykh na zapadnom sklone Polyarnogo Urala* (Thrust structures and problems of mineral exploration on the western slope of the Polar Urals). *Doklady Earth Sciences*. 1979, V. 246, No. 5, p. 1192–1195.
4. Eliseev A. I. *K stratigrafii karbona Lemvinskoi strukturno-fatsialnoi zony*. (On the Carboniferous Stratigraphy of the Lemva Structural Facial Zone). *Doklady Earth Sciences*. 1968, V. 181, No. 2, p. 422–425.
5. Eliseev A. I. *Karbon Lemvinskoi zony Severa Urala*. (Carboniferous Lemvinskaya zone of the North of the Urals). Leningrad: Nauka, 1973, 95 p.



6. Eliseev A. I. *Formatsii zon ogranicheniya severo-vostoka Evropeiskoi platform.* (Formations of zones of restriction of the north-east of the European platform). Leningrad: Nauka. 1978, 204 p.
7. Pettijohn F. J. *Osadochnyye porody* (Sedimentation rocks). Translated from English. Moscow: Nedra, 1981, 751 p.
8. Popov S. A., Saldin V. A. *Glinistyye mineral yaiyuskoj svity. Litogenez I geohimiya osadochnyh formatsii Timano-Severouralskogo regiona* (Clay minerals of the Yayyu Formation Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Northern Ural region). Syktyvkar, 2000, p. 79–85. (Proceedings of Institute of geology of Komi SC UB RAS, 104).
9. Puchkov V. N. *O paleotektonicheskoi prirode Lemvinskoi zony Pripolyarnogo Urala. Geotektonika* (On the paleotectonic nature of the Lemva zone of the Subpolar Urals). 1973, No. 6, p. 54–63.
10. Puchkov V. N. *Batialnyye komplekсы passivnykh okrain geosinklinalnykh oblastei* (Batial complexes of passive margins of geosynclinal regions). Moscow: Nauka, 1979, 259 p.
11. Saldin V. A. *Flishoidnaya kamennougolnaya formatsiya Lemvinskoi zony* (Flysch Carboniferous formation of the Lemvinskaya zone). *Geologiya I mineralno-syryevyye resursy evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* (Geology and mineral resources of the European Northeast of Russia): reports. Syktyvkar, 1994, V. 2, p. 126–128.
12. Shvanova V. N., Frolova V. T., Sergeeva E. I. et al. *Sistematika i klassifikatsii osadochnyh porod i ih analogov* (Systematics and classifications of sedimentary rocks and their analogs) St. Petersburg: Nedra, 1998, 352 p.
13. Yudin V. V. *Orogeenez severa Urala i Pai-Hoya.* (Orogenesis of the North of the Urals and Pay-Khoy). Ekaterinburg: Nauka, 1994, 285 p.
14. Flugel E. *Microfacies of carbonate Rocks* (Analysis, Interpretation and Application) Berlin; N.Y. Springer-Verlag, 2004, 976 p.



ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ РИОЛИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С. К. Кузнецов, С. А. Онищенко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kuznetsov@geo.komisc.ru

Золоторудное месторождение Чудное, расположенное в Малдинской рудной зоне на Приполярном Урале, представляет большой интерес в отношении условий формирования. Золото в основном сосредоточено в фукситовых прожилках в риолитах, где ассоциирует с минералами палладия и редких земель. Авторами впервые проведено изучение характерных для месторождения локальных участков осветления риолитов, не содержащих фуксита, но также являющихся золотоносными. Установлено, что осветление риолитов обусловлено выносом железа. Наряду с золотом в участках осветления в небольшом количестве присутствуют сульфиды, минералы урана и редких земель. По составу самородное золото в осветленных риолитах принципиально не отличается от золота в фукситовых прожилках. В качестве элементов-примесей в нем установлены серебро, медь и палладий. Отложение золота в фукситовых прожилках и участках осветления риолитов было обусловлено, вероятнее всего, проявлением единого гидро-термального процесса в позднепалеозойское время. Присутствие палладия в составе самородного золота, как и хрома в составе фуксита, указывает на важную роль глубинных источников вещества.

Ключевые слова: месторождение Чудное, золото, браннерит, коффинит, фуксит, осветление риолитов.

GOLD-BEARING CAPACITY OF LOCAL AREAS OF METASOMATICALLY ALTERED RHYOLITES (THE CHUDNOE DEPOSIT IN THE SUBPOLAR URALS)

S. K. Kuznetsov, S. A. Onishchenko

Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The Chudnoe gold-ore deposit, located in the Maldin ore zone of the Subpolar Urals, is of great interest in terms of formation conditions. Gold is mainly concentrated in fuchsitic veinlets of rhyolites, in association with palladium and rare earth minerals. For the first time, the authors conducted a study of the local areas of rhyolite bleaching, characteristic of the deposit, which do not contain fuchsite, but are also gold-bearing. It was found that rhyolite bleaching is a result of Fe evacuation. Along with gold, there are small amounts of sulfides, uranium and rare earth minerals in the bleaching areas. In composition, native gold in bleached rhyolites is not fundamentally different from this in fuchsitic veinlets. Silver, copper, and palladium are established as elements-impurities in it. The deposition of gold in fuchsitic veinlets and areas of rhyolite bleaching was, most likely, due to the manifestation of a single hydrothermal process in the Late Paleozoic. The presence of palladium in native gold, as well as chromium in fuchsite, indicates the important role of deep sources of matter.

Keywords: the Chudnoe deposit, gold, brannerite, coffinite, fuchsite, rhyolite bleaching.

Введение

Золоторудное месторождение Чудное находится на западном склоне Приполярного Урала на хребте Малдынырд в бассейне верхнего течения р. Кожим на левобережье р. Балбанью. Сведения о геологическом строении, минеральном составе руд и условиях формирования месторождения приводятся в ряде работ [1, 4–7, 9, 11 и др.]. Установлено, что золото находится в фукситовых прожилках в риолитах. В ассоциации с золотом находятся минералы палладия и редких земель при полном отсутствии сульфидов. Необычный состав рудной минерализации, ее локализация в породах кислого состава обуславливают дискуссионность многих генетических вопросов.

С целью уточнения закономерностей развития золоторудной минерализации нами проведено изучение характерных для месторождения локальных участков метасоматического изменения риолитов, имеющих обилие белых пятен.

Пробы риолитов отбирались парами, каждая проба осветленных (белых) риолитов сопровождалась пробой окружающих их серых риолитов, масса проб 0.2–0.5 кг. Состав пород определялся методами петрографии и химического анализа, золото определялось атомно-абсорбционным методом в лаборатории ОАО «Полярноуралгеология». Строение и состав минера-

лов исследовались в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (оператор С. С. Шевчук).

Общие сведения о геологическом строении месторождения

Месторождение Чудное приурочено к осевой зоне Малдинской антиклинали, ориентированной в северо-восточном направлении. Ядро антиклинали сложено рифей-вендскими вулканогенными породами эффузивной и субвулканической фаций кислого и основного состава, а крылья — нижнепалеозойскими терригенными и осадочными отложениями обеизской и саледейской свит нижнего-среднего ордовика. Все породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и подверглись региональному рассланцеванию. В зоне контакта докембрийских и ордовикских пород отмечаются линзы хлоритоид-пироксилитовых сланцев, которые рассматриваются рядом геологов как реликты метаморфизованных кор выветривания кембрийского возраста [6 и др.]. Наиболее крупные разрывные нарушения, как правило сопряженные с зонами интенсивного рассланцевания пород, имеют северо-восточное простирание. Широко распространены гидротермальные кварцевые жилы, многие из которых хрустально-



сны. В 1.5–2 км от месторождения Чудное находится золоторудное проявление Нестеровское, локализованное в алевросланцах, песчаниках и гравелитах нижнего ордовика. В нескольких километрах к юго-западу известны уран-серебряное проявление Ясное и уран-медное проявление Народинское.

Площадь месторождения Чудное сложена породами верхнего рифея-венда, представленными в основном риолитами и базальтоидами. Месторождение находится в зоне крупного Малдинского разлома, отдельные составляющие которого пересекают толщу риолитов, а также прослеживаются по контакту риолитов и базальтоидов. Разрывные нарушения имеют преобладающее северо-западное падение, совпадающее со сланцеватостью пород. Вдоль разрывных нарушений риолиты преобразованы в кварц-серицитовые и серицитовые метасоматиты, на контакте с базальтоидами развиты породы альбит-кварцевого, альбит-кварц-серицитового и хлорит-серицитового состава.

Золотое оруденение приурочено к риолитам. Окраска риолитов серая, светло-, лилово- и зеленовато-серая, нередко полосчатая. Текстура пород массивная (слабосланцеватая), флюидалная, брекчиевидная. Риолиты сложены кварцем, альбитом и калиевым полевым шпатом, в переменном количестве присутствует серицит, образующий струйчатые скопления. Вкрапленники размером 1–3 мм составляют 3–5 % объема породы и представлены калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Кварц-полевошпатовая основная масса имеет микропйкилобластовую структуру. Характерна мелкая (0.01 мм) вкрапленность гематита, придающая породам темную окраску. В непосредственной близости от контакта с базальтоидами в риолитах встречается магнетит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, титанитом (сфеном), алланитом (ортитом), апатитом и цирконом, реже отмечаются монацит и ксенотим. Присутствуют прожилки фукситового, альбит-кварцевого, гематит-алланит-кварцевого и гематитового состава, а также кварцевые жилы мощностью до 1.5 м.

Слабоизмененные риолиты характеризуются относительно стабильными содержаниями SiO_2 (73–79 мас. %) и Al_2O_3 (10–13 мас. %) при значительных вариациях в содержании щелочей, при этом K_2O чаще всего преобладает над Na_2O . Второстепенным компонентом риолитов является железо, содержание Fe_2O_3 в среднем составляет 1.8 мас. %, FeO — около 1 мас. %.

В пределах месторождения выделено несколько золоторудных зон. Главные рудные зоны (Славная и Лидер) протягиваются в центральной части месторождения, сменяя друг друга, на расстояние 860 м. В лежачем боку этих зон расположена маломощная зона Глубокая. Вдоль контакта риолитов с породами основного состава вытянута небольшая по размерам, но содержащая богатые руды зона Людная. Рудные зоны имеют крутое (50–70°) северо-западное падение.

Золотоносными являются фукситовые прожилки, мощность которых колеблется от долей миллиметра до 1–1.5 см, контакты с вмещающими риолитами резкие. Вдоль прожилков риолиты часто осветлены в зоне шириной 3–10 мм, что связано с отсутствием пигментирующего гематита. Фуксит представлен тонкоочушайчатыми агрегатами ярко-зеленого, изумрудно-зеленого и темно-зеленого цвета. Вместе с фукситом в прожилках присут-

ствуют самородное золото, алланит, кварц, альбит, отмечаются кальцит, титанит, апатит, монацит, цинкохромит, кайнозит, ксенотим, черновит, минералы палладия. Гематит для фукситовых прожилков не характерен.

Самородное золото в рудных зонах Славная и Лидер представлено главным образом сростаниями золота I средней пробы и высокопробного золота II. Доминирует золото I, содержащее 84–88 мас. % Au, 8.5–12 мас. % Ag, 1.3–5.0 мас. % Cu, 0.7–1.1 мас. % Pd и до 1.7 мас. % Hg. При содержании Cu до 2 мас. % золото I гомогенно, при более высоком содержании меди в матрице минерала обычно наблюдаются многочисленные пластинки медистого золота, наличие которых обусловлено распадом твердого раствора. Матрица золота I содержит 10–12 мас. % Ag, 1.5–2 мас. % Cu, 0.6–1.7 мас. % Hg и 0.3–0.8 мас. % Pd. Пластинки содержат Cu (10–12 мас. %), примесь Pd (0.7–1.2 мас. %) и немного Ag (около 1 мас. %). Пластинки и матрица имеют практически одинаковое содержание Au (84–87 мас. %). Состав пластинок примерно соответствует формуле Au_2Cu . Золото II характеризуется высокой пробой (940–980), постоянно присутствует Pd (1.5–1.9 мас. %), содержание Cu — 0.3–0.9 мас. %, Ag — до 0.7 мас. %. В золоте II отмечены мелкие включения медистого золота с содержанием Cu до 17.6 мас. %.

Самородное золото рудной зоны Людная отличается однородным строением и низкой пробой (680–710). Основной примесью является Ag (27.6–30.5 мас. %), других элементов очень мало: Pd — до 0.4, Cu — до 0.3, Hg — до 0.4 мас. %.

Минералы палладия в виде выделений размером 3–15 мкм обычно находятся в сростании с золотом, представлены минералами группы мертиита-изомертиита, стибнопалладинитом, атенеитом, самородным палладием.

Результаты исследований и их обсуждение

Участки локального метасоматического изменения риолитов — пятна осветления — выявлены в двух основных рудных зонах месторождения (Славная и Лидер). Область их распространения примерно соответствует ареалу фукситовых прожилков. Однако, несмотря на пространственную близость пятен осветления и фукситовых прожилков, непосредственные контакты между ними отмечаются крайне редко.

Пятна осветления хорошо выделяются на фоне серых (темно-серых, лилово-серых) флюидалных или массивных риолитов, но не заметны в полосах светлых риолитов. Форма пятен осветления линзовидная, прерывисто-полосчатая, размеры, как правило, 3–10 см, иногда до 1 м по удлинению. Выражающиеся в окраске границы с окружающими серыми риолитами обычно довольно резкие. Распространение и форма пятен осветления в явном виде не контролируются трещинами и прожилками. Риолиты в пятнах осветления не отличаются от окружающих риолитов ни по структуре, ни по текстуре, при этом риолиты с пятнами осветления обычно слабо рассланцованы. Об эпигенетическом характере осветления риолитов свидетельствуют только пересечения границами пятен текстурного рисунка пород, например флюидалности (рис. 1).

По данным микроскопических наблюдений, риолиты в участках осветления отличаются от окружа-

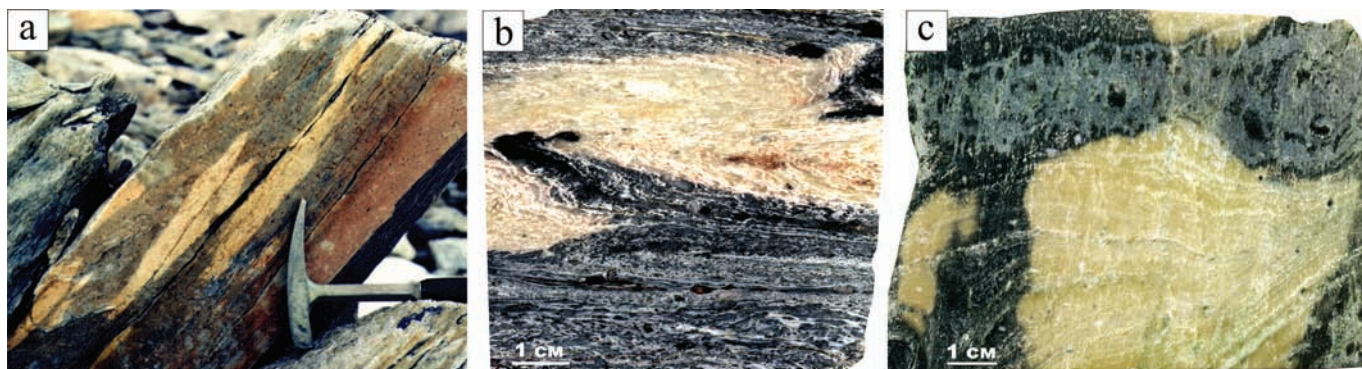


Рис. 1. Пятна осветления в риолитах ориентированы субсогласно с флюиальностью и сланцеватостью (а), наследуют флюиальность (b) и пересекают ее (с)

Fig. 1. The spots of rhyolite bleaching are oriented sub-concordantly in respect to fluidity and schistosity (a), inherit the fluidity (b) and intersect it (c)

ющих серых риолитов главным образом отсутствием тонкорассеянного гематита, при этом в пятнах осветления присутствуют такие акцессорные минералы, как титанит, алланит, рутил, циркон, монацит и апатит.

По химическому составу осветленные (белые) риолиты характеризуются прежде всего пониженным содержанием Fe_2O_3 (табл. 1), что согласуется с практически полным отсутствием в них гематита. В серых риолитах Fe_2O_3 преобладает над FeO , тогда как в осветленных различия в содержании окисного и закисного железа не столь существенны. По содержанию других компонентов осветленные и серые риолиты близки между собой. Отмечающиеся различия в содержании щелочей имеют разнонаправленный характер (рис. 2). Важной особенностью осветленных риолитов является повышенное содержание золота, достигающее 5.6 г/т.

Самородное золото в осветленных риолитах находится в матрице породы в сростании с породообразующими минералами, несколько реже отмечаются совместные выделения с сульфидами, редкоземельными и урановыми минералами, иногда с титанитом. Содержание сульфидов, редкоземельных и урановых минералов в пятнах осветления очень низкое, измеряемое граммами или десятками граммов на тонну. Золото распределено неравномерно, слабо концентрируется вдоль грани-

цы с серыми риолитами (рис. 3). Размер выделений золота 3–10 мкм, иногда до 20–30 мкм, форма выделений изометричная, удлиненная и неправильная. Для золота характерна фазовая неоднородность, а также значительные вариации в наборе ассоциирующих минералов даже в пределах одного образца (табл. 2, рис. 4–6).

Преобладающей фазой является **золото I**, содержащее 80–85 мас. % Au и 11.8–20.3 мас. % Ag с небольшой примесью Pd (до 1.3 мас. %) и Cu (до 1.8 мас. %). Золото I обычно имеет однородное строение.

Высокопробное **золото II** наблюдается в сростании с золотом I, содержит около 95 мас. % Au, примеси Ag (до 1.6 мас. %), Cu (до 0.7 мас. %) и Pd (до 3 мас. %). Золото II отмечено также в виде каймы вокруг серебристого золота, содержащего 31.8 мас. % Ag.

В сростании с золотом I, а также в виде самостоятельных выделений присутствует **медистое золото** (Au-Cu) решетчатого строения (рис. 4), матрица которого содержит 82–85 мас. % Au, 12–15 мас. % Cu, 0.4–1.3 мас. % Ag и 0.8–2.5 мас. % Pd, в пластинках распада содержание Cu достигает 21.3 мас. %. Наиболее высокие содержания меди (23.6 мас. %) зафиксированы в мелких изолированных выделениях размером 3 мкм. Состав минерала $\text{Au}_{1.00}\text{Cu}_{0.97}\text{Pd}_{0.03}$ соответствует стехиометричной фазе **AuCu**, видимо **тетраурикуприду**.

Таблица 1. Химический состав белых (осветленных) и серых риолитов (мас. %)

Table 1. Chemical composition of white (bleached) and gray rhyolites (wt. %)

Проба Sample	Au, г/т	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп poi	Сумма Total
41 Б	5.60	77.32	0.17	11.63	0.62	0.50	0.02	0.06	0.19	1.99	6.40	0.02	0.21	99.13
42 С	0.15	75.08	0.17	11.75	2.40	0.72	0.02	0.09	0.18	1.72	6.60	0.02	0.41	99.16
43 Б	1.04	76.42	0.17	12.14	1.00	0.65	0.02	0.10	0.16	1.85	6.60	0.02	0.27	99.40
44 С	0.02	73.56	0.19	12.64	2.55	0.65	0.04	0.16	0.37	1.45	6.60	0.05	0.74	99.00
62 Б	0.20	75.44	0.19	13.66	0.50	1.01	0.02	0.04	0.21	4.90	3.60	0.03	0.14	99.74
63 С	0.01	73.06	0.19	14.29	1.49	0.79	0.02	0.06	0.23	4.80	3.80	0.04	0.38	99.15
64 Б	0.35	74.94	0.19	13.91	0.30	0.58	0.02	0.01	0.22	5.70	3.10	0.02	0.05	99.04
65 С	0.00	75.34	0.19	13.15	1.86	0.65	0.02	0.05	0.23	5.00	3.20	0.02	0.21	99.92
21 Б	0.63	77.76	0.17	12.17	0.13	0.60	0.01	0.04	0.15	2.78	5.70	0.02	0.18	99.71
22 С	0.01	75.36	0.18	12.68	1.78	0.43	0.01	0.06	0.14	2.90	5.30	0.02	0.27	99.13
71 Б	0.09	73.42	0.19	14.20	0.21	0.86	0.01	0.06	0.17	4.50	5.70	0.03	0.15	99.53
72 С	0.02	72.00	0.19	14.54	2.41	0.29	0.02	0.05	0.16	5.60	4.70	0.02	0.17	100.15
4-2 Б	0.29	78.92	0.10	10.80	0.37	1.22	0.01	0.10	0.18	3.67	3.40	0.02	0.6	99.39
4-1 С	0.02	75.67	0.12	12.11	1.59	1.08	0.01	0.12	0.20	4.41	3.65	0.02	0.4	99.38

Примечания. В каждой паре анализов буква в номере пробы отражает цвет риолита: Б — белый, С — серый. Содержание CO_2 в пробах не превышает 0.22 мас. %, содержание F в пробах не превышает 0.016 мас. %.

Notes. In each pair of analyses a letter in number of probe reflects color of rhyolite: Б — white, С — grey. CO_2 content in the samples do not exceed 0.22 wt.%, F content in the samples do not reach 0.016 wt. %.

Пирит и халькопирит встречаются значительно реже золота, образуют мелкие выделения размером 5–25 мкм в сростании с урановыми минералами и золотом. Пирит обычно содержит небольшую примесь As (около 1.5 мас. %), но в отдельных зернах содержание As составляет 8.3–10.6 мас. %. Состав халькопирита также непостоянен, одна его разновидность характеризуется незначительным содержанием примесей (As до 0.3, Sb до 0.5 мас. %), а другая — высоким содержанием селена (14.3 мас. %) и наличием серебра (0.9–1.2 мас. %).

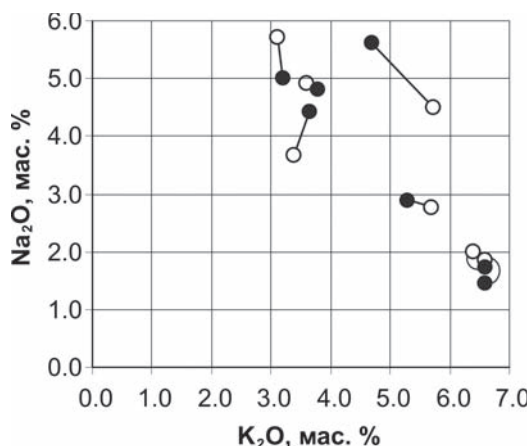


Рис. 2. Содержание щелочей в серых (черные кружки) и осветленных (белые кружки) риолитах

Fig. 2. Content of alkalis in gray (black spots) and bleached (white spots) rhyolites

Кайсикхит-(Y), редкоземельный карбосиликат, принадлежит к тому же гомологическому ряду, что и ранее обнаруженный в фукситовых прожилках кайнозит, отличаясь от него более высоким содержанием CO_2 и H_2O . Образует выделения неправильной формы размером 5–20 мкм. Состав кайсикхита-(Y) (мас. %, обр. 101-22.2): SiO_2 — 29.63, CaO — 7.40, FeO — 0.84, Y_2O_3 — 19.15, Ce_2O_3 — 3.59, Pr_2O_3 — 1.09, Nd_2O_3 — 5.25, Sm_2O_3 — 3.63, Eu_2O_3 — 1.15, Gd_2O_3 — 3.67, Dy_2O_3 — 3.38, Er_2O_3 — 1.52, Yb_2O_3 — 1.06, сумма — 81.36.

Редкоземельный карбонат образует выделения неправильной формы размером 10–20 мкм. Отмечен сов-

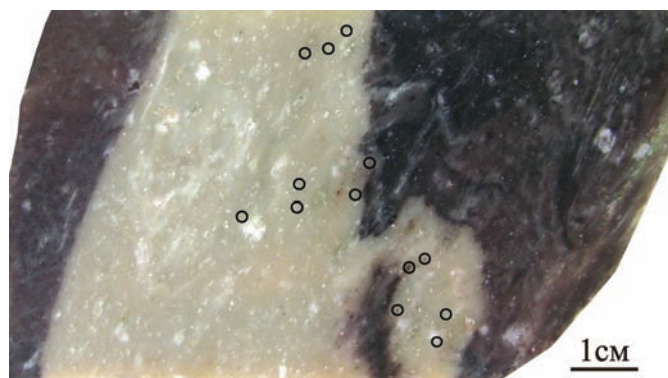


Рис. 3. Распределение самородного золота (выделено кружками) в осветленном риолите. Обр. 33100 (скв. 33, глубина 100 м)

Fig. 3. Distribution of native gold (highlighted by circles) in a bleached rhyolite. Sample 33100 (well 33, depth 100 m)

Таблица 2. Состав золота в пятнах осветления риолитов (мас. %)

Table 2. Gold composition in spots of rhyolite bleaching (wt. %)

Образец Sample	Тип золота Gold type	Au	Ag	Cu	Pd	Hg	Сумма Total	Ассоциирующие с золотом минералы Gold associated minerals
38105	Au I	83.99	15.72	0.0	0.78	0.0	100.49	TR Cb, Cay
	Au I	82.97	15.84	0.0	0.0	0.0	98.81	
	Au I	83.76	16.37	0.0	0.94	0.0	101.07	
	Au I	84.61	15.67	0.0	0.95	0.0	101.23	
	Au I	84.44	15.24	0.0	0.91	0.0	100.59	
	Au I	84.78	14.99	0.63	0.0	0.0	100.40	Cpy, Cof, U-Ti-Si
	Au I	83.79	14.85	0.52	0.0	0.0	99.16	
	Au I	85.44	15.7	0.0	0.0	0.0	101.14	Cof, Ttn, Py
	Au I	83.8	14.96	0.0	0.0	0.0	98.76	
	Au I	79.63	20.31	0.0	0.0	0.0	99.94	
41 Б	Au I	84.9	11.8	1.3	0.0	0.0	98.0	Qz, Kfs, Ab, Ser
	Au I	84.4	12.4	1.1	1.3	0.0	99.2	
	Au I	86.2	12.7	1.6	0.0	0.0	100.5	
	Au II	94.9	0.0	0.0	3.1	0.0	98.0	
72 Б	Au I	81.1	16.3	0.7	0.0	0.0	98.1	Qz, Kfs, Ab, Ser
	Au I	83.7	18.2	0.0	0.0	0.0	101.9	
33100	Au I	84.67	13.59	1.83	0.67	0.0	100.76	Qz, Kfs, Ab, Ser
	Au-Cu м	82.61	1.26	12.01	2.45	0.0	98.33	
	Au-Cu м	84.85	0.44	12.27	2.51	0.0	100.07	
	Au-Cu м	82.18	0.87	15.39	0.79	0.0	99.23	
	Au-Cu п	77.99	0.0	21.26	0.0	0.0	99.25	
	Au-Cu п	82.24	0.0	18.38	1.78	0.0	102.40	
	AuCu	75.29	0.0	23.62	1.01	0.0	99.92	Py, Cpy, Bran, Y-Nb-Ti
	Au I	83.95	13.53	1.23	0.0	0.0	98.71	
	Au II	95.36	1.56	0.73	0.73	0.0	98.38	

Примечания. Au I — золото I, Au II — золото II, Au-Cu — медистое золото (м — матрица, п — пластинка), AuCu — тетрааурикуприд, TR Cb — редкоземельный карбонат, Cay — кайсикхит-(Y), Py — пирит, Cpy — халькопирит, Bran — браннерит, Cof — коффинит, U-Ti-Si — «титаносиликат» урана, Ttn — титанит, Y-Nb-Ti оксиды, Ab — альбит, Kfs — калиевый полевой шпат, Ser — серицит, Qz — кварц.

Notes. Au I — gold I, Au II — gold II, Au-Cu — copper gold (м — matrix, п — plate), AuCu — tetraauricupride, TR Cb — rare earth carbonate, Cay — caysikhite-(Y), Py — pyrite, Cpy — chalcopryrite, Bran — brannerite, Cof — coffinite, U-Ti-Si — uranium «titanosilicate», Ttn — titanite, Y-Nb-Ti oxides, Ab — albite, Kfs — potassium feldspar, Ser — sericite, Qz — quartz.

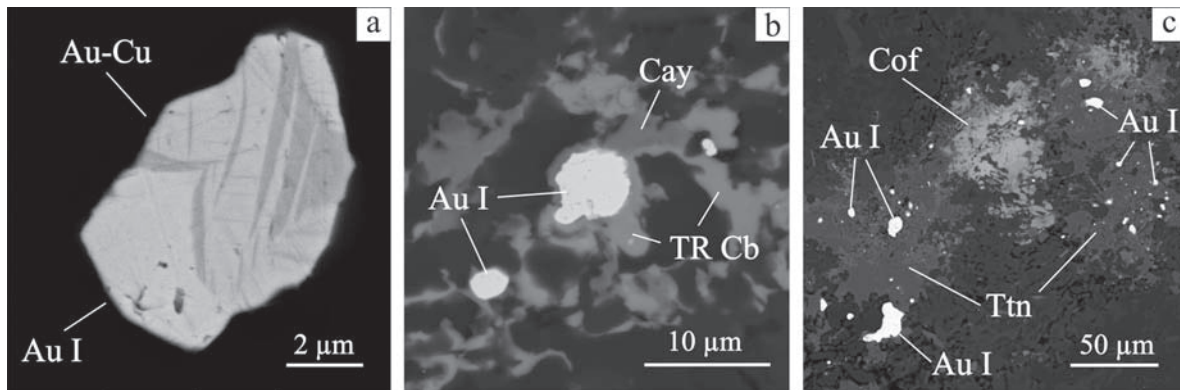


Рис. 4. Золото в пятнах осветления риолитов: а — сростание золота I однородного строения и медистого золота решетчатого строения; б — золото I в сростании с редкоземельным карбонатом (TR Cb) и кайсикхитом (Y) (Cay); в — многочисленные выделения золота I в ассоциации с титанитом (Ttn) и коффинитом (Cof). Изображение в отраженных электронах: а — обр. 33100; б, в — обр. 38105

Fig. 4. Gold in spots of rhyolite bleaching: a — intergrowth of gold I of the homogeneous structure with cupreous gold of the latticed structure; b — gold I in accretion with rare-earth carbonate (TR Cb) and caysichite — (Y) (Cay); c — numerous segregations of gold I in association with titanite (Ttn) and coffinite (Cof). Image obtained with reflected electrons: a — sample 33100; b, c — sample 38105

местно с кайсикхитом в сростании с золотом (рис. 4). Состав минерала с примесью алюмосиликата калия (мас. %, обр. 38105): Al_2O_3 — 1.51, SiO_2 — 3.81, K_2O — 0.37, CaO — 7.01, La_2O_3 — 8.96, Ce_2O_3 — 22.73, Pr_2O_3 — 2.73, Nd_2O_3 — 15.81, Sm_2O_3 — 1.80, сумма — 64.73. Возможно, является кальциевым аналогом анкилита.

Браннерит, оксид урана и титана с теоретической формулой $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Y}, \text{Ce}) (\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$, образует выделения размером до 25 мкм в сростании с золотом, пиритом и халькопиритом (рис. 5). Браннерит, видимо, метамиктен и подвержен гидролизному разложению, его выделения не вполне гомогенны. При анализе минерала обычно фиксируется барий (до нескольких мас. %) с эквивалентным количеством серы, что свидетельствует о наличии мельчайших включений барита. Наиболее качественный анализ браннерита: (обр. 33100, мас. %): UO_2 — 32.87, CaO — 1.23, Y_2O_3 — 3.55, Ce_2O_3 — 1.81, Nd_2O_3 — 1.05, TiO_2 — 32.07, Nb_2O_5 — 1.30, SiO_2 — 3.79, Al_2O_3 — 0.59, SO_3 — 1.14, As_2O_3 — 0.53, сумма — 79.93.

Ранее браннерит на месторождении отмечался в ассоциации с титанитом в агрегатах фуксита в цементе золотоносных риолитовых брекчий. Состав браннерита (мас. %): SiO_2 — 1.99, TiO_2 — 34.32, Al_2O_3 — 1.81, Fe_2O_3 — 3.11, MgO — 0.24, CaO — 3.70, CeO_2 — 0.41, UO_2 — 53.09 [10].

Y-Nb-Ti-оксиды с общей формулой $(\text{Y}, \text{U}, \text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb})_2 (\text{O}, \text{OH})_6$ образуют самостоятельные выделения размером 10–20 мкм, а также фиксируются в сростании с браннеритом. Состав оксидов заметно варьирует, относительно выдержанным составом обладает минерал с наиболее высокими содержаниями Y и Ti, предположительно поликраз-(Y), содержащий (мас. %): Y_2O_3 — 21.45, Nd_2O_3 — 1.69, Sm_2O_3 — 1.56, Gd_2O_3 — 3.2, Dy_2O_3 — 4.91, Ho_2O_3 — 1.31, Er_2O_3 — 2.88, Yb_2O_3 — 1.98, WO_3 — 1.66, UO_2 — 4.36, TiO_2 — 44.24, Nb_2O_5 — 9.1, сумма — 98.34. Кроме того, присутствует минерал с меньшими содержаниями Y_2O_3 и TiO_2 (11.4 и 28.7 мас. % соответственно) при более высоких содержаниях UO_2 (13.5 мас. %) и Nb_2O_5 (11.8 мас. %), а также минерал, в котором уран не фиксируется, но присутствует — 3.6 мас. % ThO_2 .

Коффинит, гидросиликат урана с теоретической формулой $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$, образует в риолитовой матрице самостоятельные выделения размером до 0.2 мм, а также встречается в сростании с золотом, пиритом

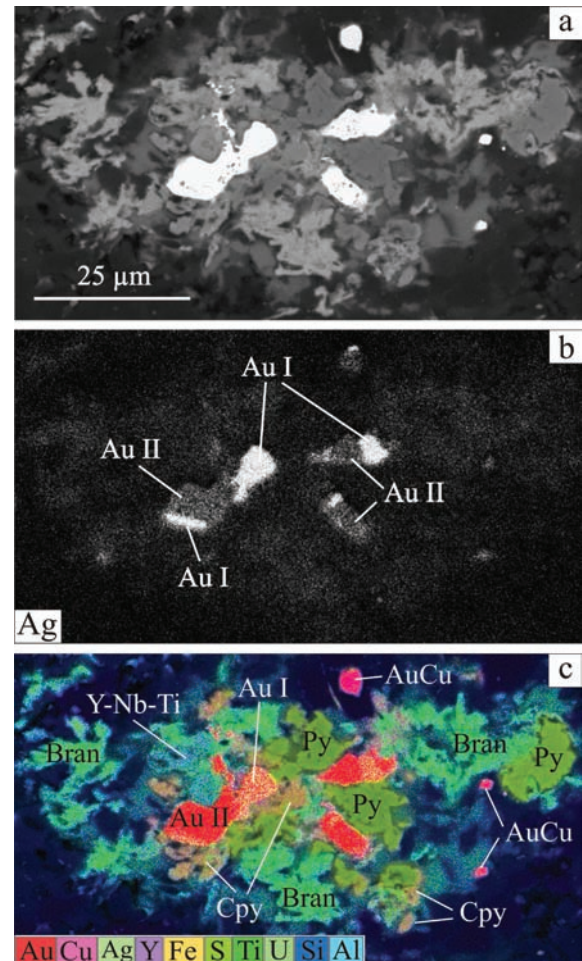


Рис. 5. Золото фазово-неоднородного строения в сростании с пиритом и халькопиритом приурочено к скоплению браннерита. Изображение в отраженных электронах (а), характеристическом излучении Ag (б) и многослойное изображение в избранных цветах основных элементов (в). Au I — золото I, Au II — золото II, AuCu — тетрааурикуприд, Py — пирит, Cpy — халькопирит, Bran — браннерит, Y-Nb-Ti-оксиды. Обр. 33100

Fig. 5. Gold of the phase-heterogeneous structure in the intergrowth with pyrite and chalcopyrite is confined to the brannerite accumulation. The images were obtained by reflected electrons (a) and characteristic radiation Ag (b); the multilayered image in the selected colors of the main elements is shown in (c): Au I — gold I, Au II — gold II, AuCu — tetraauricupride, Py — pyrite, Cpy — chalcopyrite, Bran — brannerite, Y-Nb-Ti oxides. Sample 33100

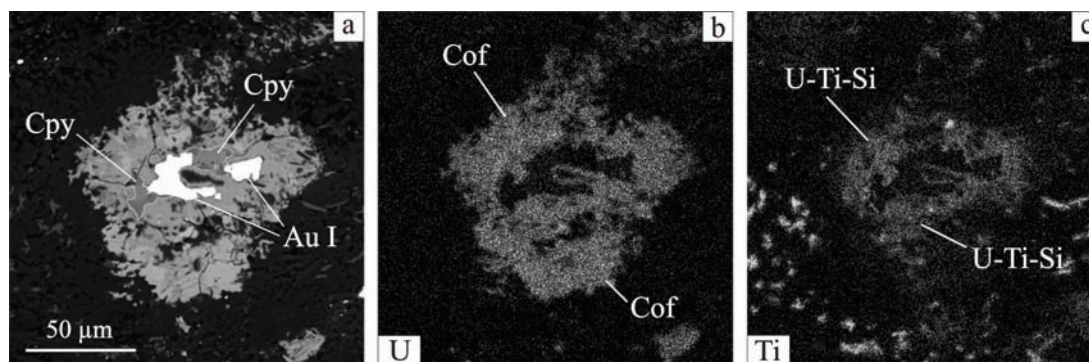


Рис. 6. Золото I в сростании с халькопиритом приурочено к уран-«титаносиликат» (U-Ti-Si)-коффинитовому (Cof) выделению зонального строения. Изображение в отраженных электронах (a) и характеристическом излучении U (b) и Ti (c). Обр. 38105

Fig. 6. The intergrowth of gold I with chalcopyrite is confined to the uranium-«titanosilicate»(U-Ti-Si)-coffinite (Cof) segregation of the zonal structure. The images were obtained by reflected electrons (a), characteristic radiation of U (b) and Ti (c). Sample 38105

и халькопиритом. Коффинит метамиктен и, видимо, подвержен гидролизному разложению, его выделения пронизаны радиальными трещинами. Форма выделений коффинита неправильная, изредка отмечаются агрегаты колломорфно-зонального строения вокруг мельчайших выделений оксида урана. Состав коффинита довольно устойчив, для него характерно постоянное наличие Y (обр. 38105, мас. %): Al_2O_3 — 1.49, SiO_2 — 18.31, P_2O_5 — 1.61, CaO — 1.17, TiO_2 — 1.05, Y_2O_3 — 9.07, Nd_2O_3 — 0.56, Sm_2O_3 — 0.92, Gd_2O_3 — 1.60, Dy_2O_3 — 2.13, Er_2O_3 — 0.82, Yb_2O_3 — 1.26, UO_2 — 46.66, сумма — 86.65. Коффинит иногда сопровождается минеральными выделениями, имеющими состав «титаносиликата» урана. Золото-сульфид-уран-«титаносиликат»-коффинитовое выделение (рис. 6) имеет ярко выраженное зональное строение, центральная часть которого, включающая золото и халькопирит, соответствует по составу «титаносиликату» урана, а коффинит составляет его периферию. Состав «титаносиликата» урана довольно выдержан и вполне соответствует индивидуальному химическому соединению, но не исключено, что является тонкой механической смесью браннерита и коффинита (обр. 38105, мас. %): Al_2O_3 — 1.23–3.14, SiO_2 — 9.54–13.65, CaO — 1.89–2.71, TiO_2 — 13.53–17.81, FeO — 0.66–0.99, Y_2O_3 — 0.60–2.50, Nb_2O_5 — до 1.99, Ce_2O_3 — 1.36–1.98, Nd_2O_3 — до 0.33, UO_2 — 42.26–43.71, сумма — 77.9–80.5.

Результаты исследований свидетельствуют о том, что локальное осветление риолитов обусловлено удалением из них железа. Наличие барита в тонкой смеси с браннеритом указывает на возможность выноса железа из пятен осветления в сульфатной форме. В этом метасоматическом процессе заметного привноса или выноса других петрогенных компонентов, в том числе щелочей, не происходило. С локальным осветлением риолитов связано отложение золота и ассоциирующих с ним сульфидов, минералов урана и редких земель. По фазовому и химическому составу золото в пятнах осветления риолитов принципиально не отличается от золота, присутствующего в фукситовых прожилках. Кроме того, для фукситовых прожилков, как и осветленных риолитов, характерны минералы редких земель, также имеющих повышенное содержание урана. Минералого-геохимическое сходство золотой минерализации в фукситовых прожилках и участках осветления риолитов позволяет предполагать, что процесс рудообразования был единым. Вместе с этим обращает на себя внимание пространственная неоднородность образующихся минеральных комплек-

сов, выражающаяся прежде всего в отсутствии фуксита в участках осветления риолитов. Существенно иным был также характер миграции железа при образовании фукситовых прожилков. Хотя они часто сопровождаются узкими зонами осветления риолитов с пониженным содержанием железа, но в самих прожилках происходило его накопление; обычное содержание Fe_2O_3 в фукситовых прожилках составляет 6–8 мас. % (при незначительной доле FeO), что заметно больше, чем общее содержание железа в окружающем риолите. Вполне возможно, что в ходе единого гидротермального процесса образование пятен осветления предшествовало образованию фукситовых прожилков. При этом редкие земли и, возможно, уран заимствовались растворами из риолитов. Что касается хрома, золота и палладия, то их источники предположительно являются глубинными, производными базит-гипербазитового магматизма.

Следует отметить, что золотоносные пятна осветления наряду с полосами фукситизации пород наблюдаются не только в риолитах месторождения Чудное, но и в терригенных породах нижнего ордовика на рудопоявлении Нестеровское [2], что свидетельствует о сходстве рудообразующих процессов на них.

Рассматривая Малдинскую рудную зону в целом, можно полагать, что важнейшую роль в формировании рудной минерализации месторождения Чудное, а также уран-серебряного проявления Ясное, уран-медного проявления Народинское играли крупные разрывные нарушения северо-восточного простирания, в частности Малдинский разлом. Возраст золото-фукситовых прожилков в риолитах, согласно результатам изотопного датирования, составляет 230–250 млн лет, что соответствует поздней перми–раннему триасу [3 и др.]. Этому времени отвечает активизация эндогенных процессов, проявление метаморфизма зеленосланцевой фации, интенсивная гидротермально-метасоматическая деятельность, мобилизация и переотложение различных компонентов. С палеозойскими метасоматическими формациями связана золоторудная минерализация многих уральских месторождений [8 и др.]. Вместе с этим остается актуальной проблема металлогенического значения межформационного контакта уралид и доуралид как региональной зоны несогласия с возможным развитием кембрийских кор выветривания.

Выводы

Локальное осветление риолитов на золоторудном месторождении Чудное обусловлено метасомати-



ческим изменением пород, главным образом выносом железа. Участки осветления являются золотоносными. Содержание в них золота обычно заметно выше, чем в окружающих серых риолитах и достигает нескольких граммов на тонну. В ассоциации с золотом в небольшом количестве находятся пирит, халькопирит, минералы урана и редких земель. По составу золото в пятнах осветления риолитов принципиально не отличается от золота в фукситовых прожилках. В качестве элементов-примесей в нем присутствуют серебро, медь и палладий. Преобладает золото 800–850 пробы, в сростании с ним встречается высокопробное (950) и медистое золото. В виде мельчайших выделений отмечена стехиометричная фаза AuCu.

Отложение золота в фукситовых прожилках и участках осветления риолитов было обусловлено, вероятнее всего, проявлением единого гидротермального процесса в позднепалеозойское время. Присутствие палладия в участках осветления риолитов, как и в фукситовых прожилках, указывает на важную роль глубинных источников вещества. При этом пространственная связь золота с фукситом не является обязательной и золотоносность риолитов не ограничивается участками развития в них фукситовых прожилков.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта УрО РАН № 18-5-5-57 «Перспективные рудные районы севера Урала, Пай-Хоя и Тимана».

Литература

1. Галанкина О. Л., Гавриленко В. В., Гайдамако И. М. Новые данные о минералогии гидротермального золото-платиноидного оруденения Приполярного Урала // Записки ВМО. 1998. № 3. С. 72–78.
2. Ефанова Л. И., Юдович Я. Э. Бонанцевые руды золота на месторождении Нестеровское / Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 285–292.
3. Кузнецов С. К., Андреичев В. Л. Возраст золото-фукситовой минерализации в риолитах хребта Малдыньрд // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы всерос. конф. Сыктывкар, 1998. С. 18–19.
4. Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Соболева А. А. Минералогическо-геохимические особенности золото-фукситовых прожилков в риолитах хребта Малдыньрд // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 146–154.
5. Моралев Г. В., Борисов А. В., Суренков С. В., Нагаева С. П., Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Онищенко С. А., Ефанова Л. И., Соболева А. А. Распределение и формы нахождения редкоземельных элементов на Au-Pd-REE-рудопрооявлениях Чудное и Нестеровское (хребет Малдыньрд, Приполярный Урал) // Геохимия. 2005. № 11. С. 1175–1195.
6. Озеров В. С. Метаморфогенные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
7. Онищенко С. А., Онищенко Л. В., Ефанова Л. И., Артеева Т. А. Золоторудное месторождение Чудное на Приполярном Урале // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. Т. III. С. 172–175.
8. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.
9. Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В., Соболева А. А., Лапутина И. П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геол. рудных месторожд. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
10. Федюнин О. В., Плетнев П. А., Спиридонов Э. М. Браннерит UTi_2O_6 из метаморфизованных золотоносных брекчий месторождения Чудное, Приполярный Урал // Урал. летняя минер. школа – 98. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 165–167.
11. Шумилов И. Х., Остащенко Б. А. Минералогические особенности Au-Pd-TR-оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 104 с.

References

1. Galankina O. L., Gavrilenco V. V., Gaydamako I. M. *Novye dannye o mineralogii gidrotermalnogo zoloto-platinoidnogo orudeneniya Pripolyarnogo Urala* (New data on mineralogy of hydrothermal gold-platinoid mineralization of the Subpolar Urals). Reports of the All-Russian Mineralogical Society, 1998, No. 3, pp. 72–78.
2. Efanova L. I., Yudovich Ya. E. *Bonantsevye rudy zolota na mestorozhdenii Nesterovskoe* (Bonanza gold ores of the Nesterovskoe deposit). Geochemistry of the ancient strata of the North of the Urals. Syktyvkar: Geoprint, 2002, pp. 285–292.
3. Kuznetsov S. K., Andreichev V. L. *Vozrast zoloto-fuksitovoi mineralizatsii v riolitah hrebta Maldynyrd* (Age of the gold-fuchsite mineralization in rhyolites of the Maldynyrd ridge). Gold, platinum, and diamonds of the Komi Republic and adjacent regions. Proceedings of the All-Russian Conference. Syktyvkar, 1998, pp. 18–19.
4. Kuznetsov S. K., Tarbaev M. B., Soboleva A. A. *Mineralogicheskieskie osobennosti zoloto-fuksitovykh prozhilkov v riolitah hrebta Maldynyrd* (Mineralogical-and-geochemical peculiarities of gold-fuchsite veinlets in rhyolites of the Maldynyrd ridge). Syktyvkar issue of articles on mineralogy 28, Syktyvkar, 1999, pp. 146–154.
5. Moralev G. V., Borisov A. V., Surenkov C. V., Nagaeva S. P., Tarbaev M. B., Kuznetsov S. K., Onishchenko S. A., Efanova L. I., Soboleva A. A. *Raspredelenie i formy nahozhdeniya redkozemel'nykh elementov na Au-Pd-REE rudoproyavleniyah Chudnoe i Nesterovskoe (hrebta Maldynyrd, Pripolyarnyi Ural)* (Distribution and forms of location of rare-earth elements in the Au-Pd-REE ore occurrences Chudnoe and Nesterovskoe (Maldynyrd ridge, the Subpolar Urals)). Geochemistry, 2005, No. 11, pp. 1175–1195.
6. Ozerov V. S. *Metamorfogennyye rossypi zolota Pripolyarnogo Urala* (Metamorphogenic gold placers in the Subpolar Urals). Ores and Metals, 1996, No. 4, pp. 28–37.
7. Onishchenko S. A., Onishchenko L. V., Efanova L. I., Arteeve T. A. *Zolotorudnoe mestorozhdenie Chudnoe na Pripolyarnom Urale* (The gold-ore deposit Chudnoe in the Subpolar Urals). Geology and mineral resources of the European Northeast of Russia: Proceedings of the 16th congress of the Komi Republic, V. III, Syktyvkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2014, pp. 172–175.
8. Sazonov V. N., Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Polenov Yu. A. *Mestorozhdeniya zolota Urala* (Gold deposits of in the Urals). Ekaterinburg: Ural State Mining and Geological Academy, 2001, 622 p.
9. Tarbaev M. B., Kuznetsov S. K., Moralev G. V., Soboleva A. A., Laputina I. P. *Novyi zoloto-palladievyy tip mineralizatsii v Kozhimskom raione Pripolyarnogo Urala* (New gold-palladium type of mineralization in the Kozhim district of the Subpolar Urals). Geology of ore deposits, 1996, V. 38, No. 1, pp. 15–30.
10. Fedyunin O. V., Pletnev P. A., Spiridonov E. M. *Brannerit UTi_2O_6 iz metamorfizovannykh zolotonosnykh brekchii mestorozhdeniya Chudnoe, Pripolyarnyi Ural* (Brannerite UTi_2O_6 from the metamorphosed gold-bearing breccias of the Chudnoe deposit, the Subpolar Urals). Uralian summer mineralogical school-98. Ekaterinburg: Ural State Mining and Geological Academy, 1998, pp. 165–167.
11. Shumilov I. Kh., Ostashchenko B. A. *Mineralogo-tehnologicheskie osobennosti Au-Pd-TR orudeneniya na Pripolyarnom Urale* (Mineralogical and technological peculiarities of Au-Pd-TR metallization in the Subpolar Urals). Syktyvkar: Geoprint, 2000, 104 p.



ПРЕИМУЩЕСТВА УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ НАНОСТРУКТУРИРОВАННЫХ УГЛЕРОДНЫХ ВЕЩЕСТВ

С. И. Исаенко¹, Т. Г. Шумилова¹, В. А. Казаков²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

s.i.isaenko@gmail.com

²Центр Келдыша, Москва

Проанализированы особенности спектров слабоупорядоченных графитоподобных веществ при возбуждении комбинационного рассеяния света лазерами с разной длиной волны — 633, 515 и 244 нм. Показаны преимущества использования ультрафиолетовой рамановской спектроскопии (244 нм) по сравнению с видимой (633, 515 нм). Впервые описаны спектроскопические характеристики нанокристаллического графита, стеклоподобного углерода и шунгита, полученные на ультрафиолетовом излучении. Особенности метода ультрафиолетовой спектроскопии комбинационного рассеяния света могут быть полезны для проведения фазового анализа поликомпонентных углеродных веществ, содержащих sp^2 - и sp^3 -углерод.

Ключевые слова: рамановская спектроскопия, наноструктурированное вещество, графит, шунгит, стеклоуглерод.

ADVANTAGES OF ULTRAVIOLET RAMAN SPECTROSCOPY FOR STUDY OF NANOSTRUCTURED CARBON SUBSTANCES

S. I. Isaenko¹, T. G. Shumilova¹, V. A. Kazakov²

¹Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar

²Keldysh Center, Moscow

The features of the spectra of weakly ordered graphite-like substances upon excitation of Raman scattering by lasers of different wavelengths (633, 515, and 244 nm) have been analyzed. The advantages of the ultra-violet Raman spectroscopy (244 nm) in comparison to visible (633, 514 nm) have been presented. For the first time spectroscopic characteristics of nanocrystalline graphite, glass-like carbon and shungite, obtained on ultraviolet radiation are described. Features of the method of ultraviolet Raman spectroscopy can be useful for carrying out a phase analysis of multicomponent carbon substances containing sp^2 - and sp^3 -carbons.

Keywords: Raman spectroscopy, nanostructured matter, graphite, shungite, glassy carbon.

Введение

Рамановская спектроскопия, или спектроскопия комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопия), на сегодняшний день является одним из самых востребованных инструментов при исследовании наноструктурированного углеродного вещества (УВ). По спектрам комбинационного рассеяния света (КР-спектрам) возможно идентифицировать УВ как с sp^2 -гибридизацией атомов углерода (сажа, шунгит, стеклоуглерод, слабоупорядоченный или нанокристаллический графит), так и с sp^3 -гибридизацией (алмазоподобный углерод, нанокристаллический алмаз) [1]. При этом одна из полос УВ в КР-спектре с sp^2 -гибридизацией, а именно D-полоса, без учета особенностей возбуждения спектров и природы D-полосы по ошибке может быть принята исследователями за полосу УВ с sp^3 -гибридизацией. Другими словами, при возбуждении комбинационного рассеяния лазером 633 нм нахождение D-полосы в спектре слабоупорядоченного УВ, например шунгита, в положении 1330 см^{-1} , близком к характерному для алмаза, может привести к неверной мысли об обнаружении sp^3 -углерода, в том числе нанокристаллического алмаза. В то же время наличие интенсивной D-полосы в спектрах существенно усложняет выявление и собственно алмазоподобного УВ, и нанокристаллического алмаза, которые всегда характеризуются присутствием некоторого количества sp^2 -углерода. Таким образом, корректная диагностика реального фазового состояния УВ во многом определяется правильностью интерпретации полос КР-спектра в области 1330 см^{-1} .

Сравнительный анализ данных КР-спектроскопии нанокристаллических алмазов, алмазоподобного углерода и графитоподобных веществ показывает, что при возбуждении видимыми лазерами комбинационное рассеяние от атомов углерода в sp^3 -состоянии в слабоупорядоченных и аморфных веществах перекрывается D-полосой присутствующего графитоподобного углерода [3]. Без учета этого эффекта исследователь может прийти к некорректным выводам о присутствии наноалмазов и алмазоподобного углерода в слабоупорядоченных УВ. Разрешить проблему перекрытия полос sp^2 - и sp^3 -углерода в КР-спектре, находящихся в диапазоне D-полосы, может применение ультрафиолетовой КР-спектроскопии.

Ультрафиолетовая КР-спектроскопия (УФКРС) (λ возбуждающего излучения в диапазоне 244–364 нм) является относительно новой и перспективной при исследовании углеродного вещества. УФКРС по принципу комбинационного рассеяния ничем не отличается от стандартного анализа с использованием видимых длин волн лазера, однако имеет свои как сильные, так и слабые стороны. Преимуществом УФКРС является усиление резонансного сигнала, отсутствие флуоресценции и усиление сигнала рассеяния пропорционально длине волны возбуждающего излучения λ^{-4} . В качестве недостатка следует отметить особые требования к устройству оборудования из-за невидимости излучения УФ-лазеров, соответственно использование более сложных специфических оптических систем, громоздких и значительно более дорогих по сравнению со спектроме-



трами, работающими в видимом диапазоне. Для УФ-спектрометра требуются специальные покрытия зеркал и дифракционных решеток, соответствующие объективы для микроскопов, специальный CCD-детектор для оптимизации результатов. Кроме того, из-за большей мощности возбуждающего излучения лазеров образцы подвергаются более сильному нагреву, вплоть до горения, хотя современные системы, такие как DuoScanTM, позволяют в определенной мере уменьшить нагрев. Все это приводит к усложнению в эксплуатации и удорожанию УФКР-спектроскопии [15].

На основе проведенных экспериментальных исследований А. Феррари и Дж. Робертсон акцентировали внимание на возможностях УФКР-спектроскопии при исследовании слабоупорядоченных углеродных веществ. Ими указывалось на то, что проявление D-полосы в КР-спектре разупорядоченного или аморфного углерода зависит не только от количества углерода в sp^2 -гибридизации, но также и от характера его структурирования. D-полоса отсутствует в УФКР-спектре, если атомы углерода связаны в цепочки или образуют графитоподобные структуры. Остаточная D-полоса присутствует в УФКР-спектре, только если атомы углерода группируются в неупорядоченные кольца [4].

Позднее при изучении синтезированных алмазоподобного углерода и нанокристаллических алмазов А. Феррари указал на то, что в КР-спектрах кристаллических графитов D-полоса отсутствует, а в слабоупорядоченных полимеризованных веществах смещается до положения 1400 см^{-1} [4].

Однако спектроскопические характеристики слабоупорядоченных графитоподобных веществ (sp^2 -углерода), в том числе таких углеродных материалов, как нанокристаллический графит, стеклоподобный углерод, шунгит, с использованием УФ-возбуждения ранее не были охарактеризованы. В связи с этим для уточнения возможностей применения УФКР-спектроскопии нами проведены исследования перечисленных слабоупорядоченных углеродных материалов sp^2 -типа.

Оборудование и объекты исследований

В ходе исследований нами были изучены образцы стеклоглерода (марка СУ-1300, производство Новочеркасского завода, Россия), шунгита (месторождение Шуньга, Россия) и нанокристаллического графита (неркаюский комплекс, Приполярный Урал, Россия). Регистрация КР-спектров выполнялась для одних и тех же образцов с использованием возбуждающего излучения ультрафиолетового и видимого диапазонов.

Исследование образцов методом КР-спектроскопии при возбуждении лазерами видимого диапазона проводилось на высокоразрешающем рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) в ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН). Были использованы — встроенный He-Ne-лазер ($\lambda = 633\text{ нм}$, красный лазер, мощность при регистрации КР-спектров составляла 2–20 мВт) и внешний Ar⁺-лазер ($\lambda = 515\text{ нм}$, зеленый лазер, мощность 1–100 мВт). В процессе регистрации спектров были задействованы решетки спектрометра 1800 и 600 ш/мм, размер конфокального отверстия — 300 и 500 мкм, щель — 100 мкм, объективы — $\times 50$, $\times 100$, спектральное разрешение — около 1 см^{-1} , пространственное разрешение — около

1 мкм^2 (для объектива $\times 100$). Время накопления сигнала 1–10 секунд, количество измерений на одном участке спектрального диапазона варьировало от 3 до 20 раз. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре.

Исследование образцов методом КР-спектроскопии при УФ-возбуждении 244 нм (невидимый лазер) производилось на спектрометре T64000 (Horiba) в ГНЦ ФГУП «Центр Келдыша», г. Москва. Условия регистрации: мощность при регистрации спектров 0.4–1.5 мВт, конфокальное отверстие — 300 мкм, решетка спектрометра — 2400 ш/мм, щель — 100 мкм, объектив — $\times 40\text{ UVB}$, спектральное разрешение — около 1 см^{-1} , пространственное разрешение — около 5 мкм^2 , время накопления сигнала — 10 секунд, количество измерений на одном участке спектрального диапазона — 20.

Аппроксимация КР-спектров производилась сверткой функций Гаусса и Лоренца с определением положения полос (P), их полной ширины на полувысоте (FWHM или полуширина), интегральной интенсивности (площадь) полос спектра (табл. 1). При сравнении интенсивности полос КР-спектров используется только относительная интегральная интенсивность полосы (Area, %), которая принималась за отношение площади одной полосы к сумме всех площадей полос спектра. Данная величина характеризует долю какой-либо из полос в КР-спектре.

Результаты

В зарегистрированных КР-спектрах образцов стеклоглерода, шунгита и нанокристаллического графита отчетливо выделяются полосы D- и G-, которые будут подробно рассмотрены далее. Кроме наиболее интенсивных D- и G-полос в КР-спектрах наноструктурированных УВ в области первого порядка присутствуют такие полосы, как D_2 , D_3 и D_4 , а в области второго порядка наблюдаются их обертоны и комбинации в зависимости от длины волны возбуждающего излучения лазера: $2450\text{--}2500\text{ см}^{-1}$ ($D_4 + D$), $2650\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ ($2D$), $2800\text{--}2850\text{ см}^{-1}$ ($D_3 + D$), $2900\text{--}2950\text{ см}^{-1}$ ($D + G$) и $3180\text{--}3230\text{ см}^{-1}$ ($2D_2$). Описание полос и их интерпретация, а также различия в обозначении у разных исследователей приведено в нашей работе [5]. На примере спектра шунгита (рис. 1) показано разложение КР-спектров на полосы первого и второго порядка сверткой функций Гаусса и Лоренца с помощью программного обеспечения LabSpec 5.36.

Нанокристаллический графит

КР-спектры нанокристаллического графита были зарегистрированы в диапазоне $100\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ для видимого возбуждения и $1000\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ для УФ. В КР-спектрах графита (рис. 2) при видимом возбуждении (633, 515 нм) присутствуют полосы как первого порядка — D, G, D_2 , так и второго — $D_4 + D$, $2D$, $D + G$, $2D_2$ (табл. 1). С уменьшением длины волны возбуждающего излучения от 633 нм (на красном лазере) до 515 нм (на зеленом лазере) происходит сдвиг D-полосы с 1332 см^{-1} к 1355 см^{-1} , при этом увеличивается ее полуширина (с 49 до 57 см^{-1}) и в 2 раза уменьшается ее относительная интегральная интенсивность — с 42 до 21 %. При этом положение G-полосы графита смещается незначительно — с 1581 до 1584 см^{-1} , а полуширина тоже практически не меняется (24 и 26 см^{-1} соот-



Таблица 1. Характеристики компонент рамановских спектров УВ
Table 1. Characteristics of components of Raman spectra of a nanostructured carbon substance

Графит / Graphite									
Laser	633 nm			515 nm			244 nm		
Band	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %
D	1332	49	42.1	1355	57	20.6	1458	106	3.2
G	1581	24	23.3	1584	26	24.8	1575	29	84.0
D ₂	1617	23	4.0	1622	32	4.6			
D ₄ +D	2459	154	7.6	2454	213	9.2			
2D	2667	88	14.5	2710	93	23.9			
D+G	2921	130	3.9	2946	214	14.4	3125	146	12.0
2D ₂	3242	300	4.6	3249	22	2.4			
N ₂							2330	11	0.8
Шунгит / Shungite									
Laser	633 nm			515 nm			244 nm		
Band	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %
D ₄	1171	85	3.8	1172	126	2.7			
D	1329	82	63.3	1349	71	52.6	1484	192	9.1
D ₃	1549	131	5.9	1532	105	7.4			
G	1598	51	16.5	1595	57	18.0	1587	39	64.5
D ₂	1622	21	0.8	1618	14	0.3			
D ₄ +D	2482	150	1.1	2502	138	0.9			
2D	2643	191	3.4	2684	159	9.4			
D ₃ +D	2807	100	0.2	2819	114	0.9			
D+G	2913	146	4.5	2937	126	6.4			
2D ₂	3183	102	0.5	3190	109	1.4			
Glass							465	80	14.2
Glass							797	79	6.2
Glass							1064	123	3.5
O ₂							1553	13	1.3
N ₂							2328	10	1.2
Стеклоуглерод / Glassy carbon SU-1300									
Laser	633 nm			515 nm			244 nm		
Band	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %	P	FWHM	Area, %
D ₄	1143	151	4.3	1150	210	5.2			
D	1332	67	46.3	1340	68	43.6	1444	300	28.0
D ₃	1479	100	2.5	1485	100	2.0			
G	1588	71	28.6	1579	66	24.5	1588	56	62.3
D ₂	1617	27	2.0	1607	23	0.4			
2D ₄	2260	100	0.3						
D ₄ +D	2446	109	1.3	2470	144	1.0			
2D	2648	114	11.9	2676	121	14.2			
D ₃ +D				2814	100	0.5			
D+G	2900	100	2.2	2923	129	7.4			
2D ₂	3199	100	0.6	3189	115	1.2			
Glass							465	75	8.2
Glass							798	53	0.1
O ₂							1556	4	0.2
N ₂							2328	8	1.1

Примечание: P — положение полосы; FWHM — полная ширина полосы на половине максимума; Area, % — относительная интегральная интенсивность полосы (отношение площади полосы к сумме всех площадей полос спектра); laser — длина волны возбуждающего излучения.

Note: P — band position; FWHM — full bandwidth at half maximum; Area, % — relative integrated intensity of the band (the ratio of the band area to the sum of all areas of the bands of the spectrum); laser — the wavelength of the exciting radiation.

ветственно), вклад G-полосы в общую площадь полос спектра тоже остается практически неизменным (23 и 25 %). При УФ-возбуждении (244 нм) в КР-спектре нанокристаллического графита D-полоса слабо заметна, ее вклад в общую интенсивность составляет 3 %, положение сдвигается с 1332 см⁻¹ (на красном лазере) до 1458 см⁻¹ (на УФ-лазере), полуширина составляет 106 см⁻¹. Относительная интегральная интенсив-

ность G-полосы, имеющей в спектре КР положение 1575 см⁻¹ (FWHM=19 см⁻¹), напротив, существенно увеличивается и составляет 84 %. Кроме того, при УФ-возбуждении в КР-спектре во втором порядке видна комбинация D+G-полос и линия азота воздуха окружающей среды — 2330 см⁻¹, иные полосы и их комбинации, характерные для видимого возбуждения, отсутствуют (рис. 2).

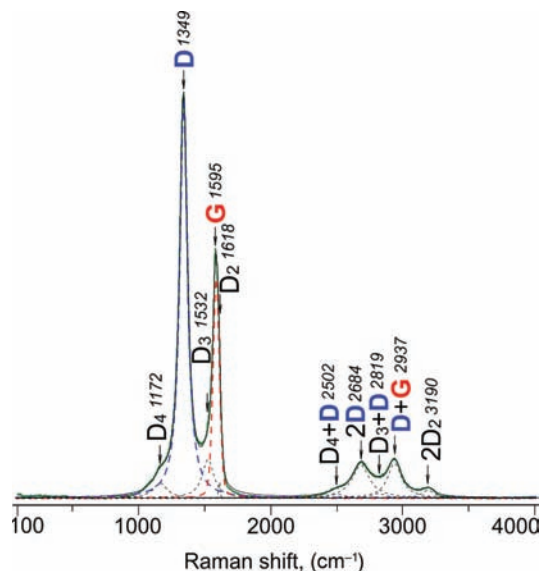


Рис. 1. Типичный пример декомпозиции КР-спектра шунгита
Fig. 1. Representative example of decomposition of Raman spectrum of shungite

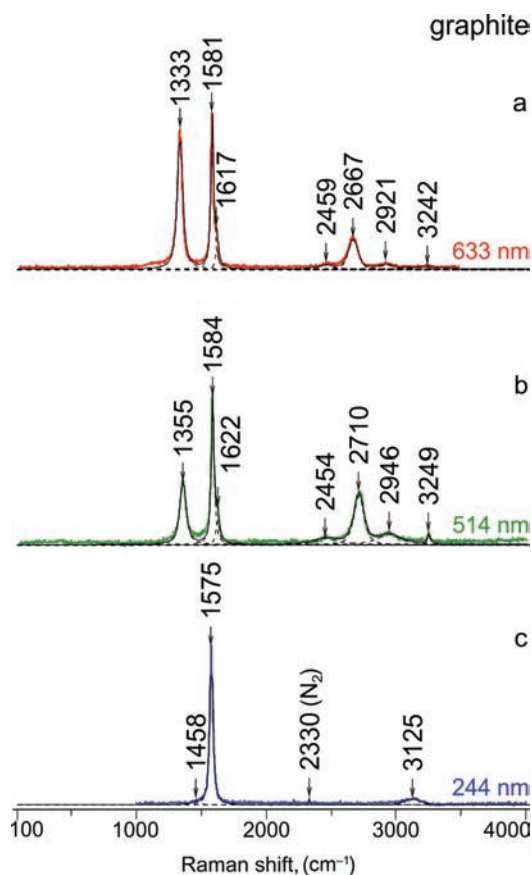


Рис. 2. КР-спектры нанокристаллического графита при возбуждении лазером разной длины волны: а–633 нм, б–514 нм, с–244 нм

Fig. 2. Raman spectra of nanocrystalline graphite at different wavelengths excitation lasers: а–633 nm, б–514 nm, с–244 nm

Шунгит

КР-спектры шунгита были получены в диапазоне 100–4000 см^{-1} для видимого возбуждения и 100–2600 см^{-1} для ультрафиолетового. При видимом возбуждении в КР-спектрах шунгита (рис. 3) выделены полосы первого порядка — D_4 , D , D_3 , G , D_2 — и полосы второго порядка — D_4+D , $2D$, D_3+D , $D+G$, $2D_2$ (табл. 1). При переходе от красного лазера к зеленому наблюда-

ется сдвиг D -полосы с 1329 см^{-1} к 1349 см^{-1} с уменьшением ее полуширины с 82 до 71 см^{-1} и незначительным уменьшением ее относительной интегральной интенсивности (с 63 до 53 %). Положение G -полосы меняется незначительно — с 1598 до 1595 см^{-1} , полуширина тоже практически не меняется (51 и 57 см^{-1} соответственно), вклад G -полосы в общую площадь полос спектра тоже почти прежний (17 и 18 %). При УФ-возбуждении в КР-спектре шунгита D -полоса не выделяется отчетливо, ее вклад в общую интенсивность составляет 9 %, положение сдвигается с 1329 см^{-1} на красном лазере до 1484 см^{-1} на ультрафиолетовом, а полуширина составляет 192 см^{-1} . Относительная интегральная интенсивность G -полосы (1587 см^{-1} , $\text{FWHM}=39\text{см}^{-1}$), напротив, увеличивается в несколько раз, и ее значение составляет 65 %. Кроме того, при УФ-возбуждении в КР-спектре шунгита видны широкие полосы подложки стекла (465, 797, 1064 см^{-1}), узкие линии атмосферного кислорода (1553 см^{-1}) и азота (2330 см^{-1}), характерные полосы для видимого возбуждения второго порядка отсутствуют (рис. 3).

Стеклоуглерод

КР-спектры стеклоуглерода зарегистрированы в том же диапазоне, что и спектры шунгита — 100–4000 см^{-1} для видимого возбуждения и 100–2600 см^{-1} для УФ. КР-спектры стеклоуглерода (рис. 4) при видимом возбуждении (633, 515 нм) разложены на полосы первого порядка — D_4 , D , D_3 , G , D_2 — и полосы второго порядка — $2D_4$, D_4+D , $2D$, D_3+D , $D+G$, $2D_2$ (табл. 1). При переходе от лазера 633 нм к лазеру 515

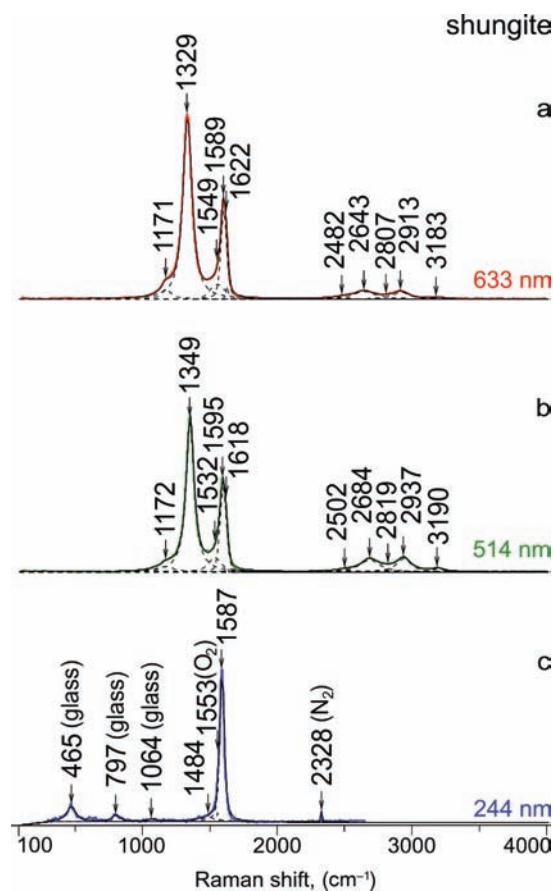


Рис. 3. КР-спектры шунгита при возбуждении лазером разной длины волны: а–633 нм, б–514 нм, с–244 нм

Fig. 3. Raman spectra of shungite at different wavelengths excitation lasers: а–633 nm, б–514 nm, с–244 nm

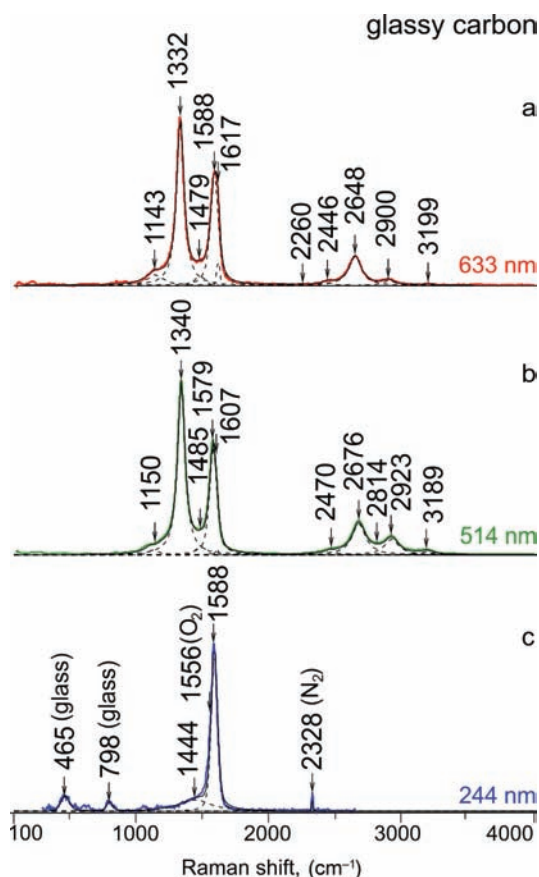


Рис. 4. КР-спектры стеклоглерода (СУ-1300) при возбуждении лазером разной длины волны: а–633 нм, б–514 нм, с–244 нм

Fig. 4. Raman spectra of glassy carbon (SU-1300) at different wavelengths excitation lasers: а–633 nm, б–514 nm, с–244 nm

нм происходит сдвиг D-полосы с 1332 см^{-1} к 1340 см^{-1} , при этом полуширина полосы почти не меняется (67 и 68 см^{-1} соответственно), так же, как и ее относительная интегральная интенсивность (46 и 44%). При этом положение G-полосы смещается с 1588 до 1579 см^{-1} , ее полуширина ощутимо уменьшается с 71 до 66 см^{-1} , вклад G-полосы в общую площадь полос спектра тоже практически остается неизменным (29 и 25%). При УФ-возбуждении вклад D-полосы в общую интенсивность спектра составляет 28% , положение смещается с 1332 см^{-1} (красный лазер) к 1444 см^{-1} (УФ), полуширина принимает значение 300 см^{-1} вместо 67 см^{-1} . Относительная интегральная интенсивность G-полосы (1588 см^{-1} , $\text{FWHM}=56\text{ см}^{-1}$), напротив, кратно увеличивается и составляет 62% . Кроме того, при УФ-возбуждении в КР-спектре выделяются полосы стеклянной подложки (465 , 797 см^{-1}) и узкие линии кислорода (1553 см^{-1}) и азота кабинетного воздуха (2330 см^{-1}), других полос первого порядка не обнаружено (рис. 4).

Также было замечено, что при переходе возбуждения комбинационного рассеяния от красного лазера к зеленому суммарная интегральная интенсивность полос первого порядка в КР-спектрах изученных образцов уменьшается на $11\text{--}39\%$, в то время как суммарная интенсивность полос второго порядка, наоборот, увеличивается на $33\text{--}49\%$ (табл. 2).

Обсуждение

Как правило, КР-спектр графитоподобного УВ содержит интенсивную G-полосу с максимумом при

Таблица 2. Характеристики относительной интегральной интенсивности первого и второго порядков спектров УВ

Table 2. Characteristics of components of first and second orders in Raman spectra of a nanostructured carbon substance

	Laser, nm	Area, % (first order)	Area, % (second order)
Graphite	633	69	31
	515	50	50
		–39	39
Shungite	633	90	10
	515	81	19
		–11	49
Glassy carbon SU-1300	633	84	16
	515	76	24
		–11	33

Примечание: Area, % — относительная интегральная интенсивность полос (отношение площади полосы к сумме всех площадей полос спектра), laser — длина волны возбуждающего излучения. Изменение относительной интегральной (%) интенсивности отмечено жирным шрифтом.

Note: Area, % - relative integrated intensity of the band (the ratio of the band area to the sum of all areas of the bands of the spectrum), laser - the wavelength of the exciting radiation. The change in the relative integral intensity (%) is marked in bold.

$1570\text{--}1610\text{ см}^{-1}$, которая связана с фундаментальной рамановской модой $E_{2g(2)}$ [13], отвечающей за колебания атомов углерода внутри слоя графита. Кроме того, в спектрах sp^2 -углерода обычно присутствует интенсивная D-полоса с максимумом в интервале $1320\text{--}1360\text{ см}^{-1}$. Если природа G-полосы была установлена однозначно, то для понимания природы D-полосы на протяжении более 30 лет проводились многочисленные исследования и теоретические расчеты. Изначально считалось, что это дышащая мода sp^2 -атомов углерода в углеродных кольцах [14]. Однако позднее наличие данной полосы получило другое объяснение.

Название D-полосы происходит от английского слова disordered (разупорядоченный), так как ее интенсивность зависела от степени разупорядочения графита. D-полоса связана с конечным размером кристаллитов и отсутствует у идеального кристалла [10]. Также было замечено, что положение D-полосы зависит от энергии возбуждающего КР-излучения лазера: при возбуждении зеленым лазером ($\lambda=515\text{ нм}$) ее положение составляет 1350 см^{-1} , при возбуждении красным лазером ($\lambda=633\text{ нм}$) полоса характеризуется сдвигом в коротковолновую область — 1330 см^{-1} [10].

В 2004 году П. Тан с соавторами обнаружил, что есть любопытные расхождения между стоксовыми и антистоксовыми частотами D-моды, причину которых они не смогли выяснить [13]. Необычная зависимость от энергии возбуждения была найдена также для полос второго порядка, где при возбуждении видимым лазерным излучением моды сдвигаются вдвое быстрее, чем полосы первого порядка, и не вызваны дефектами [10].

А. Суд с соавторами объясняли D-полосу двойным резонансом, вызванным дефектами в зонной структуре выше щели $\Delta \approx 1\text{ эВ}$, приводящими к зависимости фононного волнового вектора q и, следовательно, частоты фонона от энергии падающего света E_1 как $q \sim (E_1 - \Delta)/2$ [11].



Анализ всех современных теоретических моделей позволил А. Феррари показать, что D-полоса связана с продольным оптическим фононом (ЛО-фонон) вокруг точки К (зоны Бриллюэна), активируется двойным резонансом и ее рассеяние зависит от энергии возбуждения за счет аномалии Кона в точке К [2, 7]. Описание аномалии Кона подробно описано в физике полупроводников, где рассматривается поверхность Ферми [6, 8].

При возбуждении УФ-лазером комбинационно-го рассеяния света изученных нами слабоупорядоченных графитоподобных веществ относительная интегральная интенсивность D-полосы уменьшается в 2–14 раз, при этом происходит ее сдвиг в сторону увеличения волнового числа на 112–155 см⁻¹. Относительная интенсивность G-полосы при этом, напротив, увеличивается в 2–4 раза, и происходит ее незначительный сдвиг в сторону уменьшения волнового числа на 6–11 см⁻¹. То есть отчетливо выделяющаяся D-полоса на КР-спектрах, полученных с помощью видимых лазеров, едва заметна на спектрах с УФ-возбуждением.

Сдвиг D-полосы в спектре графита при возбуждении лазерами с разной энергией (λ от 1068 до 300 нм) был описан ранее И. Почиком [9]. По его мнению, положение D-полосы (дисперсия 40–50 см⁻¹/эВ) при возбуждении лазером 244 нм будет находиться в интервале 1455–1485 см⁻¹. Наблюдаемый нами сдвиг D-полосы на 112–155 см⁻¹ в сторону увеличения волнового числа в КР-спектрах образцов нанокристаллического графита, шунгита и стеклоуглерода и уменьшение интенсивности D-полосы на порядок, вероятно, связаны с рассеянием, зависящим от энергии возбуждения за счет аномалии Кона в точке К.

При этом использование УФ-излучения не оказывает столь существенного влияния на положение фундаментальной полосы sp³-углерода по сравнению с возбуждающим излучением видимого диапазона, что ранее подробно было рассмотрено в работах А. Феррари и Дж. Робертсона [2–4].

Таким образом, при переходе от возбуждения комбинационного рассеяния от видимых лазеров к ультрафиолетовому мы наблюдаем существенное «упрощение» спектра: G-полоса, как имеющая непосредственное отношение к колебаниям атомов углерода внутри слоя графена, проявляется более отчетливо — ее относительная интегральная интенсивность существенно увеличивается, в то же время положение и полуширина линии изменяются незначительно и связаны, скорее всего, с особенностями декомпозиции спектров. Напротив, D-полоса, носящая резонансный характер, заметно сдвигается из положения 1332 см⁻¹ (на красном лазере) к 1444–1484 см⁻¹ (УФ), и ее практически не видно в спектре, т. е. ее интенсивность относительно G-полосы многократно уменьшается. При этом наблюдаемый сдвиг D-полосы не может быть связан с лазерным нагревом в процессе возбуждения комбинационного рассеяния, так как при нагреве смещение полосы происходит в сторону уменьшения рамановского сдвига [12].

Заключение

В результате проведенных исследований слабоупорядоченных графитоподобных веществ были проанализированы особенности спектров комбинационного рассеяния света при возбуждении лазерами разных длин волн. Впервые описаны спектроскопические

характеристики нанокристаллического графита, стеклоподобного углерода и шунгита, полученные на ультрафиолетовом излучении.

Существенное уменьшение интенсивности и значительное смещение D-полосы в КР-спектрах слабоупорядоченных веществ sp²-углерода при использовании ультрафиолетового возбуждения позволяет различить sp²- и sp³-углерод при их совместном нахождении, принимая во внимание постоянство sp³-углерода при возбуждении комбинационного рассеяния как видимым, так и ультрафиолетовым излучением.

Особенности метода ультрафиолетовой КР-спектроскопии могут быть полезны для проведения фазового анализа поликомпонентных углеродных веществ, содержащих sp²- и sp³-углерод.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Шумилова Т. Г. Проблема минералогии углерода на рубеже веков // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2000, № 9. С. 14–15.
2. Ferrari A. Raman spectroscopy of graphene and graphite: Disorder, electron–phonon coupling, doping and nonadiabatic effects. *Solid State Communications* 143, 2007, pp. 47–57.
3. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond. *Phil Trans R Soc Lond A*, 2004, V. 362, p. 2477–2512.
4. Ferrari A. C. and Robertson J. Resonant raman spectroscopy of disordered, amorphous, and diamondlike carbon. *Physical review B*, 2001, V. 64, pp. 075–414.
5. Golubev Ye. A., Isaenko S. I., Prikhodko A. S., Borgardt N. I., Suvorova E. I. Raman spectroscopic study of natural nanostructured carbon materials: shungite vs. anthraxolite. *European Journal of Mineralogy*, 2016, V. 28, No. 3, pp. 545–554.
6. Hasdeo E. H., Nugraha A. R. T., Dresselhaus M. S., R. Saito. Fermi energy dependence of first- and second-order Raman spectra in graphene: Kohn anomaly and quantum interference effect. *Physical review B* 94, 2016, pp 075–104.
7. Kohn W. Image of the Fermi surface in the vibration spectrum of a metal. *Physical review letters*. V2, number 9, 1959, pp. 393–394.
8. Piscanec S., Lazzeri M., Mauri F., Ferrari A. C., and Robertson J. Kohn Anomalies and Electron-Phonon Interactions in Graphite. *Physical review letters*, V. 93, No. 18, 2004, DOI:10.1103/PhysRevLett.93.185503.
9. Pocsik, I., Hundhausen, M., Koos, M. & Ley, L. 1998 Origin of the D peak in the Raman spectrum of microcrystalline graphite. *J. Non-cryst. Solids* 227–230, 1083.
10. Reich S., Thomsen C. Raman spectroscopy of graphite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 2004, 362, 2271–2288.
11. Sood A. K., Gupta R., Munro C. H., and Asher S. A. *Proceedings of the XVI International Conference on Raman Spectroscopy*, edited by A. M. Heyns (Wiley-VCH, Berlin, 1998), p. 62.
12. Tan P., Deng Y., Zhao Q., Cheng W. The intrinsic temperature effect of the Raman spectra of graphite. *Appl. Phys. Lett.* 1999;74:1818–1820.
13. Tan P. H., Dimovski S., Gogotsi Y. Raman scattering of non-planar graphite: arched edges, polyhedral crystals, arched edges, polyhedral crystals, 2004, *Phil Trans R Soc Lond A* 362:2289–2310.
14. Tuinstra, F.; Koenig, J. L. Raman Spectrum of Graphite. *Journal of Chemical Physics*, 1970, V. 53, pp.1126–1130.
15. <http://www.horiba.com/scientific/products/raman-spectroscopy/raman-academy/raman-faqs/what-are-the-advantages-and-disadvantages-of-ultra-violet-uv-lasers-for-raman/>

ЮРИЙ ПАВЛОВИЧ ИВЕНСЕН

К 110-летию со дня рождения

YURY PAVLOVICH IVENSEN

For the 110th anniversary of the birth

The article describes life and scientific activity of famous geologist Yuri Pavlovich Ivensen, the first director of the Institute of Geology in the Yakutsk and Komi branches of the USSR Academy of Sciences. His merits in organization of scientific geological researches and scientific structures in Yakutsk and Syktyvkar, in the study of petrography, magmatism, metallogeny of Central Asia, Eastern Siberia and the European North are shown.

3 декабря Юрию Павловичу Ивсену (03.12.1908—08.03.1996) исполнилось бы 110 лет. Прожитые им 88 лет пришлось на самые яркие времена XX века. Об этом человеке писать сложно: во-первых, о нем рассказали самые известные наши геологи — Н. П. Юшкин [26], М. В. Фишман [25], Б. А. Мальков [20, 21], В. Ю. Ивсен [3] и др., во-вторых, личность Ю. П. Ивсена — геолога, организатора науки, поэта — очень многогранна. В работе Н. П. Юшкина [26] даются биографические подробности жизни и особенности пребывания Юрия Павловича в Сыктывкаре. В 1925 г. Ю. Ивсен окончил 9-летнюю школу и поступил в Литературный институт, в котором отучился два года. Любовь к поэзии и страсть «пробовать перо» наш герой сохранил на всю жизнь (в 2009 г. в Сыктывкаре вышел сборник его стихов «В тоске календаря...» [4]). После литературного института Ю. П. Ивсен поступил на геологическое отделение физико-математического факультета Московского государственного университета, однако оставил его уже после 3-го курса по семейным обстоятельствам.

С 1929 по 1958 гг. работал научным сотрудником, начальником геологических партий и экспедиций в производственных и научно-исследовательских геологических организациях (НИГРИзолото, Московский



Ю. П. Ивсен (г. Якутск, 1970 г.)

Yu. P. Ivensen (Yakutsk, 1970)

геолого-разведочный институт, ГИ Киргизского ФАН СССР, Главслюда МВД СССР, Таджикзолоторедмет).

До Великой Отечественной войны Ю. П. Ивсенем был написан ряд крупных научных работ, в их числе монографии: «Полиметаллы Средней Азии и Южного Казахстана» [5], «Опыт изучения морфологии и микроструктуры самородного золота» [6] и др.

В 1940 г. Ю. П. Ивсен в составе отряда Института геологических наук АН СССР проводил исследования в юго-западной части Олекминского района Якутской АССР (Патомское нагорье) с целью составления геологической карты масштаба 1:100000. В результате вышла значительная комплексная геологическая работа по стратиграфии и тектонике Патомского нагорья [15]. В 1941 г. работал в Западном Китае, во время войны — в Таджикистане.

В 1948 г. Юрий Павлович экстерном окончил геолого-разведочный факультет Казахского горно-металлургического института, в 1950 г. защитил кандидатскую диссертацию «Геологическое строение и генезис Такфонского оловянно-вольфрамового месторождения», в 1957 г. — докторскую «Становление гранитных пегматитов в связи с развитием геологической структуры», тогда же был утвержден в звании старшего научного сотрудника. В 1951 г. награжден орденом Трудового Красного Знамени.

В 1947 г. в Якутске был создан сектор геологии в структуре Якутской базы АН СССР (с 1949 г. филиал АН СССР). В 1953 г. по ходатайству Президиума АН СССР Ю. П. Ивсен был переведен из Москвы в Якутский филиал АН СССР заведующим единым отделом геологии.



Доклад д. г. н. В. И. Силина (ИЯЛИ Коми НЦ) на XXXII Черновских чтениях
DSc V. I. Silin (ILLA Komi SC) reports at the 32nd Chernov Memorial Seminar



В 1953–56 гг. геологи отдела под руководством Ю. П. Ивенсена проводили комплексное геолого-металлогеническое изучение Западно-Верхоянского и Баринского антиклинориев. Коллективом впервые был изучен отрезок Верхоянской складчатой зоны от широты р. Томпо на юге до широты р. Дянышки на севере. По итогам этих работ была издана монография [2].

В 1957 г. на базе отдела геологии, лаборатории химии и технологии угля, геохимической лаборатории и геологической группы Якутской комплексной экспедиции в составе Якутского филиала АН СССР был создан Институт геологии (с 1989 г. — Якутский институт геологических наук, с 1997 г. — Институт геологических наук (ИГН) СО РАН). После выделения из ИГН СО РАН в 1999 г. отдела геологии нефти и газа в самостоятельный институт, с 2000 г. — Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ СО РАН), его первым директором был назначен Ю. П. Ивенсен.

Практически в это же время, в 1958 г., в Сыктывкаре на базе Отдела геологии был организован Институт геологии, и Ю. П. Ивенсен по инициативе академика И. П. Бардина, курировавшего работу с филиалами АН СССР, пригласили на работу в Коми филиал АН СССР на должность директора и по совместительству на должность заместителя председателя президиума [23]. По приезду в Сыктывкар Ю. П. Ивенсен был уже маститым ученым-геологом, за его плечами были работы «в целом ряде районов Северного, Центрального и Южного Тянь-Шаня, а также на Кольском полуострове, в Карелии, на Урале в Кузнецком Ала-Тау, Витимо-Патомском нагорье, в северо-восточных районах Якутской АССР» [19, с. 4]. В автобиографии он пишет: «Я занимался изучением месторождений полиметаллов, вольфрама, олова, золота, редких и рассеянных элементов (беррилий, тантал, ниобий, уран, торий), редких земель». Им были открыты 5 рудных месторождений, из них 2 крупных, союзного значения. Юрий Павлович внёс существенный вклад не только в организацию Института геологии Коми филиала и научные

исследования, но и провёл результативные полевые исследования.

В 1959 г. Ю. П. Ивенсен с молодыми специалистами Б. А. Мальковым, О. С. Кочетковым, Г. Г. Шабанбековым (своим зятем) проводили исследования в трех районах полуострова Канин и Северного Тимана, а полевой сезон 1960 г. — на Среднем Тимане.

В 1961 г. выходит коллективная работа по геологии Тимана и полуострова Канин [22]. Здесь же была опубликована работа Ю. П. Ивенсена [12], посвященная описанию магматических и метаморфических пород исследуемых районов и их возраста. Отдельно возрасту магматических образований на том же материале посвящена и другая статья Ю. П. Ивенсена, вышедшая в 1960 г. [9]. Надо отметить, что благодаря Ю. П. Ивенсену в Коми филиале широко стали применяться определения абсолютного возраста физическими методами. В 1961 г. выходят еще две работы Ю. П. Ивенсена по Тиману: «Гранитные массивы Большой Камешек и Сопки Каменные (Северный Тиман)» [7] и «Основные особенности магматизма и металлогении Тимана» [10].

Основной труд Ю. П. Ивенсена, связанный с работами в Сыктывкаре, — монография «Магматизм Тимана и полуострова Канин» — вышел в издательстве «Наука» только в 1964 г.

Официально увольнение Ю. П. Ивенсена (по многократным просьбам) из Института геологии в Сыктывкаре было утверждено 7 октября 1961 г., после чего он работал заведующим отделом в Лаборатории осадочных полезных ископаемых АН СССР (ЛОПИ), впоследствии преобразованной в Институт литосферы в Москве.

В своем заявлении об уходе с должности директора Ю. П. Ивенсен пишет: «Считаю, что исполнение обязанностей директора Института может быть с успехом возложено на заведующего лабораторией петрографии и рудных полезных ископаемых старшего научного сотрудника М. В. Фишмана», — таким образом, и кадровый вопрос на десятилетия в Институте геологии преопределил Юрий Павлович.



Ю. П. Ивенсен с семьёй: женой Ниной Михайловной, дочерью Татьяной (1937 г.р.) и сыном Валерием (1940 г.р.). Снимок сделан в Таджикистане (1944 г.). (Из архива семьи Ю. П. Ивенсена)

Yu. P. Ivensen with his family: wife Nina Mikhailovna, daughter Tanya (born 1937) and son Valery (born 1940). Photo taken in Tajikistan (1944). (From Yu. P. Ivensen's family archive)



В 1965 г. он возвратился в Якутск, где до выхода на пенсию в 1973 г. работал заместителем директора по науке и заведующим лабораторией геохимии и металлогении ЯФ СО АН СССР.

Н. П. Юшкин в своем очерке [26] размышляет о том, что заставило Н. П. Ивенсена уехать из Сыктывкара, где, возможно, его ждала хорошая административная карьера, а тем более уехать из Москвы в Якутск. И приходит к выводу, что его увлекла научная работа, желание продолжить изучение геологии и металлогении Восточной Сибири, где он тогда был одним из первых в своем деле [17].

В 1966–1970 гг. Ю. П. Ивенсен продолжил руководство работой большого коллектива по изучению геологического строения и оруденения Верхоянского мегантиклинория, результатом которой явилось составление металлогенической карты региона [14]. Его теоретические взгляды на взаимоотношения между магматизмом и оруденением на территории Востока России были представлены в многочисленных работах [8, 11, 13 и др.], в том числе большой коллективной монографии «Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны» [24], в которой авторы подводят итог многолетним исследованиям громадного региона.

Необходимо отметить, что монография по Тиману и полуострову Канин Ю. П. Ивенсена и в наше время пользуется спросом у геологов и служит надежным источником фактического материала по магматизму и петрографии [1]. В Якутске последователи геолога, защищая докторские диссертации, благодарят Учителя [16], а его теоретические взгляды служат основой для современных научных дискуссий [18].

Выйдя на пенсию, Ю. П. Ивенсен вернулся в Москву. Разрабатывал проблему классификации золоторудных месторождений и золоторудных формаций. После потери жены и по состоянию здоровья не мог жить один и в третий раз вернулся в Якутск, где работал и жил с сыном до скоростной смерти 8 марта 1996 г. Похоронен в г. Щербинка Московской области.

Литература

1. Андреев В. Л., Соболева А. А., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. U–Pb и Rb–Sr изотопно-геохронометрические системы в щелочных магматитах полуострова Канин // Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Школа «Щелочной магматизм Земли», 27 мая 2016: Труды XXXIII Международной конференции. С. 10–13.
2. Вихерт А. В., Возин В. Ф., Ивенсен Ю. П., Каширцев А. С., Проценко Е. Г. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 212 с.
3. Ивенсен В. Сын об отце (Ю. П. Ивенсен) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 12. С. 20–21.
4. Ивенсен В. Ю. Предисловие // Ю. Ивенсен. В тоске календаря. Сыктывкар, 2009. С. 5–6.
5. Ивенсен Ю. П. Полиметаллы Средней Азии. 1937.
6. Опыт изучения морфологии и микроструктуры самородного золота: Тр. треста «Золоторазведка» и «НИГРИЗОлото» // ОНТИ. Вып. 10. 1938.
7. Ивенсен Ю. П. Гранитные массивы Большой Камешек и Сопки Каменные (Северный Тиман) // Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 2. С. 73–90.
8. Ивенсен Ю. П., Невойса Г. Г., Амузинский В. А. Рудные формации верхоянского мегантиклинория и примыкающей

части Яно-Индигогирской синклинальной зоны (приведена металлогеническая карта) // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 248–274.

9. Ивенсен Ю. П. О возрасте магматических образований полуострова Канин и северного Тимана // Труды Коми филиала АН СССР. 1960. № 10. С. 122–127.

10. Ивенсен Ю. П. Основные особенности магматизма и металлогении Тимана // Первое Уральское петрографическое совещание: Тез. докл. Вып. 2. Свердловск, 1961.

11. Ивенсен Ю. П. Проблема связи рудных и магматических формаций // Рудообразование и его связь с магматизмом: Тез. докладов. Якутск, 1969. С. 5–11.

12. Ивенсен Ю. П. Рифейский магматизм полуострова Канин и Северного Тимана // Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин. М.–Л.: АН СССР, 1961. С. 62–82.

13. Ивенсен Ю. П. Рудные формации и их связь с магматизмом // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 5–20.

14. Ивенсен Ю. П., Невойса Г. Г., Амузинский В. А., Коробицын А. В., Гусев Г. С., Семенов В. П. Металлогеническая карта Верхоянской складчатой зоны // Рудообразование и его связь с магматизмом: Тез. докладов. Якутск, 1969. С. 261–263.

15. Ивенсен Ю. П., Салун С. А. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья // Очерки по геологии Сибири. Вып. 15. М.: ИГН АН СССР, 1950. С. 30–74.

16. Коробицын А. В. Литологические и геохимические аспекты прогноза месторождений золота: (на примере Якутии): Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. Новосибирск, 1993. 60 с.

17. Костин А. В. Месторождение золота и серебра в Западном Верхоянье (Якутия) // Наука и техника в Якутии. 2004. № 2(7). <http://www.gold.lprime.ru/guide/Verhoyane-Yakutiya.asp>

18. Кучеренко И. В. Формационный метод в геологии золота: итоги и перспективы реализации в генетических и металлогенических исследованиях // Золото и технологии. 2015. Март, № 1 (27). С. 108–120.

19. Личное дело Ю. П. Ивенсена // Научный архив Коми НЦ УрО РАН. Ф.1. Оп.19. Ед. хр. 424.

20. Мальков Б. А. Воспоминание «негра» о первом директоре Ивенсене Юрии Павловиче // Вестник Института геологии Коми НЦ. 1997. № 8. С. 19–20.

21. Мальков Б. А. Ю. П. Ивенсен – первый директор по прозвищу ЮД // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 12. С. 21–22.

22. Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин / Отв. ред. Ю. П. Ивенсен. М.–Л.: АН СССР, 1961. 147 с.

23. Сто лет со дня рождения Юрия Павловича Ивенсена // Наука Урала. 2008. Декабрь. № 29 (984).

24. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны / Ю. П. Ивенсен, В. А. Амузинский, Г. Г. Невойса; Отв. ред. Ю. П. Ивенсен; АН СССР. Сиб. отделение. Якут. филиал. Ин-т геологии. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.

25. Фишман М. В. Первый директор (Ю. П. Ивенсен) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 1998. № 6. С. 22.

26. Юшкин Н. П. Романтик с интеллектуальным складом ума. Директор-организатор Института геологии (К 100-летию со дня рождения Юрия Павловича Ивенсена) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 12. С. 16–19.

В. Силин



ПОДГОТОВКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАДРОВ: НОВЫЙ ВЫПУСК СПЕЦИАЛИСТОВ GEOLOGICAL PERSONNEL TRAINING: NEW GRADUATION OF SPECIALISTS

The next academic year ended in the Syktyvkar State University named after Pitirim Sorokin. In 2018, the fifth bachelor's graduation and the second master's graduation took place at the Department of Geology of SSU and the Base Department of Geology of the Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, and the eighteenth graduation of geology specialists in general. This year, 27 people graduated — 17 bachelors and 10 masters. In a solemn atmosphere on July 6, all of them were awarded diplomas of higher education, one bachelor's degree, and the other — master's degree.

На кафедре геологии СГУ им. Питирима Сорокина и базовой кафедре геологии Института геологии Коми НЦ УрО РАН состоялся восемнадцатый выпуск специалистов-геологов, пятый выпуск бакалавров и второй выпуск магистров. В 2018 году завершили обучение 27 человек — 17 бакалавров и 10 магистров. Заключение Государственной экзаменационной комиссии: выпускники кафедры геологии по направлению подготовки «геология» полностью соответствуют квалификациям «бакалавр» и «магистр», являются вполне подготовленными для работы в геологических организациях, геолого-разведочных и добывающих компаниях, осуществляющих поиски, разведку и добычу минерального сырья, инженерно-геологические изыскания, в научно-исследовательских организациях, связанных с решением геологических проблем, учреждениях родственного профиля, вузах (в соответствии с уровнем квалификации), для продолжения обучения в магистратуре и аспирантуре. По итогам летней приемной комиссии 8 выпускников-бакалавров 2018 года поступили в магистратуру, 3 выпускника-магистра — в аспирантуру.

Защита выпускных квалификационных работ (ВКР) проходила в течение трех дней, с 21 по 22 июня. Государственная экзаменационная комиссия (ГЭК) работала под председательством Т. Г. Шумиловой, доктора геол.-мин. наук, гл. науч. сотрудника Института геологии Коми НЦ УрО РАН, заведующей лабораторией минералогии алмаза. Членами комиссии были профессор д. г.-м. н. А. М. Асхабов, доцент к. г.-м. н.

Т. П. Майорова, д. г.-м. н. А. М. Пыстин, д. г.-м. н. М. П. Тентюков, главный геолог ООО «Коми-Юг-Геология» к. г.-м. н. В. А. Илларионов, геолог ФГБУ «ВСЕГЕИ» А. А. Пархачев и секретарь — доцент к. г.-м. н. Т. А. Пономарева. В. А. Илларионов и А. А. Пархачев выступали в качестве представителей работодателей.

На заседаниях ГЭК 21 и 22 июня было заслушано 17 выпускных квалификационных работ бакалавров. По итогам защит 7 выпускных работ (41 %) заслужили оценку «отлично», 8 (47 %) — «хорошо», 2 (12 %) — «удовлетворительно». Средний балл по итогам защит составил 4.29. Диплом с отличием получил Сергей Хомутильников.

23 июня на заседании ГЭК было заслушано 10 магистерских диссертаций. Государственная экзаменационная комиссия следующим образом оценила представленные магистерские диссертации: «отлично» — 9 (90 %), «хорошо» — 1 (10 %). Средний балл составил 4.9. Дипломы с отличием получили 5 выпускников — Н. Н. Воробьев, В. А. Исаков, Н. И. Максименко, А. А. Панева, К. Р. Шилина.

Тематика выпускных квалификационных работ бакалавров и магистерских диссертаций была весьма разнообразна. Выполнены исследования в области палеонтологии, литологии, минералогии, петрографии, петрохимии и петрологии, геодинамики, структурной геологии, полезных ископаемых. При этом магистерские диссертации явились результатом более глубоких специальных исследований по фундаментальным



После защиты. Выпускники-бакалавры
After defence. Bachelors



После защиты. Выпускники-магистры
After defence. Masters

направлениям геологии. Они выполнялись на кафедре геологии СГУ им. Питирима Сорокина и на базовой кафедре геологии в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Руководство выпускными работами осуществлялось на высоком научно-методическом уровне. Руководителями бакалаврских работ являлись 2 доктора и 10 кандидатов геолого-минералогических наук; магистерских диссертаций — 3 доктора и 4 кандидата геолого-минералогических наук.



Защита О. Волковой
O. Volkova's defence

Подавляющая часть выпускных работ выполнена студентами на собственном полевом материале, собранном во время производственных и преддипломных практик. Каменный материал исследован с применением современных аналитических методов на базовой кафедре геологии — в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

С 2016 года обязательным условием оценки качества выпускных квалификационных работ стала их проверка в системе «Антиплагиат». Она показала, что большая часть выполненных бакалаврских работ имеет достаточно высокий уровень оригинальности — от 82.84

до 94.16 % (59 %), повышенный 71.12–79.61 % (29 %) и удовлетворительный (52.75 и 59.43 %). Большая часть магистерских диссертаций имеет высокий уровень оригинальности — от 80.04 до 92.38 % (70 %) и повышенный — от 70.77 до 78.13 % (30 %). Пороговый уровень оригинальности — больше 50 % для бакалавров и 60 % для магистров. Это свидетельствует об актуальности исследований, проведенных в рамках выполнения квалификационных работ бакалаврами и магистрантами, наличии собственного полевого материала, большой степени самостоятельности и личного вклада при сборе, обработке и анализе геологического материала, о сформированных навыках работы с литературными источниками.

Качественному выполнению квалификационных работ и успешной их защите, несомненно, способствовала апробация результатов проведенных исследований, которая заключалась в достаточно высокой публикационной активности и неоднократном участии студентов в конференциях. Выпускниками-бакалаврами представлено 13 научных работ (лично или в соавторстве), в том числе и в рамках тем квалификационных работ. За время обучения 9 выпускников участвовали в работе пяти всероссийских конференций, в т. ч. с международным участием, ими сделано 13 докладов. Выпускниками-магистрами опубликована 21 научная работа (лично или в соавторстве), среди которых есть и весьма весомые статьи в журналах из перечня ВАК. Все магистранты принимали участие в работе конференций, ими сделано 26 докладов на всероссийских (в т.ч. с международным участием) и региональных конференциях и научных сессиях. Отдельные работы магистрантов были поддержаны проектами, в том числе Российского научного фонда и Российского фонда фундаментальных исследований. Исходя из качества выпускных квалификационных работ, общих итогов обучения и успехов в научно-исследовательской деятельности, ГЭК рекомендовала продолжить обучение в магистратуре шести выпускникам-бакалаврам и в аспи-



рантуре — 9 выпускникам-магистрам. Кроме того, рекомендованы для участия во Всероссийском конкурсе научных работ студентов лучшие квалификационные работы бакалавров — И. А. Губарева, А. И. Морохина, Т. Д. Мишиной и магистров — М. С. Нечаева, А. А. Зубова, Н. И. Максименко.

Государственная экзаменационная комиссия дала положительную оценку выпускных квалификационных работ выпускников кафедры геологии (бакалавров и магистров), которые продемонстрировали достаточно высокий уровень сформированности компетенций по направлению подготовки «геология». Такому результату способствуют тесные связи кафедры геологии СГУ с Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН, высококвалифицированные сотрудники которого обеспечивают преподавание многих геологических дисциплин, руководство курсовыми и выпускными квалификационными работами, производственными, преддипломными и научно-исследовательскими практиками, а большая группа научно-технического персонала аналитических лабораторий осуществляет проведение различных видов анализов на современном оборудовании.

Поздравляем всех выпускников кафедры геологии 2018 года с получением дипломов о высшем образовании! Успехов в профессиональной деятельности, удачи, новых свершений и счастья в личной жизни!

Выпускники-2018 (бакалавры): Хомутинников С. Н., Логинов М. Э., Волкова О. В., Губарев И. А., Дуркина А. О., Витязев П. Г., Карманов В. Ф., Коморников А. Д., Куликов С. О., Морохин А. И., Макаров П. А., Кажаев А. С., Плюснин С. В., Лобанов А. Е., Гармонщиков С. А., Паршуков Н. И., Мишина Т. Д.

Выпускники-2018 (магистры): Воробьев Н. Н., Попвасев К. С., Шилина К. Р., Исаков В. А., Панева А. А., Скуратович В. В., Зубов А. А., Горбаченко К. Н., Нечаев М. С., Максименко Н. И.

Т. Шумилова, Т. Майорова

Бакалаврские работы 2018 года

Витязев П. Г. Вещественный состав и особенности формирования метапсаммитов кряжа Енганепэ (Полярный Урал) (рук. д. г.-м. н. Никулова Н. Ю.).

Волкова О. В. Геология и минеральный состав руд золоторудных проявлений Нияю-Нияхойского района хребта Манитаньрд (Полярный Урал) (рук. к. г.-м. н. Майорова Т. П.).

Гармонщиков С. А. Геологическое строение и минералогия медных руд уран-медного проявления Народинское, Приполярный Урал (рук. к. г.-м. н. Соке-рин М. Ю.).

Губарев И. А. Литолого-геохимическая характеристика пермских отложений в разрезе р. Бол. Сырьяга (Коротайхинская впадина) (рук. к. г.-м. н. Котик И. С.).

Дуркина А. О. Геология, минералогия, геохимия и условия образования метасоматитов и руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) (рук. к. г.-м. н. Майорова Т. П.).

Кажаев А. С. Геология Лабаганского нефтяного месторождения (рук. к. г.-м. н. Рябинкина Н. Н.).

Карманов В. Ф. Черносланцевые толщи пижемской, покьюской и лунвожской свит среднего рифея на рр. Покью и Димтемьель (Средний Тиман) (рук. к. г.-м. н. Голубева И. И.).

Коморников А. Д. Фациальные особенности базальтов Среднего Тимана (на примере участков «Мезень» и «Ворыква») (рук. к. г.-м. н. Куликова К. В.).

Куликов С. О. Смена доминантных сообществ бентосной фауны на рубеже венлока и лудлова (поднятие Чернова) (рук. к. г.-м. н. Матвеев В. А.).

Лобанов А. Е. Литология и минералого-геохимические особенности образований светлинской, новобобровской и визингской свит четлаской серии (Средний Тиман) (рук. к. г.-м. н. Соболева А. А.).

Логинов М. Э. Условия формирования палеопочвенного горизонта на р. Седью (Южный Тиман) (рук. к. г.-м. н. Пономаренко Е. С.).

Макаров П. А. Петрология ультракалийевых пород нижних частей базальтовых тел палеозойского возраста Среднего и Южного Тимана (рук. к. г.-м. н. Куликова К. В.).

Мишина Т. Д. Литолого-геохимическая характеристика пермских отложений (Воркутское месторождение, Косью-Роговская впадина) (рук. к. г.-м. н. Котик И. С.).

Морохин А. И. Геологическое строение и состав руд Волковского медно-железо-ванадиевого месторождения (Средний Урал) (рук. д. г.-м. н. Шумилова Т. Г.).

Паршуков Н. И. Рудная минерализация в углеродистых сланцах лунвожской свиты среднего рифея (Средний Тиман) (рук. к. г.-м. н. Майорова Т. П.).

Плюснин С. В. Реконструкция первичных условий образования пород дальнепринесенных ледниковых валунов вычегодской морены (рук. к. г.-м. н. Майорова Т. П.).

Хомутинников С. Н. Крустификационные структуры биогермных пород скелетного холма Писаный Камень (рук. к. г.-м. н. Сандула А. Н.).

Магистерские диссертации 2018 года

Воробьев Н. Н. Строение, состав и условия формирования валунных суглинков на севере Печорской низменности (рук. д. г.-м. н. Андреичева Л. Н.).

Горбаченко К. Н. Мафические включения Собского массива (Полярный Урал) (рук. к. г.-м. н. Удорткина О. В.).

Зубов А. А. Тагамиты и импактные стекла Карской астроблемы (Пай-Хой) (рук. д. г.-м. н. Шумилова Т. Г.).

Исаков В. А. Генетические типы межморенных отложений в северных районах Печорской низменности (рук. д. г.-м. н. Андреичева Л. Н.).

Максименко Н. И. Разновидности алмазоносных зювитов Карской астроблемы (рук. д. г.-м. н. Шумилова Т. Г.).

Нечаев М. С. Особенности строения нижнедевонского нефтегазоносного комплекса вала Гамбурцева и гряды Чернышева (рук. к. г.-м. н. Майдль Т. В.).

Панева А. А. Щелочной палеозойский магматизм Среднего Тимана (рук. к. г.-м. н. Куликова К. В.).

Попвасев К. С. Структура стратифицированных комплексов докембрия Приполярного Урала (рук. д. г.-м. н. Пыстин А. М.).

Скуратович В. В. Литология и геохимия нижнедевонских отложений поднятия Чернова (рук. к. г.-м. н. Майдль Т. В.).

Шилина К. Р. Состав, строение и условия образования лагунных отложений силура западного склона Северного Урала (на примере р. Илыч) (рук. к. г.-м. н. Пономаренко Е. С.).

СОФЬЯ ВЛАДИМИРОВНА ГРУМ-ГРЖИМАЙЛО

К 110-летию со дня рождения

SOFYA VLADIMIROVNA GROOM-GRZHIMAILO

For the 110th Anniversary of the birth

July 7, 2018 marked the 110th anniversary of the birth of Sofia Vladimirovna Groom-Grzhimailo, a prominent scientist in the field of crystal spectroscopy. Her family is famous. Her father, V. E. Groom-Grzhimailo — an outstanding scientist-metallurgist, Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR.

7 июля 2018 года исполнилось 110 лет со дня рождения Софьи Владимировны Грум-Гржимайло, крупного учёного в области спектроскопии кристаллов. Её отец, В. Е. Грум-Гржимайло, — выдающийся учёный-металлург, чл.-корр. АН СССР.

После окончания МГУ в 1930 году Софья Владимировна была направлена на работу в Институт всесоюзного объединения точной индустрии, затем работала во Всесоюзном институте минерального сырья, во время Великой Отечественной войны была старшим научным сотрудником Комиссии по обслуживанию Красной армии при АН СССР. С 1944 года до последних дней жизни работала в Институте кристаллографии АН СССР, заведовала лабораторией кристаллооптики.

Вся деятельность Софьи Владимировны была направлена на развитие спектроскопии кристаллов и кристаллооптических методов исследования. Изучением природы окраски минералов она начинает заниматься под влиянием академика А. Е. Ферсмана. Особый интерес С. В. Грум-Гржимайло проявляла к изучению спектров кристаллов, содержащих ионы группы железа. В её лаборатории были экспериментально изучены в широком диапазоне температур (1.7—295 °K) спектры ионов Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co на большом числе природных и синтетических кристаллов. Экспериментальные исследования велись параллельно с теоретическими, что дало возможность провести расчёты, интерпретировать тонкую структуру спектров и вычислить параметры кристаллического поля для целого ряда кристаллов.

Участвуя в работах по развитию отечественной промышленности точных и часовых камней, С. В. Грум-Гржимайло уделяла большое внимание производственным проблемам. Под её руководством разрабатывались новые методы количественного определения примесных ионов и контроля качества монокристаллов и технических изделий, был создан ряд приборов. В тесном контакте с лабораториями синтеза проводились исследования однородности, прозрачности, природы дефектов и анизотропии распределения примесей в синтетических кристаллах корунда, кварца, флюорита.

Много внимания С. В. Грум-Гржимайло уделяла подготовке квалифицированных кадров. По её инициативе в Институте кристаллографии проводились курсы повышения квалификации для работников химической, часовой и электронной промышлен-



ности, занимающихся синтезом и обработкой кристаллов. В МГУ на кафедре физики кристаллов, организованной академиком А. В. Шубниковым в 1955 г., Софья Владимировна на общественных началах готовила студентов по специальности «оптика кристаллов». Совместно с Н. М. Меланхолиным при кафедре был организован специальный практикум, а также опубликована монография «Методы исследования оптических свойств кристаллов», которая стала широко известным практическим руководством.

Обладая исключительными организаторскими способностями, будучи энергичным, деятельным человеком, Софья Владимировна была в числе инициаторов научных конференций, симпозиумов по спектроскопии кристаллов.

В статье, посвящённой памяти С. В. Грум-Гржимайло (сб. «Спектроскопия кристаллов», изд-во «Наука», 1969), есть прекрасные слова: «Все свои силы и способности она отдавала науке... Софья Владимировна была хорошим человеком, энергичным руководителем, умным и внимательным товарищем, умевшим помочь в трудную минуту деятельным участием. Она любила молодёжь, была прекрасным воспитателем, всегда заботливо поддерживала инициативу и творческую самостоятельность. Бесконечно любившая жизнь, искусство, умевшая ценить всё яркое и талантливое, Софья Владимировна стремилась научить видеть прекрасное и окружавших её людей, была неутомимым инициатором интересных встреч, увлекательных экскурсий и далёких путешествий».

В 1964 году мне посчастливилось познакомиться с Софьей Владимировной в период моей стажировки в лаборатории кристаллооптики Института кристаллографии. Её работы по спектроскопии минералов



были для меня отправными в моих начинаниях, служили учебным пособием, поэтому близкое общение с «самой» С. В. Грум-Гржимайло было очень значимым. Под её непосредственным руководством, в личном кабинете Софьи Владимировны я проводила съёмку спектров поглощения хлоритов, которые её особенно интересовали, знакомилась с научными отчётами сотрудников, с работами её аспирантов, с приборами и методами кристаллооптических исследований.

В моей памяти предстаёт величественная фигура всегда собранной, сосредоточенной, строгой Софьи Владимировны. Чувствовался её сильный характер, даже властность, но так, видимо, мне казалось из-за её занятости, громадной ноши руководителя большого коллектива, которую несла Софья Владимировна на своих плечах с присущей ей ответственностью. Все работы, которые проводились в лаборатории кристаллооптики, находились под её пристальным вниманием; сотрудниками, аспирантами она руководила, как мне представлялось, без мелочной опеки, а какими-то широкими мазками, отдавая те или иные указания, распоряжения. В отношении к ней сотрудников чувствовалось уважение, почитание. Не могло быть и речи о каких-то упрощённых отношениях. Так было в рабочей обстановке. Но в личных отношениях проявлялась её интеллигентность, высокая культура, доброжелательность.

Софья Владимировна была большой ценительницей всех видов искусств, покровительствовала многим деятелям культуры. В своём доме устраивала лите-

ратурные встречи, не страшилась защищать опальных литераторов, цвет столичной интеллигенции, принимала доброе участие в их судьбах. В период моей стажировки здесь же работал сын великого поэта Бориса Пастернака — Леонид. Он занимался исследованием оптических спектров корундов, кажется, был аспирантом. Держался он просто, отнюдь не кичился своей знаменитой фамилией. Был похож на отца. Имя поэта в то время ещё боялись произносить вслух. Я думаю, неслучайно юный Леонид оказался под надёжным крылом Софьи Владимировны в её лаборатории. Она его всесторонне поддерживала, в научных публикациях не страшилась ставить свою фамилию рядом с фамилией Л. Б. Пастернака. К сожалению, Леонид рано, в 38 лет, скончался от инфаркта.

Увлечённая изучением спектроскопии хлоритов, Софья Владимировна и мне предлагала заняться ими на примере хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. Но я уже была всецело погружена конкретно в кварцевую тематику. Потом я получала от неё небольшие дружеские письма, последним было приглашение на II Симпозиум по спектроскопии активированных кристаллов в 1967 году.

Мне довелось встретиться с Софьей Владимировной в последние годы её жизни, но и тогда она поражала своей широкой и глубокой натурой, заражала своей энергией. Она оставила своих учеников, свою школу, свои труды и добрую память о себе.

Г. Маркова

Хроника

5 декабря прошли XXXII Черновские чтения, посвященные 110-летию первого директора института д. г.-м. н., профессора Юрия Павловича Ивенса.

6 декабря в Национальном музее Республики Коми состоялось открытие выставки «Каменная радуга». Выставка является совместным проектом Национального музея Республики Коми, Национальной галереи Республики Коми, Научного геологического музея им. А. А. Чернова Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

12 декабря сотрудники ИГ Коми НЦ УрО РАН были приглашены к Главе Республики Коми для присвоения званий и вручения наград: к. г.-м. н. В. В. Удоратин («Почетный геолог Республики Коми»), д. г.-м. н. Я. Э. Юдович (орден Дружбы), М. Ф. Самотолкова («Почетный деятель науки Республики Коми»), д. г.-м. н. В. И. Силаев (Почетная грамота Президента РФ).

18 декабря вручены премии правительства Республики Коми в области научных исследований: д. г.-м. н. Т. Г. Шумиловой («Углеродные нанофазы и наноструктурированные минералы и материалы») и коллективу авторов: к. г.-м. н. И. С. Котику, к. г.-м. н. О. С. Котик, м. н. с. И. И. Даньшиковой («Углеводородный потенциал и нефтегазообразование в палеозойских отложениях северо-востока Тимано-Печорского седиментационного бассейна»).

Chronicle

December 5 — The 32nd Chernov Memorial Seminar, devoted to the 110th Anniversary of the first Director of the Institute, DSc. (Geology and Mineralogy) Professor Yuri Pavlovich Ivensen, was held.

December 6 — Opening of Stone Rainbow exhibition took place at the National Museum of Komi Republic. The exhibition is a joint project of the National Museum of Komi Republic, the National Gallery of Komi Republic, the Scientific Geological Museum named after A.A. Chernov of the Institute of Geology, Komi SC UB RAS.

December 12 — employees of the Institute of Geology Komi SC UB RAS were invited to the Head of Komi Republic for the presentation of awards: PhD V. V. Udoratin (Honorary Geologist of Komi Republic), DSc Ya. E. Yudovich (Order of Friendship), M. F. Samotolkova (Honored Scientist of Komi Republic), DSc V. I. Silaev (Diploma of the President of the Russian Federation).

December 18, the Prizes of the Government of Komi Republic in the field of scientific research were presented to: DSc T. G. Shumilova («Carbon nanophases and nanostructured minerals and materials») and the team of authors: PhD I. S. Kotik, PhD O. S. Kotik, junior researcher I. I. Danshchikova («Hydrocarbon potential and oil and gas formation in the Paleozoic deposits of the northeast of the Timan-Pechora sedimentary basin»).



УКАЗАТЕЛЬ МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В Вестнике В 2018 ГОДУ

НАУЧНЫЕ СТАТЬИ	НОМЕР	СТРАНИЦЫ
Андреичева Л. Н. Ледниковый генезис валунных суглинков на севере Большеземельской тундры	1	3
Андреичева Л. Н. Литологический состав неоплейстоценового аллювия на востоке Европейской Субарктики России	7	28
Аникин Л. П., Силаев В. И., Чубаров В. М., Петровский В. А., Вергасова Л. П., Карнов Г. А., Сокоренко А. В., Овсянников А. А., Максимов А. П. Алмаз и другие акцессорные минералы в продуктах извержения 2008—2009 гг. Корякского вулкана (Камчатка).	2	18
Астахова И. С., Плаксина Н. Е., Соколов С. В. Минеральные пигменты резной иконы «Голгофский крест с орудиями страстей»	5	55
Бабинцев Н. А., Чернышов А. И. Перспективы платиноносности Кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян)	6	9
Бардухинов Л. Д., Специс З. В., Монхоров Р. В. Сингенетические и протогенетические включения оливина в алмазах из кимберлитов Якутии по данным КР- и ИК-спектроскопии	8	13
Безносоев П. А., Снигиревский С. М., Наугольных С. В., Лукиевич Э. В. Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане	1	25
Безносоева Т. М., Матвеев В. А., Соколова Л. В. Биостратиграфический и событийно-стратиграфический рубеж лудлова и пржидола на западном склоне Приполярного Урала	11	31
Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Валяева О. В., Деревесникова А. А., Белый В. А. Химическая структура углей Воркутинского района и выделенных из них гиперуглей по данным аналитического пиролиза	8	8
Бушнев Д. А., Валяева О. В., Бурдельная Н. С. Биомаркеры нефтей нижнего палеозоя северной части Тимано-Печорского бассейна	4	45
Вализер П. М., Краснобаев А. А. Редкие минералы в метаультрамафитах ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал)	9	10
Вашков А. А., Носова О. Ю. Строение и морфология гряды с напорным моренным основанием у деревни Мосеево (западная часть Терских Кейв, Кольский полуостров)	4	10
Ветошкина О. С. Новые данные об изотопном составе углерода и кислорода раковин юрских аммонитов (Костромское Поволжье)	9	39
Войтеховский Ю. Л. Типизация неправильных пространственных разбиений	8	46
Войтеховский Ю. Л. Три тезиса в продолжение дискуссии: какую систему минералогии мы строим?	9	43
Глухов Ю. В., Лютое В. П., Сорока Е. И., Притчин М. Е. Кислородсодержащие дефекты в спектрах рентгенолюминесценции флюорита Сафьяновского медно-колчеданного месторождения и их типоморфное значение	8	34
Гракова О. В. Типохимические особенности цирконов верхнепротерозойских отложений няровейской серии и немурьюганской свиты (Полярный Урал)	11	22
Денисова Ю. В. Апатит Николайшорского гранитного массива (Приполярный Урал)	9	24
Жарков В. А., Зиновьев Е. В., Якубовская Т. В., Силаев В. И., Филиппов В. Н. Рельефообразующие терригенные отложения с фоссилизированными растительными остатками (бассейн средней Печоры)	7	16
Жданова Л. Р. Имена геологов в палеонтологических названиях (по материалам Геологического музея им. А. А. Чернова)	3	38
Журавлев А. В. Морфология порово-канальной системы в альбидной ткани некоторых позднедевонских конодонтовых элементов	1	19
Журавлев А. В., Вевель Я. А. Возраст и состав верхней части верхневизейско-нижне-пермского нефтегазоносного комплекса юга Косью-Роговской впадины	8	3
Звягинцева Е. В. Геохимическая характеристика кварц-халцедоновых образований Кузбасского магматического ареала	4	19
Исаенко С. И., Макеев Б. А., Шумилова Т. Г. Особенности исследований структурно-фазового состояния импактных стекол Карской астроблемы	3	26
Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Особенности определения остаточных напряжений в алмазе с помощью рамановской спектроскопии включений углеродных веществ	10	47
Колька В. В., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Корсакова О. П. Литология и микропалеонтология донных отложений малого озера острова Олений в Кандалакшском заливе Белого моря	5	33
Копейкин В. А. Физико-химическая модель поведения титана в профиле выветривания	10	35
Кориневский В. Г., Кориневский Е. В., Блинов И. А., Котляров В. А. Металлические микросферулы в карбонатитах Южного Урала	10	39
Котик О. С. Оценка генерации углеводородов в казанско-татарских отложениях севера Предуралья Краевого прогиба	3	3
Котова О. Б., Харджа М., Котов Л. Н., Понарядов А. В. Минералы титана как прототипы функциональных материалов с выраженными электромагнитными свойствами	4	34



Кряжев А. А., Камашев Д. В. Исследование фазового перехода «жидкость—кристалл» в растворе KNO_3 с использованием рамановской спектроскопии	6	25
Кряжева И. В., Пономарев Д. В., Ван Кольфсхотен Т., Ван дер Плихт Й. Мелкие млекопитающие голоцена из пещерных местонахождений бассейна р. Усы (гряда Чернышева, северо-восток европейской части России)	7	34
Левитан М. А., Гельви Т. Н., Домарацкая Л. Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Земли Уилкса и моря Росса (Антарктида)	10	17
Лютеев В. А. Акселерограммы сильных движений для Сыктывкара	11	12
Майдль Т. В., Жемчугова В. А., Наумчев Ю. В. Геохимические предпосылки выделения предфранского несогласия в девонском разрезе Тимано-Печорского осадочно-породного бассейна	9	30
Макаров А. Б., Талалай А. Г., Хасанова Г. Г. Геолого-промышленные типы техногенных месторождений	8	39
Марченко-Ваганова Т. И., Голубева Ю. В., Тетерюк Л. В., Бобров Ю. А. Палеогеографическая история <i>Lysorodiella Inundata</i> (L.) Holub на Европейском Севере	10	23
Медведева Е. В., Немов А. Б., Котляров В. А. Новые данные о милоните основного состава из Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал)	6	16
Мельничук О. Ю. Устькодинская свита фамена восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции	3	8
Наноструктурные особенности углеродных полифазных агрегатов в апоугольных продуктах импактного метаморфизма	8	26
Немов А. Б., Медведева Е. В., Котляров В. А. Метапсевдотахилит центральной щелочной полосы ильмено-вишневогорского полиметаморфического комплекса (Южный Урал)	11	3
Никулова Н. Ю. Допалеозойские песчаники Полярного Урала	3	17
Ожогина Е. Г., Котова О. Б., Якушина О. А. Горнопромышленные отходы: минералогические особенности	6	43
Петровский В. А., Сухарев А. Е., Васильев Е. А., Антонов А. В. Внутреннее строение и некоторые особенности природных поликристаллов алмаза из трубки «Ботубинская»	6	30
Пономаренко Е. С. Строение верхнелохковской (нижний девон) органогенной постройки Лопью-Кырта (р. Илыч, Северный Урал)	6	35
Потапов И. Л., Повасев К. С. Пример использования структурных методов для корреляции и расчленения верхнерифейских и нижнепалеозойских отложений северной части Приполярного Урала	10	10
Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст маньхобеинской свиты (Rf_1 ?) на Приполярном Урале	9	3
Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст шокуринской свиты на Приполярном Урале	10	3
Ракин В. И. Полуцилиндрическая кристаллографическая проекция.	5	48
Романов А. А. Новая местная стратиграфическая схема для верхнекембрийско-ордовикских образований Пай-Хоя (Югорский полуостров)	1	12
Романов А. А., Романова Е. А., Репин Ю. С. Меловые отложения Югорского полуострова: новые находки и обобщение материалов	2	3
Рябинкина Н. Н. Роль газовой-флюидных процессов в формировании визейских терригенных пород Тимано-Печорской провинции	6	3
Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Состав граната как отражение корового генезиса протолитов УНР-перидотитов комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал)	2	38
Сергеева В. В. Научный и инновационный вклад ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в разработку Вуктыльского нефтегазоконденсатного месторождения	7	49
Симакова Ю. С., Леонова Л. В. Образование Zn-содержащих фаз в результате микробиально обусловленной коррозии	10	56
Сокерина Н. В., Майорова Т. П., Шанина С. Н., Исаенко С. И. Флюидный режим образования кварцевых жил Яроташорской золотороссыпной площади (Приполярный Урал)	8	20
Соколова Л. В. Раннесилурийские конодонты группы <i>Ozarkodina kozhimica</i> Приполярного Урала	10	30
Степенищikov Д. Г. Парные пересечения точечных групп симметрии	5	41
Тимонина Н. Н., Мизова О. В. Состояние и проблемы воспроизводства минерально-сырьевой базы углеводородов в Республике Коми	9	17
Тимонина Н. Н., Пьянков В. В. Ярегское месторождение тяжелой нефти: история разработки и перспективы развития	7	41
Тимонина Н. Н., Симакова Ю. С. Минералы группы каолинита в нижнетриасовых отложениях севера Тимано-Печорской провинции	4	26
Трапезников Д. Е. Условия формирования песчаников соликамского горизонта в пределах Соликамской впадины	4	3
Уляшев В. В., Исаенко С. И. Моделирование фазовых преобразований в глинистом известняке при импактном воздействии	4	40



Уляшев В. В., Шумилова Т. Г., Кульницкий Б. А., Пережогин И. А., Бланк В. Д. Наноструктурные особенности углеродных полифазных агрегатов в апоугольных продуктах импактного метаморфизма	8	26
Уляшева Н. С. Немурюганская свита: петрографические и геохимические особенности	5	22
Харитонов А. Л. Комплексный геолого-геофизический анализ некоторых морфоструктур центрального типа и их связь с месторождениями нефти и газа	7	3
Хрущева М. О., Тишин П. А., Архипов А. Л., Чернышов А. И. Минералогия современных эвапоритов урочища Талое озеро (Республика Хакасия)	11	48
Чередов В. Н., Асхабов А. М. Осцилляции связей в твердой и жидкой фазах вещества и фазовые переходы	9	46
Шадрин А. Н., Сандула А. Н. Визейские карбонатные отложения в бассейне р. Илыч (Северный Урал): литология, изотопия, эволюция осадконакопления	5	13
Шкодзинский В. С. Генезис алмаза кимберлитов	2	10
Шмакова А. М., Голубева И. И., Сокерин М. Ю., Ильина Н. В., Кушманова Е. В. Минералогия титаноносных отложений среднего триаса на р. Кыдзырасью (Предуральский краевой прогиб)	2	28
Шмелёва Л. А. Биоразнообразие верхнеордовикского рифа Большая Косью (Северный Урал)	11	38
Шмелёва Л. А. Парагенетические ассоциации пород как отражение литогеодинатической эволюции окраины карбонатной платформы в позднем ордовике (бассейн р. Илыч, Северный Урал)	5	3
Шушков Д. А., Шуктомова И. И., Рачкова Н. Г., Харжа М. Пористость и сорбционные свойства цеолитов, синтезированных из угольной золы уноса	3	32
Шемелинина Т. Н., Котова О. Б., Анчугова Е. М., Шушков Д. А., Игнатьев Г. В. Цеолитовое и глинистое сырье: экспериментальное моделирование биогеосорбентов	9	50
Юдин В. В., Юдин С. В. Тектонотипический разрез Коротаихинской впадины	7	10
Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Рыбина Н. В. Фосфориты и глауконит: причина парагенезиса	11	43
ЮБИЛЕИ		
Юбилей института	1	45
Ученый, производственник, педагог (к 70-летию Александру Михайловича Пыстина)	1	46
Кряжева И., Селькова Л. Талантливый ученый (к 75-летию со дня рождения Владимира Николаевича Каликова)	1	47
На страже девонских рубежей (к 80-летию В. С. Цыганко).	2	48
Технологическая минералогия: будущее рождается сегодня (к юбилею О. Б. Котовой)	2	50
Включение на вес золота (к юбилею Н. В. Сокериной)	2	51
К 95-летию со дня рождения А. И. Першиной (1923—1986)	3	51
Маркова Г. А. Кварц раскрывает свои тайны (памяти В. В. Буканова)	4	52
Палинолог высокой квалификации (юбилей Т. И. Марченко-Вагаповой)	5	60
Соляник В. 40 лет Геолого-минералогическому музею Дальневосточного геологического института	7	53
Повелительница кларков осадочных пород (к 80-летию М. П. Кетрис)	7	56
Онтогенез академика (к 70-летию А. М. Асхабова)	8	51
Покоритель земных глубин (к 50-летию В. В. Удоратина)	8	53
ИК-спектроскопия в надежных руках (к 60-летию М. Ф. Самогловой)	8	54
Наталья Николаевна Тимонина (к юбилею)	10	62
Профессионал в области физики минералов (к 60-летию В. П. Лютоева)	10	63
«Зубр» классической геологии (к 60-летию В. А. Салдина)	11	60
ХРОНИКА, СОБЫТИЯ, ФАКТЫ		
Каблис Г. Академиада-2018: возвращение кубка	3	50
Жданова Л. Р., Астахова И. С. Новые поступления в фонды Геологического музея им. А. А. Чернова	3	52
Памяти кристаллографа (некролог Г. Н. Лысюк)	4	49
Котик И. Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция. Стратегия развития	4	55
Фоторепортаж со Дня геолога	4	56
Шайбеков Р. И., Сокерина Н. В. Юшкинские чтения — 2018: Эпизод IV	6	50
Жамойда А. Письмо в редакцию	6	52
Жданова Л. Новое поступление в фонд ископаемых растительных остатков (Геологический музей им. А. А. Чернова)	8	55
Лютоев В. П., Ракин В. И., Буцев И. Н., Куприянов В. Ф. Инновации в приборной базе геологических исследований	11	54



Памяти Н. Н. Герасимова (некролог)	11	58
Матвеев В., Котик И. XXVII научная конференция «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента»	11	58

ИНФОРМАЦИЯ, ОБЪЯВЛЕНИЯ

Минералогический семинар с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018)»	1	48
Новые издания	4	49
Прикладная минералогия: из Бари в Белгород	4	51
Новые издания	8	56
14-й Международный конгресс по прикладной минералогии	9	59
14-й Международный конгресс по прикладной минералогии	11	61
XVII Геологический съезд Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России»	11	63

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андреичева Л. Н.	1	3	Жарков В. А.	7	16	Лаврова Н. Б.	5	33
	7	28	Жданова Л. Р.	3	38	Левитан М. А.	10	17
Аникин Л. П.	2	18		3	52	Леонова Л. В.	10	56
Антонов А. В.	6	30		8	55	Лукшевич Э. В.	1	25
Анчугова Е. М.	9	50	Жемчугова В. А.			Лютеев В. П.	8	34
Архипов А. Л.			Журавлев А. В.	8	3		11	54
Астахова И. С.	5	55		1	19	Лютеев В. А.	11	12
	3	52	Звягинцева Е. В.	4	19	Майдль Т. В.	9	30
Асхабов А. М.	9	46	Зиновьев Е. В.	7	16	Майорова Т. П.	8	20
Бабинцев Н. А.	6	9	Игнатьев Г. В.	9	50	Макаров А. Б.	8	39
Бардухинов Л. Д.	8	13	Ильина Н. В.	2	28	Маркова Г. А.	4	52
Безносков П. А.	1	25	Исаенко С. И.	3	26	Макеев Б. А.	3	26
Безноскова Т. М.	11	31		8	20	Максимов А. П.	2	18
Белый В. А.	8	8		4	40	Марченко-Вагапова Т. И.	10	23
Бланк В. Д.	8	26		10	47	Матвеев В. А.	11	31
Блинов И. А.	10	39	Каблис Г. Н.	3	50		11	58
Бобров Ю. А.	10	23	Камашев Д. В.	6	25	Медведева Е. В.	6	16
Бурдельная Н. С.	8	8	Карпов Г. А.	2	18		11	3
	4	45	Кетрис М. П.	11	43	Мельничук О. Ю.	3	8
Бурцев И. Н.	11	54	Колька В. В.	5	33	Мизова О. В.	9	17
Бушнев Д. А.	4	45	Копейкин В. А.	10	35	Монхоров Р. В.	8	13
	8	8	Кориневский В. Г.	10	39	Наугольных С. В.	1	25
Вализер П. М.	9	10	Кориневский Е. В.	10	39	Наумчев Ю. В.	9	30
Валяева О. В.	4	45	Корсакова О. П.	5	33	Немов А. Б.	6	16
	8	8	Котик И. С.	4	55		11	3
Ван дер Плихт Й.	7	34		11	58	Никулова Н. Ю.	3	17
Ван Кольфсхотен Т.	7	34	Котик О. С.	3	3	Носова О. Ю.	4	10
Васильев Е. А.	6	30	Котляров В. А.	10	39	Овсянников А. А.	2	18
Вашков А. А.	4	10		6	16	Ожогина Е. Г.	6	43
Вевель Я. А.	8	3		11	3	Пережогин И. А.	8	26
Вергасова Л. П.	2	18	Котов Л. Н.	4	34	Петровский В. А.	2	18
Ветошкина О. С.	9	39	Котова О. Б.	4	34		6	30
Войтеховский Ю. Л.	9	43		6	43	Плакшина Н. Е.	5	55
	8	46		9	50	Понарядов А. В.	4	34
Гельви Т. Н.	10	17	Краснобаев А. А.	9	10	Пономарев Д. В.	7	34
Глухов Ю. В.	8	34	Кряжев А. А.	6	25	Пономаренко Е. С.	6	35
Голубева И. И.	2	28	Кряжева И. В.	1	47	Попвасев К. С.	10	10
Голубева Ю. В.	10	23		7	34	Потапов И. Л.	10	10
Гракова О. В.	11	22	Кузьмин Д. В.	8	8	Притчин М. Е.	8	34
Денисова Ю. В.	9	24	Куликова К. В.	2	38	Пыстин А. М.	10	3
Деревесникова А. А.	8	8	Кульницкий Б. А.	8	26		9	3
Домарацкая Л. Г.	10	17	Куприянов В. Ф.	11	54	Пыстина Ю. И.	10	3
Жамойда А.	6	52	Кушманова Е. В.	2	28		9	3



Пьянков В. В.	7	41	Соколова Л. В.	11	31	Чередов В. Н.	9	46
Ракин В. И.	5	48		10	30	Чернышов А. И.	6	9
	11	54	Сокоренко А. В.	2	18		11	48
Рачкова Н. Г.	3	32	Соляник В.	7	53	Чубаров В. М.	2	18
Репин Ю. С.	2	3	Сорока Е. И.	8	34	Шадрин А. Н.	5	13
Романов А. А.	2	3	Специус З. В.	8	13	Шайбеков Р. И.	6	50
	1	12	Степенников Д. Г.	5	41	Шанина С. Н.	8	20
Романова Е. А.	2	3	Сухарев А. Е.	6	30	Шелехова Т. С.	5	33
Рыбина Н. В.	11	43	Талалай А. Г.	8	39	Шкодзинский В. С.	2	10
Рябинкина Н. Н.	6	3	Тетерюк Л. В.	10	23	Шмакова А. М.	2	28
Сандула А. Н.	5	13	Тимонина Н. Н.	4	26	Шмелёва Л. А.	11	38
Селятицкий А. Ю.	2	38		7	41		5	3
Селькова Л. А.	1	47		9	17	Шуктомова И. И.	3	32
Сергеева В. В.	7	49	Тишин П. А.	11	48	Шумилова Т. Г.	8	26
Силаев В. И.	2	18	Трапезников Д. Е.	4	3		3	26
	7	16	Уляшев В. В.	4	40		10	47
Симакова Ю. С.	10	56		8	26	Шушков Д. А.	9	50
	4	26	Уляшева Н. С.	5	22		3	32
Снигиревский С. М.	1	25	Филиппов В. Н.	7	16	Шемелинина Т. Н.	9	50
Сокерин М. Ю.	2	28	Харджа М.	4	34	Юдин В. В.	7	10
Сокерина Н. В.	6	50		3	32	Юдин С. В.	7	10
	8	20	Харитонов А. Л.	7	3	Юдович Я. Э.	11	43
Соколов С. В.	5	55	Хасанова Г. Г.	8	39	Якубовская Т. В.	7	16
			Хрущева М. О.	11	48	Якушина О. А.	6	43

С Новым годом!

Дорогие друзья и коллеги! От всей души поздравляем вас с наступающим Новым годом! Пусть он принесет вам новые научные открытия и новые горизонты! Здоровья, счастья и благополучия, мирного неба над головой и уверенности в будущем! Удачи во всех начинаниях!



Happy New Year

Dear friends and colleagues!
With all our hearts we congratulate you on coming New Year!
Let it bring you new scientific discoveries and open new horizons for you!
I wish you health, happiness, peaceful sky above and confidence in the future! Good luck in all undertakings!



Ответственный за выпуск:
А. Ш. Магомедова

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

Компьютерная верстка:
Р. А. Шуктомов

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014, выданное Роскомнадзором.

Отпечатано: 28.01.2019. Формат бумаги 60×84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 7,5. Тираж 140. Заказ 1101.

Учредитель: ИГ Коми НЦ УрО РАН, обособленное подразделение ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Адрес: 167982, Сыктывкар, Первомайская, 54.

Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН.
Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru
На обложке использованы фото И. Астаховой, Н. Ильиной, А. Перетягина