

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 19 № 3 2019 Май–Июнь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences
Urals Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 19 No. 3 2019 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2019. Том 19, № 3

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главные редакторы **В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков**
Заместитель главного редактора **В.В. Мурзин**
Ответственный секретарь **Г.А. Мизенс**
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлтон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2019. Volume 19, No. 3

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editors-in-chief **Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov**
Deputy Editor-in-chief **Valerii V. Murzin**
Secretary **Gunar A. Mizens**
IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 19, № 3, 2019

Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойских Казахстана <i>С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова</i>	347
Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) <i>М. Ю. Гущина, А. В. Моисеев, М. И. Тучкова</i>	372
Верхнепермские рифы Южного Китая – последние рифы палеозоя <i>В. Г. Кузнецов, Л. М. Журавлева, Лю Шици</i>	386
Ископаемые копролиты мезокайнозойских животных как источник минералого-геохимической, палеонтологической и палеоэкологической информации <i>В. И. Силаев, Н. П. Юшкин, В. А. Жарков, Д. В. Киселёва, В. П. Лютоево, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов</i>	393
Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала <i>С. В. Прибавкин, Г. А. Каллистов, Т. А. Осипова, И. А. Готтман, Е. А. Зинькова</i>	416
Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой <i>П. С. Жегунов, Е. В. Старикова, Д. А. Петров, П. А. Львов</i>	436
К вопросу о генезисе месторождений Первого Северного железорудного узла <i>Г. А. Петров</i>	451
Источники благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе <i>И. А. Богуш, В. И. Черкашин</i>	465
Некоторые аспекты проблемы классификации, система классификации и статус ее отраслевых разделов <i>М. П. Покровский</i>	472
Памятные даты	
Воин, геолог-съемщик, тектонист: к 100-летию со дня рождения Геннадия Степановича Сенченко <i>К. С. Иванов</i>	492
К сведению авторов	494

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2019 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – 10657)

Contents

Volume 19, No. 3, 2019

Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids <i>Sergei G. Samygin, Tatiana N. Kheraskova</i>	347
Tuff-sandstones of Perekatnaya Formation: composition, genesis, sources of demolition (Ust'-Belsky Mountains, Koryak Highland) <i>Mariia Yu. Gushchina, Artem V. Moiseev, Marianna I. Tuchkova</i>	372
The Upper Permian reefs of South China are last reefs of the Paleozoic <i>Vitalii G. Kuznetsov, Liliya M. Zhuravleva, Liu Shiqi</i>	386
Fossil coprolites of Meso-Cenozoic animals as a source of mineralogical-geochemical, paleontological and paleoecological information <i>Valerii I. Silaev, Nikolai P. Yushkin, Vladimir A. Zharkov, Dar'ya V. Kiseleva, Vladimir P. Lyutoev, Yuliya S. Simakova, Vasilii N. Filippov</i>	393
Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals <i>Sergei V. Pribavkin, Gennady A. Kallistov, Tatiana A. Osipova, Irina A. Gottman, Elena A. Zin'kova</i>	416
New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyuskii complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Khoi <i>Pavel S. Zhegunov, Elena V. Starikova, Dmitrii A. Petrov, Pavel A. Lvov</i>	436
On the genesis of deposits of the Pervy Severny iron ore district <i>Georg A. Petrov</i>	451
Sources of noble metals (Au, Pt, Pd) in the North Caucasus <i>Il'ya A. Bogush, Vasily I. Cherkashin</i>	465
Several aspects of problem of classification, a system of classiology and its branch section status <i>Mikhail P. Pokrovsky</i>	472
Memorial data	
Warrior, geologist-cartographer, tectonist: to the 100th anniversary of the birth of Gennady Stepanovich Senchenko <i>K. S. Ivanov</i>	492
Author's guide	494

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from:
15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 620016, Russia.
Tel: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.24(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана

© 2019 г. С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7,
e-mails: la_sadovskaya@mail.ru, kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.08.2018 г., принята к печати 26.09.2018 г.

Объект исследований. На основе обобщения новых данных о возрасте ряда стратиграфических подразделений и пород офиолитовой ассоциации предпринята попытка уточнить или пересмотреть существующие геодинамические построения и показать основные этапы развития главных палеоструктур на территории Казахстана. **Материалы и методы исследования.** Работа основана на многолетних геологических исследованиях авторов, включающих государственное геокартирование, тектоническое районирование, палеорекострукции и обобщение литературных данных последних лет. **Результаты.** Охарактеризованы основные осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, возникшие в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) на месте разнотипных структур, которые различались геодинамическими обстановками и историей тектонического развития на протяжении протерозоя и всего палеозоя. Выделены распавшийся на отдельные массивы эпигренвилльский микроконтинент, рифтогенные прогибы, бассейны с океанической корой, островные дуги и островодужные системы, эпикаледонский континент, континентальные впадины, краевые вулканоплутонические пояса и окраинные бассейны. Составлены схема тектонической зональности Казахстана, карта строения докембрийского Улутауского массива, схемы распространения девонских комплексов и позднепалеозойских комплексов Казахстана. **Выводы.** Уточнены и частично пересмотрены существующие построения и ход тектонических событий на территории Казахстана. На основе палеорекострукций установлены основные этапы развития главных палеоструктур, особенности геологической эволюции палеозойд Казахстана и их связи с тектоническими процессами в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Показано, что формирование современной структуры палеозойд Казахстана происходило длительно и многоэтапно на протяжении почти 900 млн лет.

Ключевые слова: геодинамический комплекс, каледониды, варисциды, палеозойды Казахстана, Центрально-Азиатский складчатый пояс

Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids

Sergei G. Samygin, Tatiana N. Kheraskova

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow, 119017 Russia,
e-mails: la_sadovskaya@mail.ru, kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received 01.08.2018, accepted 26.09.2018

Subject of investigations. Based on the integrated new data on the age of some stratigraphic units and rocks of ophiolitic association, the authors try to clarify or revise the existing geodynamic structures and show the key stages in the development of the main paleostructures in Kazakhstan. **Materials and methods.** The work is based on the geological research performed by the authors for many years, including government-funded geomapping, tectonic zoning, paleoreconstruction, and integration of recent literature data. **Results.** Main sedimentary, volcanogenic, volcanogenic-sedimentary, and intrusive complexes originating in the western part of the Central Asian fold belt (Paleozoic Kazakhstan) in place of various structures differing in their geodynamic environment and tectonic history throughout the Proterozoic and entire Paleozoic are described. Epigrenville microcontinent disintegrated into individual massifs, rift depressions, basins with oceanic crust, island arcs and island arc systems, the Epicaledonian continent, continental depressions, regional volcano-plutonic belts, and marginal basins were identified. The tectonic zonality of Kazakhstan is diagrammed, the structure of the Precambrian Ulutau massif is mapped, and the distribution of the Devonian complexes and the Late Paleozoic complexes of Kazakhstan is schemed. **Conclusions.** The existing concepts and tectonic consecution on the territory of Kazakhstan are refined and partially revised. On the basis of paleoreconstructions, the key stages in the development of main paleostructures are established; the features of the geological evolution of the paleozooids of Kazakhstan and their relationship with tectonic processes in the Central Asian fold belt are found. It is shown that the formation of the modern structure of Kazakhstan's paleozooids took place over a long period and in many stages for almost 900 Ma.

Keywords: geodynamic complex, Caledonides, Variscides, Kazakhstan paleozooids, Central Asian fold belt

Для цитирования: Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (2019) Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана. *Литосфера*, 19(3), 347-371. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

For citation: Samygin S.G., Kheraskova T.N. (2019) Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids. *Litosfera*, 19(3), 347-371. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

ВВЕДЕНИЕ

Обширная территория Казахстана занята палеозойскими складчатыми сооружениями, составляющими западную часть Центрально-Азиатского пояса, становление которого происходило на протяжении сотен миллионов лет. Начало тектонических процессов относится ко времени распада эпигренвильского суперконтинента Родиния в неопротерозое и заложению Палеоазиатского океана, а завершение эволюции – к эпохе закрытия с рубежа средний–поздний палеозой отдельных бассейнов этого океана и последовавшей затем тектоно-магматической активизации, продолжавшейся вплоть до триаса.

На западе и севере палеозойды перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Туранской и Западно-Сибирской молодых платформ, на востоке и юге они простираются далеко за пределы Казахстана. По возрасту главной складчатости и других ведущих деформаций казахстанские палеозойды подразделяются на каледониды и варисциды, состоящие из различных тектонических зон. Стратиграфические и магматические комплексы этих зон возникли на месте разнотипных палеоструктур, различавшихся геодинамическими обстановками. В каледониды входят все известные в Казахстане докембрийские сиалические массивы и блоки. Варисцидские зоны традиционно объединяются в Джунгаро-Балхашскую и Обь-Зайсанскую области. Средне- и верхнепалеозойские разрезы, синхронные распространенным в этих областях комплексам, в пределах каледонид слагают наложенные впадины, мульды и грабены. Значительные площади заняты также мезозойско-кайнозойскими (T_3 –KZ) межгорными впадинами (рис. 1) Эти структуры и скрытые под ними палеозойские зоны в статье не рассматриваются.

В последние годы для палеозойд Казахстана получены новые данные, касающиеся возраста ряда стратиграфических подразделений, различных интрузивных комплексов и пород офиолитовой ассоциации, что позволяет уточнить, а иногда пересмотреть существующие геодинамические построения и ход тектонических событий. С учетом этого нового материала авторы стремились обобщить и показать основные этапы развития главных палеоструктур на казахстанской территории.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Комплексы докембрийской континентальной коры

Выходы докембрия, сконцентрированные на западе и юге Казахстана, образуют Кокчетав-Северо-

Тяньшаньский пояс каледонских сиалических массивов. В неопротерозое они составляли единый эпигренвильский микроконтинент на окраине Родинии [Хераскова и др., 2010], в строении которого отчетливо различаются комплексы фундамента и чехольные комплексы разного возраста, а также фрагменты краевого вулканического пояса.

Палео- и мезопротерозой. К этим стратонам относятся комплексы кристаллического фундамента докембрийских массивов. Корреляция их разрезов базируется преимущественно на определении радиологического возраста пород, первоначальное положение и состав которых нередко сильно изменены в ходе позднеэдиакарских (?) и раннепалеозойских тектонических процессов.

Комплексы фундамента. Породы фундамента представлены в разном сочетании гнейсами, гранитогнейсами, различными кристаллическими сланцами, гранитоидами и измененными вулканитами. Присутствие палеопротерозойских образований определяется по ряду косвенных данных, в том числе по детритовым цирконам неопротерозойского чехла. Предполагается, что палеопротерозойские комплексы слагают нижние горизонты большинства сиалических массивов [Третьяков и др., 2014a]. На современном эрозионном срезе один такой комплекс обнажается в Жельтавском массиве, на юго-востоке которого распространены амфиболовые гнейсограниты, соответствующие по химическому составу граносиенитам и субщелочным гранитам. Их кристаллизация, согласно U-Pb возрасту цирконов, произошла 1841 ± 6 млн лет назад [Третьяков и др., 2016b].

Улутауский массив может служить примером сложности строения древних образований. Его структура представляет собой покровно-складчатое сооружение, состоящее из антиформы на западе и синформы на востоке (рис. 2). Наиболее древние породы слагают синформу. Это порфириитоиды, амфиболиты и амфиболовые сланцы по вулканитам основного состава, железистые кварциты и сланцы (джеспилиты), плагиогнейсы, относимые к мезопротерозою [Дергунов, Хераскова, 1987].

Кокчетавский массив имеет чешуйчато-надвиговое строение. В сложившейся структуре участвуют фрагменты фундамента. Они представлены гнейсами, биотит-гранат-кианитовыми и слюдистыми сланцами, порфироидами и гнейсогранитами, превращенными в большинстве случаев в бластомилониты. Для гнейсогранитов получена U-Pb оценка возраста их кристаллизации – 1156 ± 4 млн лет [Третьяков и др., 2014a] – и близкие оценки возраста около 1150 млн лет [Сальменова, Сергеева, 1998]. Порфириоиды имеют трахириолитовый состав, U-Pb возраст их кристаллизации соответствует 1136 ± 4 млн лет [Третьяков и др., 2014a].

Неопротерозой. В этот промежуток времени на эпигренвильском микроконтиненте формируются

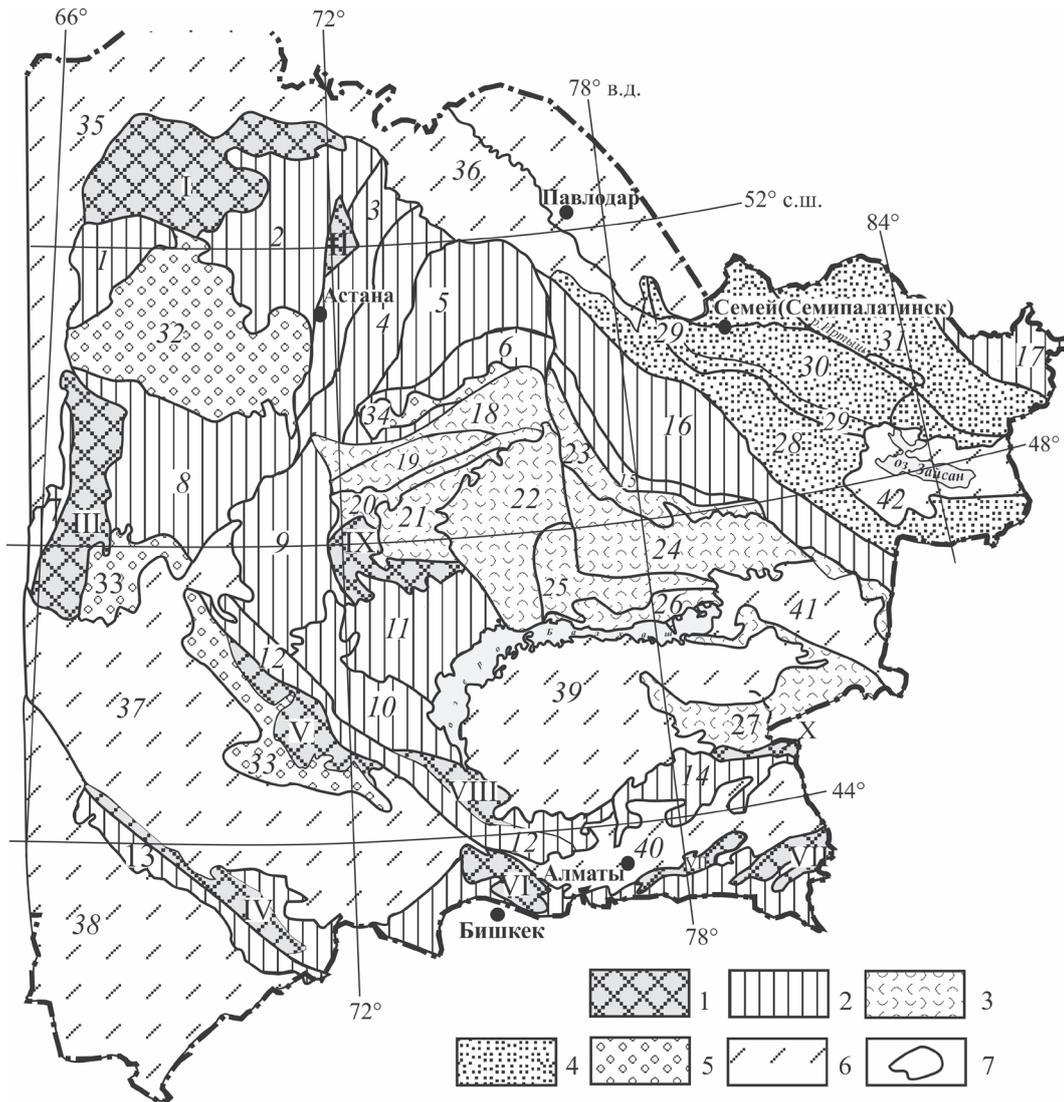


Рис. 1. Схема тектонической зональности Казахстана.

1 – докембрийские массивы и блоки: I – Кокчетавский, II – Ишкеольмесский, III – Улутауский, IV – Малого Каратау, V – Чуйский, VI – Кендыктасский, VII – Северо-Тяньшаньский, VIII – Жельтавский, IX – Актау-Моинтинский, X – Джунгарский); 2 – каледониды (зоны: 1 – Джаркайнагачская, 2 – Степнякская, 3 – Селетинская, 4 – Ерементавская, 5 – Бошекулская, 6 – Северо-Карагандинская, 7 – Байконурская, 8 – Сарысу-Тенизская, 9 – Атасульская, 10 – Бурунтауская, 11 – Кызылэспинская, 12 – Джалаир-Найманская, 13 – Большого Каратау, 14 – Текели-Илийская, 15 – Акбастауская, 16 – Чингизская, 17 – Горно-Алтайская); 3 – варисциды Джунгаро-Балхашской области (зоны: 18 – Нурино-Карасорская, 19 – Тектурмаская, 20 – Акжалская, 21 – Агадырская, 22 – Токрауская, 23 – Каиндинская, 24 – Баканаская, 25 – Северо-Балхашская, 26 – Тастауская, 27 – Северо-Джунгарская); 4 – варисциды Обь-Зайсанской области (зоны: 28 – Жарма-Саурская, 29 – Чарская, 30 – Калба-Нарымская, 31 – Рудно-Алтайская); 5 – средне-позднепалеозойские впадины (32 – Тенизская, 33 – Джекказганская, 34 – Карагандинская); 6 – мезозойско-кайнозойские чехлы платформ (35 – Туранской, 36 – Западно-Сибирской) и межгорных впадин (37 – Чу-Сарысульской, 38 – Сырдарьинской, 39 – Балхашской, 40 – Илийской, 41 – Алакольской, 42 – Зайсанской); 7 – границы зон.

Fig. 1. Scheme of tectonic zoning of Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs and blocks: I – Kokshetau, II – Ishkeolmes, III – Ulytau, IV – Lesser Qaratau, V – Chu, VI – Qendyktas, VII – North Tien Shan, VIII – Zheltau, IX – Aqtau-Mointy, X – Junggar; 2 – Caledonides (zones: 1 – Zharkainagach, 2 – Stepnyak, 3 – Selety, 4 – Erementau, 5 – Bozshakol, 6 – North Karaganda, 7 – Bayqonyr, 8 – Sarysu-Teniz, 9 – Atasu, 10 – Buruntau, 11 – Kyzylspe, 12 – Zhalaïr-Nayman, 13 – Greater Qaratau, 14 – Tekeli-Ili, 15 – Aqbastau, 16 – Shyngyz, 17 – Gorny Altay); 3 – Junggar-Balkhash Variscides (zones: 18 – Nura-Karasor, 19 – Teqturmas, 20 – Akzhal, 21 – Aghadyr, 22 – Tokrau, 23 – Kaindy, 24 – Bakanas, 25 – North Balkhash, 26 – Tastau, 27 – North Junggar); 4 – Ob-Zaysan Variscides (zones: 28 – Zharma-Saur, 29 – Chara, 30 – Kalba-Narym, 31 – Rudny Altay); 5 – Middle-Late Paleozoic depressions (32 – Teniz, 33 – Dzhekkazgan, 34 – Karaganda); 6 – Mezo-Cenozoic sedimentary covers (35 – Turanian, 36 – West Siberian) and intermountain depressions (37 – Chu-Sarysu, 38 – Syr Darya, 39 – Balkhash, 40 – Yili, 41 – Alakol, 42 – Zaysan); 7 – boundaries of zones.

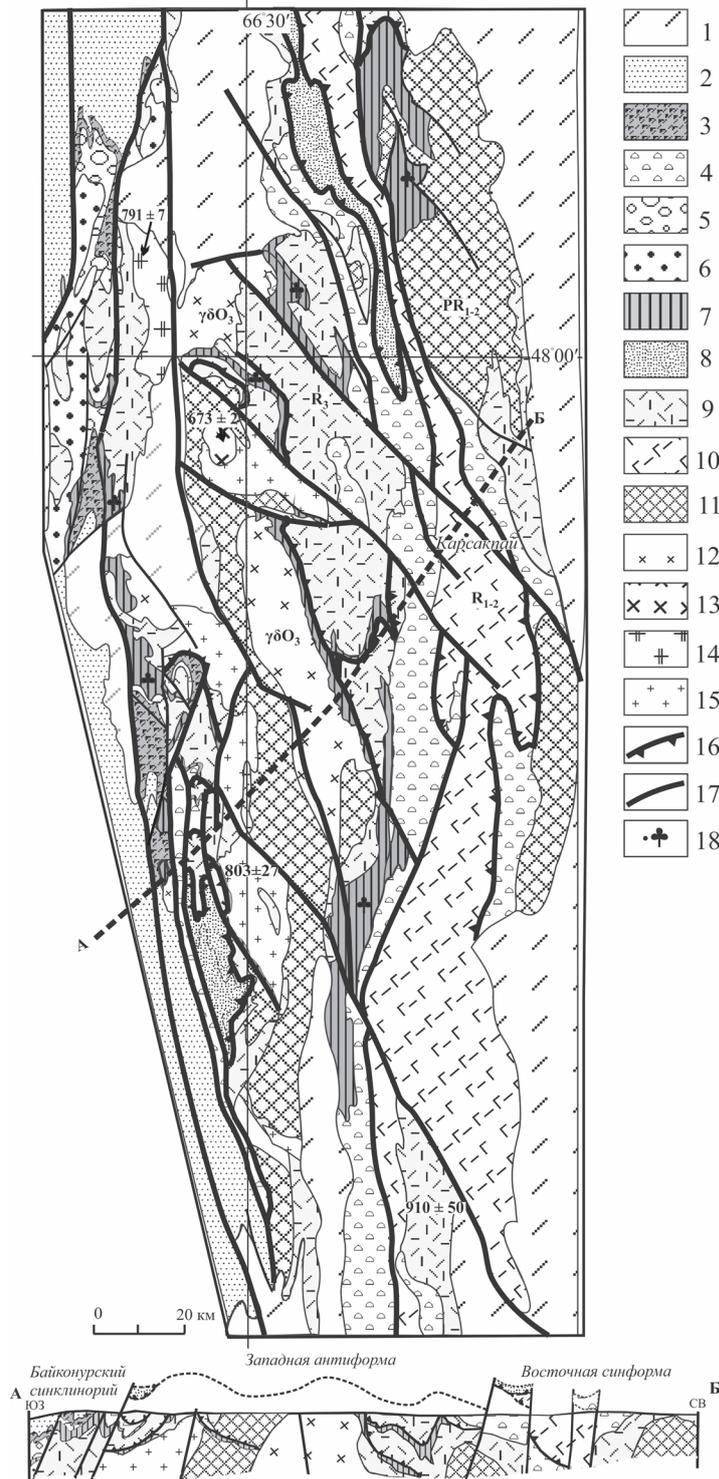


Рис. 2. Схема строения Улутауского массива (с использованием данных [Зайцев, Хераскова, 1977; Дергунов, Хераскова, 1987; Григайтис и др., 1989]).

1 – терригенно-карбонатные отложения $Pz_{2,3}$; 2 – терригенный флиш $O_{2,3}$; 3 – углеродисто-глинистые сланцы и фтаныты пострифтового погружения $\epsilon-O_1$; 4 – орогенные терригенные разнозернистые отложения, $NP_3(?)$; 5–7 – синрифтовые отложения, NP_3 ; 5 – тиллоиды, 6 – кварцевые песчаники, ванадиеносные углеродисто-кремнистые сланцы, фтаныты, линзы алюмофосфатов и микрофитолитовых известняков, 7 – конгломераты, туфосилициты, субщелочные базальты; 8 – кварцито-сланцевый эпигренвилльский чехол, NP_2 ; 9 – кремнекислые вулканыты краевого вулканического пояса, NP_2 ; 10 – джеспилит-базальтовый комплекс, MP ; 11 – гнейсы, порфириитоиды, амфиболиты, $MP(?)$; 12–15 – интрузивные породы: 12 – гранодиориты, O_3 , 13 – щелочные сиениты (673 млн лет), 14 – щелочные граниты (791 млн лет), 15 – граниты (803 млн лет); 16 – границы тектонических покровов; 17 – разломы; 18 – места находок микрофоссилий.

Fig. 2. Tectonic scheme of Ulutau massif (modified after [Grigajtis et al., 1989; Dergunov, Kheraskova, 1987; Zaitsev, Kheraskova, 1977]).

1 – terrigenous-carbonate deposits Pz₂₋₃; 2 – terrigenous flysch O₂₋₃; 3 – postrift carbonaceous -clayely shales and phanites €-O₁; 4 – orogenic terrigenous deposits, NP₃(?); 5–7 – synrift deposits, NP₃; 5 – tilloids, 6 – quartz sandstones, V-bearing carbonaceous-siliceous slates, phanites, lenses of Al-phosphates and microphytolith limestones, 7 – conglomerates, tuff-silicites, sub-alkaline basalts; 8 – quartzite-schist epi-Grenvillian cover, NP₂; 9 – acid volcanics of marginal volcanic belt, NP₂; 10 – jaspilite-basaltic formation, MP; 11 – gneisses, porphyritoids, amphibolites, MP(?); 12–15 – intrusive rocks: 12 – granodiorites, O₃, 13 – alkaline syenites (673 Ma), 14 – alkaline granites (791 Ma), 15 – granites (803 Ma); 16 – nappe boundaries; 17 – faults; 18 – microfossil places.

краевой вулканический пояс и разновозрастный чехол, который образовался в два этапа.

Вулканический пояс. В позднем рифее (тоний и криогений) появились вулканы кислого состава, которые слагают фрагменты окраины андийского типа [Хераскова и др., 1995]. Преобладают риолиты, риодациты и их туфы. Существенная роль принадлежит игнимбрикам. В подчиненном количестве, особенно в верхней части комплекса, появляются трахиандезиты и субщелочные базальты. Мощность комплекса превышает 1500 м. Обнаружены остатки вулканических построек центрального типа [Хераскова и др., 1995].

Наиболее раннее появление магматических пород зафиксировано в пределах Актау-Моинтинского массива, где для кислых вулканитов, перекрывающих древний осадочный чехол, получена U-Pb оценка возраста их кристаллизации – 925 ± 9 млн лет, для рвущих гранитов – 917 ± 6 млн лет [Третьяков и др., 2014а]. Первичный магматический U-Pb возраст гнейсогранитов на юге западной антиформы Улутауского массива равен 841 ± 11 млн лет [Ермолов и др., 2012], тела гранитов в этом районе датируются цифрами 803 ± 27 и 791 ± 7 млн лет [Третьяков и др., 2014а]. U-Pb возраст туфов на массиве Малый Каратау равен 831–766 млн лет [Левашова и др., 2011], трахириолитов на Улутауском массиве по границе с Байконурской зоной – 797 ± 4 млн лет [Третьяков и др., 2015].

Комплексы чехла. В пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского, Улутауского, Актау-Моинтинского, Чуйского массивов распространены мелководно-морские кварцито-песчаниковые и кварцито-сланцевые толщи осадочного чехла, иногда содержащие горизонты и линзы циркон-рутиловых шлихов и россыпей. Мощность этого комплекса 1200–2500 м.

Кварцито-сланцевый чехол, полого залегающий на кристаллическом фундаменте, характеризуется одинаковым составом и сходным строением разрезов. Формирование его отвечало условиям, близким к платформенным, что могло происходить только на крупном эпигренвильском микроконтиненте. Интересны результаты датирования детритовых цирконов из платформенного чехла. Конкордантные значения их возраста из циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского массива находятся в диапазоне 2739–2653, 1946–1628, 1528–1017 млн лет [Дегтярев и др., 2015а]. Среди цирконов из толщи гра-

фитсодержащих карбонатно-бластотерригенных и серицит-кварцевых сланцев этого массива выделены группы зерен с возрастными интервалами 1800–1460, 1489–1220 и 1145–950 млн лет, а цирконы из обломочных кварцитов показали возраст в пределах 1700–1300 и 1050–850 млн лет [Буслов и др., 2015]. Оценки самого молодого возраста получены для детритовых цирконов на восточной окраине Чуйского массива из небольшого метаморфизованного фрагмента предположительно его осадочного чехла, где среди гранат-биотитовых парагнейсов, слагающих часть смятой в антиформу тектонической пластины, наиболее многочисленная группа зерен датирована в интервале 1148–775 млн лет [Третьяков и др., 2016а].

На основе изложенных данных можно заключить, что накопление кварцито-сланцевого чехла происходило очень медленно, вероятно в течение не менее 250 млн лет, начиная приблизительно от 1 млрд лет (Актау-Моинтинский массив). Судя по приведенным оценкам возраста пород вулканического пояса, осадочные толщи чехла в целом им синхронны. По отношению к некогда краевому поясу они являлись тыловыми накоплениями, возникшими за счет размыва как пород фундамента, так и кремнекислых вулканитов краевого пояса.

В конце позднего рифея (криогения) началась деструкция суперконтинента Родиния и входящего в ее состав рассматриваемого Кокчетав-Северо-Тяньшаньского эпигренвильского микроконтинента, которая привела к постепенному обособлению отдельных массивов, разделенных рифтогенными прогибами. Возможно, это происходило под воздействием активных плюм-зависимых процессов. Роль мантийных плюмов в эволюции Палеоазиатского океана и Родинии была рассмотрена В.Н. Пучковым [2009, 2016].

Во второй половине венда (эдиакария) в пределах образовавшихся докембрийских массивов, разделенных рифтогенными прогибами, происходит второй этап формирования осадочного чехла. Его состав и мощность различны: терригенно-карбонатный в Кокчетавском массиве (около 200 м), терригенный на Актау-Моинтинском (до 1200 м), терригенно-кремнистый в Улутауском (100–300 м) и карбонатный на массиве Малый Каратау (10–40 м). Эдиакарский чехольный комплекс иногда включает месторождения алюмофосфатов. В Улутауском массиве чехол содержит линзы известняков с ми-

крофоссилиями конца эдиакария–начала кембрия [Григайтис и др., 1989].

Деструктивные процессы конца криогения обусловили заложение и последующее развитие в эдиакарии протяженной рифтогенной системы.

Рифтогенные прогибы. Разрезы таких прогибов фрагментарно сохранились в Байконурской и Больше-Каратауской зонах вдоль их восточных границ. Для рифтогенных структур типичны молассоидные осадки мощностью до 1500 м, резко выклинивающиеся за их пределами. Они состоят из продуктов разрушения гранитизированного фундамента и платформенного чехла смежных массивов. Осадки сочетаются с вулканитами основного и кислого состава. Базальты отличаются повышенным содержанием калия, титана и фосфора. Присутствуют подводно-оползневые накопления типа диамиктитов, в обломочном материале которых участвуют валуны ледникового происхождения [Зайцев, Хераскова, 1977]. С началом рифтогенеза было связано появление на бортах формирующихся прогибов интрузивных пород и их излившихся аналогов. В средней части западной антиформы Улутауского массива (см. рис. 2) это щелочные сиениты с U-Pb возрастом 673 ± 2 млн лет [Третьяков и др., 2014б] и дацит-риолитовые порфиroidы, датированные 666 ± 11 млн лет [Ермолов и др., 2012].

За пределами рифтогенных прогибов в конце эдиакария возникли зоны поднятий и тектонического сучивания с вероятным образованием покровов [Дергунов, Хераскова, 1987]. Эдиакарский чехол был перекрыт мощной (до 3000 м) молассоподобной толщей конгломератов и диамиктитов (см. рис. 2), содержащих обломки вулканитов кислого и основного состава, гранитоидов, железистых кварцитов и порфиритоидов. Изучение детритовых цирконов из этих терригенных пород показало, что они образовались за счет разрушения магматических и метаморфических комплексов неопротерозоя при участии пород архея и палеопротерозоя. Доминируют цирконы с датировками 925–804 млн лет, единичные зерна охватывают возрастную диапозон 2.9–2.0 млрд лет [Дмитриева и др., 2016].

Ранний палеозой – мозаика палеоструктур

На территории Казахстана получили развитие четыре основных типа разрезов нижнего палеозоя, которые характеризуют чехлы докембрийских континентальных массивов, рифтогенные прогибы, океанические бассейны, островные дуги и подчиненные им структуры.

Кембрий. Комплексы этого возраста известны только в пределах каледонид (см. рис. 1).

Чехлы докембрийских массивов. На Кокчетавском массиве терригенно-карбонатный чехол верхнего венда надстраивается разрезом нижнего кембрия мощностью до 800 м, состоящим из кварце-

вых песчаников, алевролитов, аргиллитов с горизонтами углеродисто-кремнистых сланцев, известняков и кремнистых фосфоритов. Средний–верхний кембрий (спикулы губок, конодонты) представлен кремнисто-терригенной толщей мощностью около 200 м с повышенным содержанием P_2O_5 [Degtyarev et al., 2016]. Похожие комплексы, различающиеся лишь полнотой разрезов и их мощностью, обнажаются на Ишкеольмесском блоке, на Улутауском, Чуйском и Кендыктасском массивах. На вендских отложениях центральной части Актау-Моинтинского массива и в Джунгарском массиве согласно залегают карбонатно-терригенные с фосфатными конкрециями толщи кембрия мощностью 250–300 м [Дегтярев, 2003]. В Малом Каратау и на западе Актау-Моинтинского массива распространены карбонатный разрез венда–кембрия мощностью не менее 800 м. В Малом Каратау к основанию кембрия приурочены месторождения фосфоритов [Геологическая карта...1981].

Рифтогенные прогибы. В Байконурской зоне и в Большом Каратау рифтогенный комплекс венда продолжается кембрийским (трилобиты) конденсированным разрезом мощностью 100–400 м. Характерны углеродисто-кремнистые, глинистые и углеродисто-карбонатные осадки, обогащенные V, Ag, Pb, Zn, U, Ba и P. Появление этих элементов было вызвано гидротермальной деятельностью, связанной с разломами [Хераскова, 1986].

Океанические бассейны. Разрезы бывших бассейнов с океанической корой установлены в Чингизской, Ереметауской, Селетинской, Джаркаинагачской, Джалаир-Найманской и Бурунтауской зонах, где они, варьируя по составу, слагают тектонические блоки и пластины разного стратиграфического объема.

Нижний кембрий в центральной части Чингизской зоны и на востоке Ереметауской представлен кремнисто-карбонатно-базальтовыми толщами с микрофитолитами видимой мощностью 500–700 м; на юго-западе Чингизской зоны – карбонатно-базальтовой толщей с археоциатами (до 1000 м); в Джалаир-Найманской зоне – риолит-базальтовой серией (до 500 м), являющейся, вероятно, верхней частью офиолитовой ассоциации. Во всех разрезах 90–95% их мощности слагают толеитовые и субщелочные базальты. На дискриминантных диаграммах они попадают в поля OIB, E-MORB, реже N-MORB [Дегтярев, 2012].

Средний кембрий известен на северо-западе Чингизской зоны, где обнажаются базальты с прослоями кремней и известняков с трилобитами (до 1000 м), перекрытые терригенно-кремнистой толщей с конодонтами позднего кембрия (250 м) [Дегтярев и др., 2015б]. В Горно-Алтайской зоне кремнисто-терригенные отложения низов среднего кембрия с размывом перекрываются тонкотерригенными осадками и известняками с трилоби-

тами верхов среднего кембрия (550 м). К верхнему кембрию в этой зоне относятся флишоиды мощностью не менее 3000 м, сложенные плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и алевролитами [Дергунов, 1989]. Они накапливались на окраине Сибирского палеоконтинента.

Верхний кембрий распространен во всех вышеперечисленных зонах, где представлен кремнисто-базальтовыми толщами, возраст которых доказан находками конодонтов, трилобитов и беззачатковых брахиопод. Они слагают тектонические покровы, пространственно тесно связанные с плутоническими членами офиолитовой ассоциации, и обычно надстраиваются разрезами ордовика. Мощность верхнекембрийских толщ колеблется от 500 до 1000 м. Доля основных пород, среди которых преобладают толеитовые базальты типа N- и E-MORB, составляет 60–80%. Количество силицитов кремней и туфосилицитов увеличивается, как правило, в верхней части толщ [Дегтярев, 2012].

Островные дуги. Разрезы островодужного типа распространены в Сарысу-Тенизской (центральная часть), Селетинской, Бошекульской и Чингизской зонах, где они представлены нижне-среднекембрийским и верхнекембрийским–нижнеордовикским комплексами. В Сарысу-Тенизской зоне образования более древнего комплекса состоят в основном из лав и туфов базальтов, андезибазальтов, иногда андезитов общей мощностью около 1500 м. В остальных зонах разрезы нижне-среднекембрийского комплекса начинаются с вулканитов контрастной натриевой базальт-риолитовой серии мощностью 1500–2500 м, в которой лавы и туфы кислого состава слагают верхнюю ее половину [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. В Бошекульской зоне породы серии залегают на силлах офиолитовой ассоциации и прорываются гранитоидами с U-Pb возрастом 520–525 млн лет [Дегтярев и др., 2010]. Среди осадочных прослоев и пачек в верхней части серии в Селетинской, Бошекульской и Чингизской зонах собраны органические остатки ботомского яруса нижнего кембрия (ярус 3 кембрия по Международной стратиграфической шкале-2012). Выше обнажаются вулканиты основного, среднего и кислого состава дифференцированной известково-щелочной серии мощностью 1500–1800 м. Они датируются находками трилобитов и брахиопод в сопровождающих осадках концом раннего–началом среднего кембрия в Селетинской и Бошекульской зонах и средним кембрием – в Чингизской зоне. Эффузивы в первых двух зонах отличаются повышенным содержанием калия и местами относятся к шошонитовой серии. Среди пород на западе Селетинской и в Чингизской зоне присутствуют высокомагнезиальные разности, близкие к бонинитам [Дегтярев, 2012].

Вулканиты нижне-среднекембрийского комплекса всюду, кроме Сарысу-Тенизской зоны, пе-

рекрываются осадочными толщами: терригенно-кремнистой среднего кембрия–тремадока (Селетинская зона, 300–400 м), карбонатно-терригенной того же возраста (Бошекульская зона, 400–600 м), в Чингизской зоне – карбонатно-терригенной (50–100 м) и следующей выше терригенно-кремнистой (100–150 м) верхов среднего кембрия–нижнего ордовика. На этих толщах в тектонических покровах залегают вулканогенные образования верхнекембрийского-нижнеордовикского островодужного комплекса. Мощность верхнекембрийской части колеблется от 500–1000 (Бошекульская, Селетинская зоны) до 2000–2500 м (Чингизская зона). Большинство вулканитов в Селетинской зоне принадлежит дифференцированной известково-щелочной серии с повышенной натриевой и калиевой щелочной частью – шошонитовой и толеитовой сериям. Вулканические породы в двух других зонах относятся к нормальной известково-щелочной серии, в составе которой преобладают андезиты, реже присутствуют базальты, кислые лавы и туфы. В Сарысу-Тенизской зоне, на южном продолжении Селетинской, на вулканитах среднего кембрия с размывом залегают туфо-терригенные отложения и туфы среднего состава, содержащие прослой известняков с трилобитами середины верхнего кембрия (400–500 м) [Дегтярев, 2012].

Ордовик. Ордовикские разрезы чехольных комплексов заметно разнообразнее кембрийских.

Чехлы докембрийских массивов. В пределах Кокчетавского массива отложения с конодонтами нижнего ордовика местами слагают карбонатную толщу мощностью 700–800 м с прослоями красных алевролитов и кварцевых песчаников. В других районах они состоят из терригенной пачки (100 м), перекрытой карбонатно-терригенной (150 м) с черными фосфатоносными алевролитами [Degtyarev et al., 2016]. В Малом Каратау распространены карбонатная или терригенно-карбонатная толща нижнего ордовика (350 м) и терригенная толща с горизонтом органогенных известняков низов среднего ордовика (300 м). На верхнекембрийских отложениях Чуйского массива с размывом залегают преимущественно терригенная толща (400 м) вверху с граптолитами начала среднего ордовика. Нижний ордовик Кендыктасского массива представлен мощной (более 1200 м) терригенной толщей, в середине и вверху с прослоями известняков. Похожий фаунистически обоснованный разрез обнажается на Северо-Тяньшаньском массиве (630 м), который охватывает интервал от верхов нижнего до нижней части среднего ордовика. На западе Актау-Моинтинского массива верхнекембрийские известняки, прослоенные кремнями, нарастаются терригенно-карбонатно-кремнистой (250 м) и залегающей выше терригенной (550–600 м) толщами, возраст которых – ранний–средний ордовик. В центральной части этого массива верхне-

кембрийские осадки венчаются базальной терригенной пачкой и карбонатной толщей (600–700 м) с фауной нижнего–верхнего ордовика. Близкое строение и возраст имеет чехол на Джунгарском массиве, где кремнисто-терригенная толща (до 1000 м) с редкими потоками базальтов сменяется карбонатами мощностью 800 м и более [Дегтярев, 2003].

Рифтогенные прогибы. Разрезы кембрия в зонах Байконурской и Большого Каратау наращиваются нижнеордовикскими тонкотерригенными и углеродисто-кремнистыми, углеродисто-карбонатными осадками и среднеордовикскими пестроцветными кремнисто-глинистыми отложениями общей мощностью 100–300 м, которые сменяются флишеидными толщами среднего (Большой Каратау, более 300 м) и среднего–верхнего ордовика (Байконур, до 1500 м). На севере Байконурской зоны распространена верхнеордовикская терригенно-вулканогенная толща среднего состава (более 1500 м) [Хераскова, 1986].

Океанические бассейны. Ордовик распространен гораздо шире кембрия и известен как в каледонидах, так и среди варисцид, слагая чаще всего самостоятельные тектонические пластины и их пакеты. На северо-востоке Чингизской зоны это кремнистая толща нижнего ордовика (100–150 м). На юго-западе зоны известны кремнисто-базальтовые толщи нижнего (800 м) и среднего (250–300 м) ордовика, а также кремнистая и туфогенно-кремнистая толщи с конодонтами раннего–начала среднего ордовика (200–300 м) [Дегтярев и др., 2015б]. Вдоль юго-восточного края Бошекульской зоны распространены базальты, прослоенные туфосилицитами и кремнями верхов нижнего ордовика (300 м), туфосилициты и туффиты низов среднего ордовика (до 350 м). Эти толщи являются верхними частями фрагментированного разреза офиолитов. Во всех перечисленных местах базальты относятся преимущественно к толеитовой серии [Дегтярев, 2012]. На западе Еремантауской, в Атасуйской и Бурунтауской зонах распространены кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи глубоководного конденсированного разреза, датированного конодонтами верхнего кембрия, но в основном тремадоком–низами среднего ордовика. Их мощность в отдельных пластинах колеблется от 100 до 300–400 м [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Океанического типа разрезы расслоены или находятся среди средне-верхнеордовикских флишеидно-олистостромовых толщ. В Бошекульской зоне подобные толщи согласно перекрыты тонкотерригенными осадками верхнего ордовика мощностью 1000–1100 м [Дегтярев, 2012].

Нижнеордовикские толщи мощностью 200 м и более – кремнистая с горизонтами кварцевых песчаников (запад Селетинской зоны) и кремнисто-терригенная – надстраивают образования верхнего кембрия. Разрез нижнего ордовика Джаркаинагачской зоны наращивается глинисто-кремнистой тол-

щей нижнего–среднего ордовика (400 м) и песчано-глинистым с прослоями известняков флишем верхов среднего ордовика (до 2700 м) [Тектоника Казахстана..., 1982]. В Джалаир-Найманской зоне разрез ордовика заметно отличается. В этой зоне верхнекембрийские толеитовые и субщелочные базальты, содержащие вверху доломиты и кремни и местами перекрытые туфогенными породами, надстраиваются с размывом тремадокскими терригенными турбидитами с редкими горизонтами кремней (1000 м). Карбонатно-кремнисто-терригенные толщи верхов нижнего–низов среднего ордовика (800–2000 м) несогласно залегают на более древних образованиях, в том числе на раннекембрийских офиолитах [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Выше следуют флишеиды среднего ордовика (700–1000 м) и карбонатно-терригенные толщи верхов среднего ордовика–основания силура общей мощностью 2500–2800 м, содержащие значительное количество грубообломочных пород. На нескольких изолированных участках Джалаир-Найманской зоны присутствуют вулканиты основного, среднего и кислого состава (верхи нижнего ордовика, 50–300 м) или среднего и средне-основного состава (средний ордовик, до 800 м) [Тектоника Казахстана..., 1982].

В Горно-Алтайской зоне, рядом с разросшимся Сибирским палеоконтинентом, ордовикская часть флишеидов верхнего кембрия–нижнего ордовика представлена грубообломочными фациями (более 1000 м) [Дергунов, 1989].

Ордовикские разрезы океанического типа среди варисцид известны в Тектурмасской, Северо-Балхашской, Агадырской и Чарской зонах. Они всюду являются верхними членами дезинтергрированной офиолитовой ассоциации и представлены кремнисто-базальтовой ассоциацией мощностью до 1500 м, слагающей тектонические чешуи. Их возраст ранний–поздний ордовик (Тектурмасская зона), средний ордовик (Северо-Балхашская зона), поздний ордовик–ранний силур (Агадырская зона) и средний–поздний ордовик (Чарская зона). Базальты преобладают и относятся к толеитовой и субщелочной сериям [Герасимова и др., 1992; Самыгин и др., 2015]. В Северо-Балхашской зоне на них с размывом залегают грубо- и мелкообломочные породы верхнего ордовика с известняками и вулканитами кислого и среднеосновного состава (1800 м) [Геологическое строение..., 2000].

Островные дуги. Островодужные образования ордовика распространены в Чингизской, Акбастауской, Бошекульской, Северо-Карагандинской, Селетинской, Степнякской, Сарысу-Тенизкой (центральная часть), Кендыктасской и Северо-Тяньшанской зонах. В Чингизской и Бошекульской зонах нижнеордовикские вулканиты мощностью не менее 2000 м надстраивают верхнекембрийские разрезы. Вулканиты в разной степени дифферен-

цированы и относятся к известково-щелочной серии. Их венчают кремнисто-терригенные отложения низов среднего ордовика (до 1200 м). Более молодые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи перекрывают различные более древние породы. На северо-востоке Чингизской и на севере Бошекульской зон находятся среднеордовикские вулканы (1700–1800 м), которые выше по разрезу и латерально к югу сменяются туфогенными, кремнисто-туфогенными и вулканомиктовыми отложениями среднего ордовика (1000–1200 м). За пределами осевой полосы вулканитов эти осадки включают рифогенные известняки, местами имеют сложение “дикого флиша” и подстилают терригенный флиш мощностью до 2500 м верхов среднего ордовика [Тектоника Казахстана..., 1982; Дегтярев, 2012].

Шире, чем среднеордовикские, распространены вулканы верхов среднего–низов верхнего ордовика и продукты их перемыва (1800–2000 м). В Чингизской зоне их подстилают, а в Бошекульской перекрывают карбонатно-туфогенно-терригенные толщи (1000 м и более) близкого возрастного диапазона. Средне-верхнеордовикские вулканогенные породы имеют преимущественно основной и средний состав. Большая их часть относится к высококальциевой и нормальной известково-щелочной сериям, вверху в ограниченных объемах присутствуют вулканы шошонитовой серии [Дегтярев, 2012]. Вдоль юго-западной границы Чингизской зоны протягиваются остатки фронтальной невулканической дуги верхнего ордовика, сложенные коралловыми известняками (до 400 м), которые несогласно залегают на более древних комплексах и сменяются терригенными осадками (100–500 м), датированными концом позднеордовикской эпохи [Никитин, 1972].

Разнообразные по составу и степени дифференциации вулканы и связанные с ними кремнисто-туфогенные отложения среднего–верхнего ордовика распространены в Акбастауской и Северо-Карагандинской зонах. Мощность вулканогенных толщ колеблется от 1000 до 1500 м, замещающих их вулканогенно-осадочных пород – от 600 до 1000 м. На вулканиках Акбастауской зоны с размытом залегают органогенные известняки (до 500 м) [Самыгин, Хераскова, 1994].

На западе Селетинской зоны верхнекембрийские островодужные разрезы наращиваются вулканогенной толщей с трилобитами тремадока мощностью свыше 1400 м. Большинство вулканитов принадлежит к дифференцированной известково-щелочной серии с повышенной натриевой и калиевой щелочностью, меньшая часть – к шошонитовой и толеитовой сериям [Дегтярев, 2012].

В Степнякской зоне к рубежу кембрий–ордовик относится появление энсиалической дуги. Внизу это наземные субщелочные кислые вулканы и

грубообломочные продукты их разрушения (1000–1500 м), принадлежавшие известково-щелочной и щелочной сериям. U–Pb возраст кристаллизации субвулканических риолитов равен 483 ± 5 млн лет. Выше залегают терригенно-кремнистые осадки с конодонтами верхов нижнего–низов среднего ордовика (до 200 м), перекрытые базальтами с линзами туфосилицитов (200–250 м). В восточной части зоны распространены терригенные толщи грауваккового состава верхов нижнего–низов среднего ордовика (1700–2000 м), которые налегают на верхнекембрийско–тремадокские островодужные разрезы соседней Селетинской зоны [Дегтярев, 2012]. Терригенные толщи сменяются мощной базальт-андезит-дацитовой или андезит-андезибазальтовой серией середины среднего ордовика (до 3000 м), затем более молодой терригенно-туфогенной толщей (1500–2000 м), базальт-андезибазальтовыми либо сильнее дифференцированными вулканиками верхов среднего ордовика (1100–1500 м), терригенно-карбонатными и терригенными отложениями верхов среднего–низов верхнего ордовика (900–950 м) [Никитин, 1972]. Нижние две толщи этого разреза на западе Степнякской зоны замещаются аркозовыми и туфогенными флишоидами (1500 м). Более мощный осадочный комплекс распространен на востоке Селетинской зоны. Его слагают кремнисто-терригенная толща верхов нижнего–низов среднего ордовика (500–800 м), флишоиды, внизу с пачками туфитов, середины среднего ордовика (до 1800 м) и карбонатно-терригенная толща верхов среднего–низов верхнего ордовика (1000–1500 м) [Геологическое строение..., 2000].

Средне-верхнеордовикские образования центральной части Сарысу-Тенизской зоны и в Кендыктасской зоне по набору пород, их мощностям и по составу вулканитов близки к энсиалическому островодужному разрезу Степнякской зоны. В Северо-Тяньшаньской зоне средний ордовик представлен базальтовыми, андезибазальтовыми, вверху андезитовыми лавами и туфами, известняками и кремнями (900–2200 м). Вулканогенно-осадочные породы андезитового состава слагают верхнеордовикскую толщу (1500 м). U–Pb датировки андезитов равны 449 ± 6 млн лет [Kröner et al., 2008].

Средний палеозой – становление новой континентальной коры

Силур. В силуре в результате коллизионных и аккреционных процессов все докембрийские сиалические массивы, почти все раннепалеозойские островодужные сооружения и фрагменты океанических бассейнов были объединены в Протоказахстанский эпикаледонский континент, на котором местами стали накапливаться постколлизионные мелководные отложения с локальными проявлениями вулканизма. Силурийские толщи зале-

гают на нижнепалеозойских обычно несогласно, гораздо реже – без видимого несогласия (Атасуйская, Джалаир-Найманская зоны). Композитный протоконтинент, объединивший большинство каледонских зон, имел низкое стояние. К нему примыкал возникший на месте Чингизской зоны крупный структурный блок, в пределах которого еще не закончились островодужные процессы. Протоконтинент и этот блок окаймляли обширные морские бассейны [Моссаковский и др., 1993], в том числе Джунгаро-Балхашский и Обь-Зайсанский.

Эпикаледонский протоконтинент. В его пределах ниже-среднелландоверийские зеленоцветные и пестроцветные разнообломочные отложения мощностью до 2000 м известны на юге Божекульской, западе Северо-Карагандинской и востоке Сарысу-Тенизской зон. Комплексы среднего лландовери-венлока распространены значительно шире. На юге Селетинской, в Атасуйской и Кызылэспинской зонах это пестроцветные полимиктовые осадки (800–3000 м), местами с прослоями брахиоподовых известняков. На востоке Сарысу-Тенизской зоны и Актау-Моинтинского массива, на востоке Бурунтауской и в Текели-Илийской зонах комплексы представлены вулканогенно-терригенными толщами с известково-щелочными вулканитами преимущественно средне-основного состава натриевого типа щелочности. В прибалхашском районе Бурунтауской зоны преобладают высококалийные кислые лавы, которые чередуются с карбонатно-терригенными пачками. Общая мощность разреза здесь более 1500 м, в Текели-Илийской зоне – до 1000 м, в остальных зонах – 1500–3500 м. В Джалаир-Найманской зоне распространена нижнесилурийская терригенная толща (1100–1400 м), которая наращивает разрез ордовика. На западе Джунгарского массива обнажаются карбонатно-терригенные грубообломочные отложения нижнего силура (около 1000 м), залегающие на позднеордовикских гранитоидах [Геологическое строение..., 2000; Дегтярев, 2003]. К верхнему силуру в Северо-Карагандинской и Селетинской зонах относятся красноцветные осадки (1500–2000 м), в Бурунтауской и Текели-Илийской зонах – органогенные известняки с прослоями алевролитов (лудлов, 300–400 м) и карбонатно-вулканогенно-осадочная толща (пржидолий в Бурунтауской зоне, до 1000 м) [Геологическая карта..., 1984].

Чингизский островодужный блок. Силурийские образования этой структуры имеют окраинное положение. Они завершают становление сложной островной дуги. На северо-востоке блока нижнепалеозойские комплексы несогласно перекрыты толщей верхнего лландовери-нижнего лудлова (до 1700 м), сложенной терригенными отложениями с прослоями органогенных известняков, которые выше сменяются наземными вулканитами основного, средне-основного, реже кислого состава. В юго-

западной части блока на породах верхнего ордовика согласно залегает пестроцветная терригенная толща нижнего-среднего лландовери с потоками андезитов и андезибазальтов (1500–2000 м). Разрез верхнего лландовери-венлока сложен базальтами, андезибазальтами, андезитами, местами дацитами и прослоями красноцветных осадков (600–2000 м). Вулканиты относятся к известково-щелочной и шошонитовой сериям [Самыгин, Хераскова, 1994]. На севере этой полосы выделяется верхнесилурийская толща (1000–1200 м), состоящая из красноцветных и пестроцветных косослоистых отложений [Дегтярев и др., 20156].

Варисцийские бассейны. В центральной части Агадырской зоны Джунгаро-Балхашского бассейна обнажаются толеитовые базальты с горизонтами кремнистых пород и туффитов лландовери-нижнего венлока. Они слагают тектонические пластины, которые залегают среди грубообломочных и олистостромовых толщ верхнего силура (более 1000 м). На севере Агадырской, в Нуринско-Карасорской (запад) и Северо-Балхашской зонах распространены флишоиды мощностью от 2000–3500 до 4500 м (Нуринско-Карасорская зона) с фауной всех ярусов силура. Вверху флишоиды содержат линзы известняков, а в Северо-Балхашской зоне – прослой туфов среднего и кислого состава [Тектоника Казахстана..., 1982]. Для Чарской зоны Обь-Зайсанского бассейна характерен конденсированный разрез, состоящий из черных и зеленоцветных алевролитов, алевроитовых туфосилицитов, известняков с граптолитами нижнего силура-лудлова (350–400 м) [Ермолов и др., 1981].

Девон. Структурно-фациальное районирование девона впервые было предложено А.А. Богдановым [1984]. Вслед за ним выделяются четыре палеотектонические области (рис. 3). Первая – эпикаледонский континент, разросшийся к девону и испытавший подъем. На западе и севере этой области распространены континентальные красноцветные и пестроцветные обломочные породы молассового типа разного стратиграфического объема и подчиненные им вулканиты. Они залегают на всех более древних образованиях, включая силур, с угловым несогласием, заполняя наложенные орогенные впадины и грабены. Шире распространены отложения субплатформенного чехла, состоящие из морских мелководных преимущественно карбонатных осадков фамена. Вторая область соответствует зоне сочленения каледонид Центрального и Южного Казахстана и Джунгаро-Балхашских варисцид. Здесь получил развитие в качестве активной окраины палеоконтинента девонский краевой вулканический пояс, наземные породы которого залегают резко несогласно на подстилающих толщах, кроме, местами, силурийских. Третья область – Джунгаро-Балхашская – характеризует окраинный бассейн и отличается развитием морских отложе-

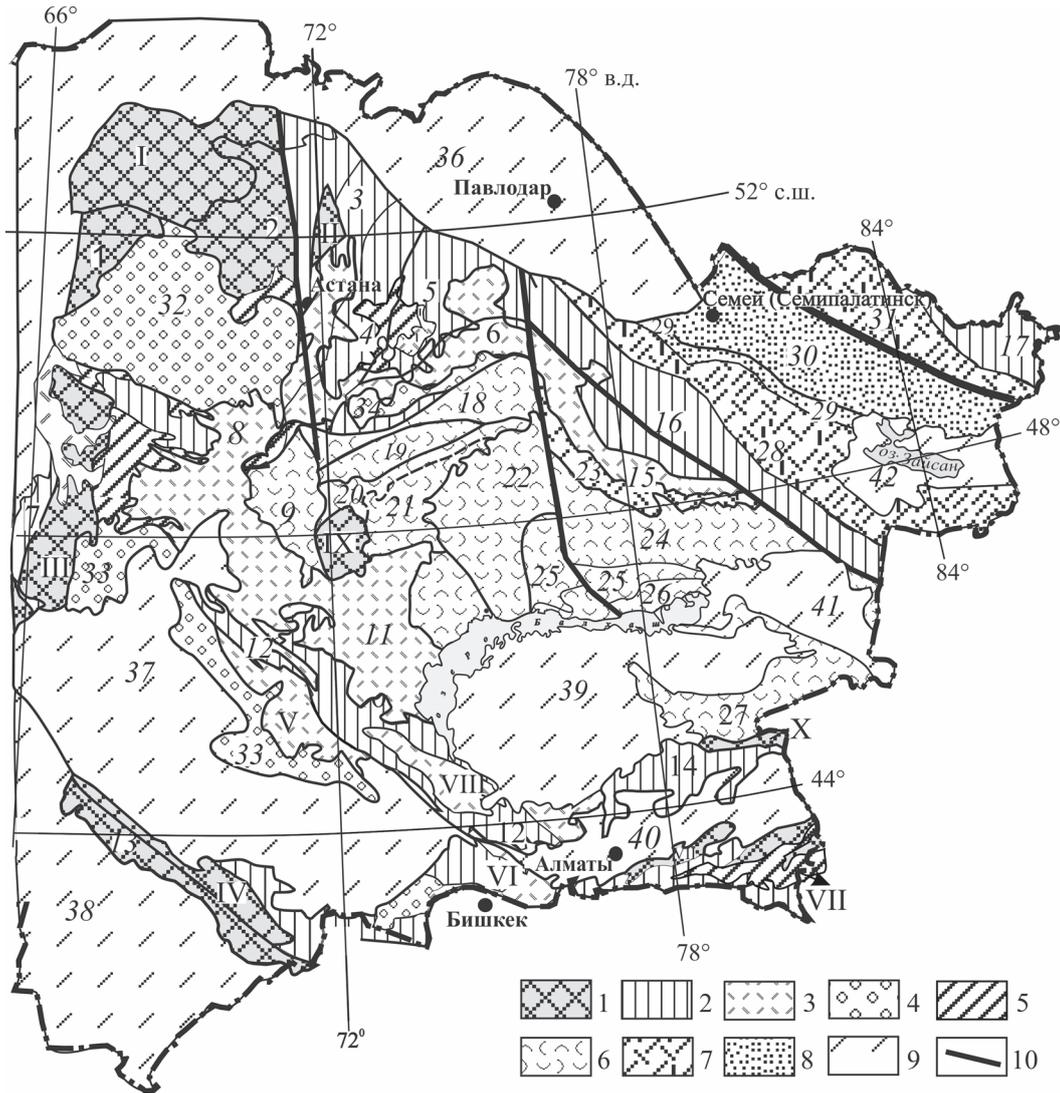


Рис. 3. Схема распространения девонских комплексов Казахстана.

1 – докембрийские массивы и области современного отсутствия девонских комплексов; 2 – область каледонид с ограниченным распространением девонских образований; 3 – краевой вулканический пояс; 4 – континентальные наложенные впадины; 5 – фамениан-турнейский субплатформенный чехол; 6 – морские вулканогенно-осадочные и осадочные отложения Джунгаро-Балхашской окраинноморской области; 7 – островодужные комплексы; 8 – комплексы Обь-Зайсанского океанического бассейна; 9 – мезозойско-кайнозойские отложения; 10 – крупнейшие разломы. Названия зон – см. рис. 1.

Fig. 3. Scheme of recent distribution of the Devonian formations in Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs and areas of the recent absence of the Devonian formations; 2 – Caledonides with subordinate amount of the Devonian formations; 3 – marginal volcanic belt; 4 – continental superimposed depressions; 5 – Famennian-Tournaisian sub-platform sedimentary cover; 6 – marine volcano-sedimentary and sedimentary deposits of Junggar-Balkhash marginal-sea area; 7 – island arc formations; 8 – formations of the Ob-Zaysan paleoceanic basin; 9 – Meso-Cenozoic sediments; 10 – main faults. For names of areas and zones see Fig. 1.

ний, которые к северу от оз. Балхаш согласно перекрывают толщи силура. Юго-восточнее оз. Балхаш формируется девонская океаническая кора. Четвертая область – Обь-Зайсанская – отвечает бассейну с корой океанического типа и окаймлявшим его островным дугам.

Эпикаледонский континент. К юго-востоку от Кокчетавского массива в Селетинской зоне на кры-

слях мелких наложенных мульд обнажаются нижедевонские отложения: красноцветные песчаники, включающие покровы андезитовых порфириров, выше они сменяются пачкой полимиктовых и туфогенных песчаников и кислых туфов. Общая мощность отложений 1100 м. Верхняя часть нижнего девона представлена чередованием андезитов и кварцевых альбитофиров (2000 м). На них с раз-

мывом залегают среднедевонские конгломераты и аркозовые песчаники с пачками андезитов (700–1200 м). Выше преобладают красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с остатками флоры живетско-франского возраста. Завершает разрез среднего–верхнего девона пачка грубозернистых терригенных пород мощностью 160–1670 м. На севере Ерементауской и Бошекульской зон аналогичные нижнедевонские образования без видимого несогласия перекрыты эйфельскими красноцветными отложениями (1400 м). Живетско-франские пестроцветные терригенные осадки с прослоями карбонатов (1500–1700 м) принадлежат здесь фациям солоновато-водной лагуны и пресноводного озера [Геологическое строение..., 2000].

По краям Тенизской и Джезказганской впадин вскрываются ниже-среднедевонские отложения мощностью около 2600 м [Геологическая карта..., 1984]. Внизу это пестроцветные конгломераты и песчаники, выше – маломощная пачка вулканогенных пород кислого состава. В Джезказганской впадине франские красноцветные терригенные породы (250–400 м) имеют клиноформное строение. На бортах впадины в подошве клиноформных пачек наблюдается несогласие, тогда как ближе к центру они залегают согласно. На западе Сарысу-Тенизской зоны средне-верхнедевонские породы выполняют серию грабенов запад-северо-западного простирания. Разрез в них начинается толщей лав андезибазальтов, которая выше сменяется осадочно-вулканогенной толщей риолитового состава с подчиненными потоками андезибазальтов. Совокупная мощность толщ меняется от центральных частей грабенов к их периферии от 4000 до 500 м. Венчается разрез залегающими с размывом франскими красноцветными грубообломочными осадками с флорой (700–150 м) [Геологическое строение..., 2000].

Фаменские отложения в пределах эпикаледонского континента распространены повсеместно. Они слагают нижнюю часть субплатформенного чехла, сохранившегося в разрозненных мульдах и впадинах, где часто трансгрессивно с базальными конгломератами перекрывают более древние образования. В отдельных структурах они с постепенным переходом залегают на осадках франского возраста. Для фамена характерны карбонатные фации с богатой фауной мощностью до 500 м и содержащие иногда пластовые марганцевые руды [Геологическое строение..., 2000].

Краевой вулканический пояс. В области наземного вулканизма раннего–среднего (эйфель) девона обособлены фронтальная (внешняя) и тыловая (внутренняя) части, которые различаются составом и петрохимией пород: низкощелочные и низкокальциевые образования внешней части пояса с удалением во внутренние зоны эпикаледонского континента сменяются высокощелочными и высококальциевыми фациями [Курчавов и др., 2000].

Во внешней части субширотного отрезка пояса (Северо-Карагандинская зона) в низах разреза большой объем занимают вулканиты кислого состава, в том числе игнимбриты, выше распространены андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Общая мощность достигает 2000 м. Внизу вышележащей толщи (500–2000 м) преобладают туфы, игнимбриты, туфогенные песчаники с остатками раннедевонских растений, сверху больше игнимбритов и туфолав риолитового состава. К низам среднего девона относится толща около 1200 м игнимбритов, риолитов и их туфов. Выше преобладают туфы кислого состава, игнимбриты и туфогенные песчаники с участием андезибазальтов (до 1000–2000 м). Завершают разрез пестроцветные вулканомиктовые и туфогенные конгломераты, содержащие пачки песчаников, алевролитов и лав андезибазальтов (500–2000 м).

В западной ветви вулканического пояса (Атасуйская, Бурунтауская, Кызылэспинская зоны) нижний–средний девона близок разрезу Северо-Карагандинской зоны. В более внутренних (западных) районах на них с размывом залегают верхнедевонская толща конгломератов с линзами игнимбритов. Эту толщу покрывают и частично фациально замещают песчаники и известняки фамена.

В северной внутренней части пояса (юг Бошекульской, Ерементауской и Селетинской зон) низы вулканогенного комплекса сложены андезибазальтами, вулканомиктовыми и туфогенными конгломератами и песчаниками (до 3000 м). В среднем девоне преобладают кислые лавы и пирокластиты (800–1500 м). На востоке Сарысу-Тенизской зоны развиты нижнедевонские вулканиты андезибазальтового и андезидацитового состава. В западном направлении они замещаются конгломератами, песчаниками и андезибазальтами общей мощностью 1000 м. Средний девон представлен пестроцветными обломочными, туфогенными и вулканогенными породами андезибазальтового и риодацитового состава (2700–3700 м) [Курчавов и др., 2000].

В восточной ветви пояса вулканический распространены в Акбастауской зоне и вдоль юго-западного края Чингизской зоны. Внизу залегают нижнедевонские эффузивы и туфогенные породы андезитового состава (до 2200 м). Выше появляются игнимбриты и лавы риолитового и трахириолитового (внутренняя часть пояса) состава (около 2000 м). Их сменяют туфогенно-терригенные породы верхов нижнего–низов среднего девона (500–700 м) [Дегтярев и др., 2015]. На северо-востоке Чингизской зоны по границе с Обь-Зайсанской океанической областью прослеживается прерывистая полоса нижнедевонско-эйфельских наземных вулканитов. В основании разреза этой полосы, имеющей, как и основной вулканический пояс, надсубдукционную природу, преобладают андезиты, андезибазальты и их туфы (400–900 м). В верхней части – кис-

лые и щелочно-кислые лавы, туфы и игнимбриты (500–1000 м) [Геологическая карта..., 1979, 1984].

Джунгаро-Балхашская область. В Каиндинской зоне девонские породы составляют разрез островной дуги [Самыгин и др., 2015], основанием которой служил дислоцированный аккреционный комплекс, сложенный породами ордовика и силура. В разрезе нижнедевонской части (до 1600 м) половина приходится на вулканыты – вулканические брекчии, агломераты, бомбовые туфы. Реже встречаются андезиты, трахиандезиты, андезидациты, дациты известково-щелочной серии. Среди осадков преобладают фациально-изменчивые вулканические и туфогенно-осадочные отложения. Довольно много карбонатных пород, содержащих кораллы пражского и эмского ярусов. Выше распространены игнимбриты, кварцевые порфиры, тефроиды риолитового состава (200–220 м), на которых несогласно залегает грубообломочная толща (500 м) с прослоями углеродистых аргиллитов и глинистых известняков, содержащих живетские формы кораллов. К верхней части живетского и к франскому ярусам отнесены полимиктовые конгломераты и гравелиты (1400 м), которые выше сменяются песчаниками, алевролитами и известняками. Завершают островодужный разрез кварц-плагиоклазовые порфиры и тефроиды дацитового состава предположительно фаменского возраста. В живетском веке заложился задуговой энсиалический прогиб, выполненный субщелочными андезибазальтами и их туфами (600–1000 м), несогласно перекрывшими образования краевого вулканического пояса. Основные вулканыты сменяются выше разностями более кислого состава (вплоть до трахириолитового) мощностью 1000 м и более. В сторону вулканического пояса этот разрез замещается и перекрывается карбонатно-терригенной толщей (до 3000 м), прослоенной пепловыми туфами и туффитами, накопление которой продолжалось до начала карбона [Геологическая карта..., 1984; Тектоника Казахстана..., 1982].

Разрез Нуринско-Карасорской зоны сформировался в приконтинентальном прогибе окраинного бассейна. Его слагают согласно надстраивающиеся силур полимиктовые песчаники и алевролиты с брахиоподами лоховского и пражского ярусов. Их сменяют эмские пестроцветные граувакки и вулканические, изредка прослоенные туфами основного и кислого состава. Общая мощность отложений достигает 2500 м и более. На западе зоны в основании находится пачка конгломератов с гальками основных и кислых вулканытов, яшм, известняков, кварцитов, гранодиоритов. Эйфельская часть разреза сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также тефроидами и риолитовыми пепловыми туфами, горизонты которых особенно многочисленны на востоке. Там живетский ярус представлен

туфогенными песчаниками и гравелитами с пачками вулканытов андезибазальтового и дацитового состава. Мощность среднего девона на востоке зоны 2500–3000 м. На западе мощность сокращается в несколько раз, внизу живета распространены известняки и известковистые песчаники, вверху – вулканические песчаники, туфопесчаники и пепловые туфы. На востоке Нуринско-Карасорской зоны известны породы фаменского возраста, представленные конгломератами, песчаниками и лавами андезибазальтов с линзами известняков. Мощность фамена здесь превышает 1500 м [Геологическое строение..., 2000].

Разрез девона Акжальской зоны, пограничной с каледонидами, в целом похож на разрез западной части Нуринско-Карасорской зоны. Его начинается мелкозернистые флишоиды (450–500 м), затем следуют туфогенные песчаники, алевролиты и кислые туфы (200–600 м) и красноцветные песчаники с эмской фауной. Средний девон не известен. К франскому ярусу отнесены терригенные осадки и кремнисто-глинистые сланцы (200 м). В вышележащей толще участвуют вулканыты риолитового, дацитового, реже андезитового состава (до 2000 м). Затем следуют красноцветные песчаники с линзами конгломератов (100–360 м), согласно перекрытые известняками фамена (400–500 м) [Геологическая карта..., 1984]. В Акжальской зоне распространены также фаменские углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатные флишоиды, приуроченные к грабенообразным структурам и свидетельствующие об их накоплении в относительно глубоководных условиях некомпенсированного прогибания [Тектоника Казахстана..., 1982].

Во внутренних зонах Джунгаро-Балхашского окраинного бассейна – Тастауской и Северо-Балхашской – в нижнедевонских разрезах преобладают зеленоцветные мелко-среднезернистые песчаники, содержащие маломощные прослои тонкозернистых туффитов кислого состава. Вверху в возрастающем количестве появляются туфогенные песчаники, алевролиты и пепловые туфы. Встречаются также линзы коралловых известняков (лохов), а выше – горизонты грубообломочных пород. Мощность лоховских-эмских толщ достигает 1000 м. Средний девон сложен мелкогалечными конгломератами, сменяющимися выше алевролитами с прослоями и линзами известняков и туфов дацитового состава (140–700 м). Отложения франского яруса представлены фациями разной глубинности. Это песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туфы кислого состава и известняки. Их максимальная мощность достигает 780 м. Северо-восточнее, в Баканасской зоне, распространены пестроцветные более тонкообломочные породы с остатками флоры (1000 м). В Северо-Балхашской зоне выделяются фаменские осадки – полимиктовые песчаники, конгломераты с многочисленными прослоями

органогенно-детритовых известняков (300–400 м) [Геологическое строение..., 2000].

На юго-востоке Джунгаро-Балхашской области девонские породы относятся к офиолитовой ассоциации. В Северо-Джунгарской зоне на серпентинитовом меланже залегает толща видимой мощностью более 200 м, сложенная афировыми пиллоулавами толеитовых базальтов с пачками яшм и линзами известняков с конодонтами и кораллами живетского яруса. Их согласно перекрывает кремнисто-терригенная толща верхнего девонатурне (до 2000 м) [Дегтярев и др., 1993].

Обь-Зайсанская область. В осевой Чарской структурной зоне девонские толщи типичны для палеоокеанического бассейна. Здесь распространены дислоцированные тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, толеитовыми базальтами, гиалокластитам, яшмами с радиоляриями нижнего девона и конодонтами среднего девона, алевритовыми туфосилицитами и редкими линзами пелагических известняков. С эйфеля появляются офиолитокластовые граувакки и массивы органогенных и биокластовых известняков, слагающих отдельные рифовые постройки, биогермы и банки. Вдоль границы Чарской и Калба-Нарымской зон обнажаются тонко переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты, реже пелитоморфные известняки и кальцилиты с конодонтами фамена (200 м). На этих осадках согласно залегает толща мощностью 700–1500 м лав и туфов базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов, чередующихся с фтанитами, яшмами и пластовыми известняками, содержащими конодонты позднего фамена–турне. Одновозрастный разрез черных глинистых сланцев и алевролитов (1500 м) занимает юго-западную часть Калба-Нарымской зоны [Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985].

В Жарма-Саурской зоне в живете развиты островодужные вулканы, их туфы и туффиты известково-щелочной серии с преобладанием пород среднего состава. Наряду с мелководными грубообломочными осадками и биогермными известняками нередко присутствуют более глубоководные кремнистые отложения. К верхнему девону относится формационно близкая толща, сложенная андезибазальтами, их туфами и вулканомиктами. Внизу залегает горизонт (100 м) конгло-брекчий с обломками эффузивов дацитового, андезидацитового состава и яшм. Выше преобладают шаровые базальты. Эта толща замещается к северо-востоку пиллоу-базальтами, перекрытыми пачкой (около 150 м) яшм с позднедевонскими конодонтами [Геологическая карта..., 1979; Никитина и др., 2002]. Рудно-Алтайская зона характеризуется разрезом островодужного типа, принадлежащим к конвергентной окраине Палеосибири. Здесь на зеленых сланцах ордовика (?) резко несогласно залегают базальт-риолитовая толща и вулканотерригенные мелководные осадки эйфельско-

франского возраста (3000 м и более). Среди вулканических известково-щелочной серии резко преобладают кремнекислые разности. Вдоль юго-западного края зоны распространены породы фаменского возраста (2000–3000 м). Вулканы образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов с подавляющим преобладанием андезитов и дацитов. Много грубообломочных и красноцветных вулканических накоплений и продуктов их размыва. К северо-востоку в задуговом прогибе они замещаются флишеподобной толщиной аргиллитов, алевролитов, тефрогенных и вулканомиктовых песчаников, кремнистых туффитов [Тектоника Казахстана..., 1982].

Поздний палеозой – терминальные этапы развития

Карбон. В каменноугольном периоде выделяются два этапа развития. Первый продолжает фаменскую трансгрессию и охватывает турнейское и частично визейское время, когда почти повсюду, включая эпикаледонский континент, господствовали морские условия седиментации с отложением терригенно-карбонатных пород субплатформенного чехла. Второй этап, который длился от середины визе до конца карбона, отличался контрастным изменением геодинамических обстановок. В результате возникла обширная область интенсивного вулканизма и континентального осадконакопления в отдельных впадинах. Морские остаточные бассейны сохранились только в Обь-Зайсанской области и в центральных и южных районах Джунгаро-Балхашской области. На втором этапе проявился в качестве новой орогенной структуры позднепалеозойский (включая пермь) наземный вулканический пояс, вложенный в виде дуги со смещением к югу в “раму” девонского пояса (рис. 4).

Эпикаледонский континент. В Чингизской зоне осадки турне продолжают разрез фамена, отличаясь более терригенным составом. Местами верхнетурнейские отложения несогласно залегают на среднедевонских породах и представлены песчаниками, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами (500–750 м). Их согласно надстраивает алевролит-песчаниковая толща нижнего–среднего визе с прослоями конгломератов, аргиллитов и углей (до 600 м) [Геологическая карта..., 1979; 1984].

В Северо-Карагандинской, Бошекульской и Еремантауской зонах в разрезах турне–визе, согласно надстраивающих фамен, преобладают алевролиты, песчаники и аргиллиты (200–600 м), вверху появляются прослои известняков, туффитов и углистых пород. На юго-западе Северо-Карагандинской зоны распространена терригенная толща верхнего визе–серпухова мощностью до 800 м, содержащая многочисленные пласты ка-

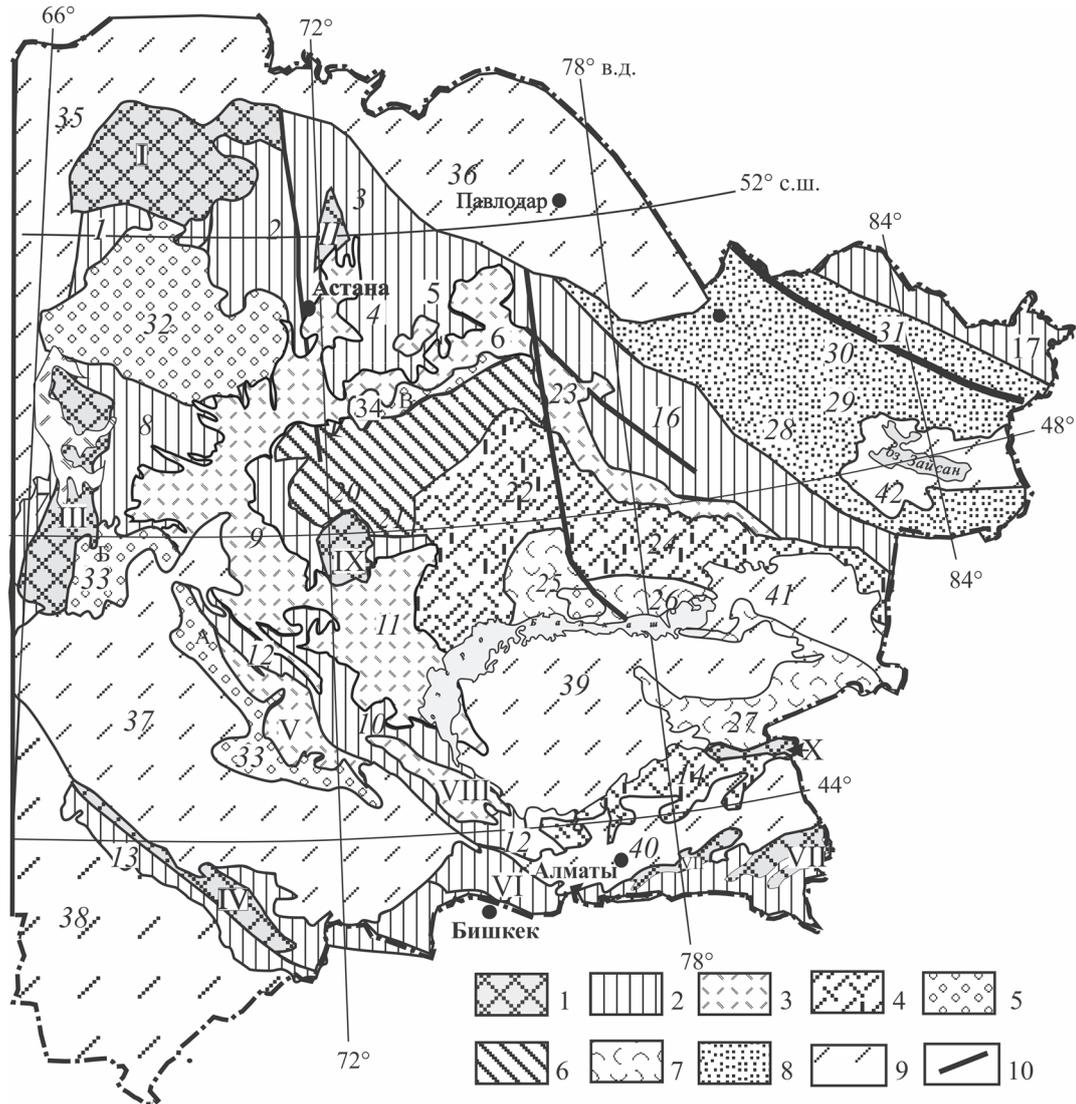


Рис. 4. Схема распространения позднепалеозойских комплексов Казахстана.

1 – докембрийские массивы; 2 – каледониды; 3 – девонский вулканический пояс; 4 – позднепалеозойский вулканический пояс; 5 – позднепалеозойские впадины (А – Тенизская, Б – Дзержказганская, В – Карагандинская); 6 – позднедевонская аккреционная призма; 7, 8 – остаточные морские бассейны: 7 – Джунгаро-Балхашский, 8 – Обь-Зайсанский; 9 – мезозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла; 10 – крупнейшие разломы. Названия зон – см. рис. 1.

Fig. 4. Scheme of recent distribution of the Late Paleozoic formations in Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs; 2 – Caledonides; 3 – Devonian volcanic belt; 4 – Late Paleozoic volcanic belt; 5 – Late Paleozoic intermountain depressions (A – Teniz, B – Dzhezkazgan, B – Karaganda); 6 – Late Devonian accretionary prism; 7, 8 – remnant seawater basins: 7 – Junggar-Balkhash, 8 – Ob-Zaysan; 9 – Meso-Cenozoic platform sedimentary cover; 10 – main faults. For names of areas and zones see Fig. 1.

менного угля (Карагандинский прогиб). На этой толще здесь согласно залегают отложения башкирского яруса (до 1200 м) – песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями углей, пепловых туфов и туфопесчаников. В верхней части верхнего карбона появляются пестроцветные более грубообломочные осадки (500 м). Севернее Карагандинского прогиба к башкирскому ярусу отнесены алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоя-

ми известняков и пепловых туфов кислого состава (170–300 м) [Геологическое строение..., 2000]. На западе эпикаледонского континента, в Тенизской и Дзержказганской впадинах, а также в Сарысу-Тенизской зоне к турне относятся постепенно сменяющие фаменские карбонаты органогенно-детритовые и рифогенные известняки с обильной фауной (120–450 м). Нижний-средний визе сложен известняками, алевролитами, полимиктовыми

известковистыми песчаниками, аргиллитами, мергелями, туффитами (90–340 м). Верхневизейские–серпуховские отложения представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков (220–660 м). Выше появляются углистые аргиллиты (160–650 м). Карбонатно-терригенные отложения башкирско-московского возраста в Тенизкой впадине имеют мощность 500–600 м. Одновозрастные осадки в Джекказганской впадине представлены ритмичным чередованием пестроцветных песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Вверху появляются известняки, иногда кремнистые туффиты. Мощность убывает к северному борту от 900 до 100 м. Залегающая с размывом более молодая толща (1000–300 м) состоит из полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями туфопесчаников и пепловых туфов. Завершают верхний карбон Джекказганской и Тенизкой впадин пестроцветные терригенные осадки, отличающиеся более широким развитием косослоистых грубообломочных разностей [Геологическая карта..., 1981; Геологическое строение..., 2000].

Обь-Зайсанская область. В Чарской сутурной зоне, представляющей фрагмент закрывающегося бассейна, к турне относятся алевролиты, аргиллиты, кремнистые туффиты тектонических пластин, залегающих в окружении олистостром среди граувакковых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев с гониатитами серпуховского возраста. Аналогичное положение занимают крупные биогермы известняков среднего–позднего визе [Тектоника Казахстана..., 1982; Беляев, 1985]. В смежных районах Калба-Нарымской зоны к визе относятся карбонатно-сланцевые осадки с преобладанием алевропелитов и детритовых известняков (300 м), несогласно перекрытые грубыми терригенными отложениями башкирия. Здесь и в Чарской зоне развиты орогенные мульды, в которых на более древних породах, дислоцированных в результате коллизии Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской островных дуг при максимальном сближении Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов, с размывом залегают позднекаменноугольные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями туфов и лав андезибазальтов и андезитов (до 1000 м). Выше преобладают песчаники, алевролиты, содержащие прослои и линзы грубообломочных осадков, пеллицеподовых известняков, а также редкие горизонты лимнических углей (500–700 м) [Геологическая карта..., 1979; Ермолов и др., 1981].

В Жарма-Саурской зоне в раннем, местами в позднем карбоне продолжил формирование островодужный разрез. Это толща андезитов, дацитов, их туфов, туфопесчаников и кремнисто-глинистых сланцев турне (900–2000 м). Визейский ярус

(3200 м) представлен терригенными полимиктовыми осадками, углисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с горизонтами лав и туфов андезибазальтового и андезитового состава, вверху с пачкой брахиоподовых известняков (500–900 м). Верхневизейско-серпуховские толщи сложены андезитами, андезибазальтами, их туфами, песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами (1500–2600 м). Вулканы к востоку замещаются преддуговым флишем кремнисто-терригенного, вулканомиктового и туфогенно-терригенного состава (более 2000 м). Залегающий с размывом верхний карбон в нижней части представлен конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми алевролитами, известняками (2000–3000 м) с брахиоподами и остатками флоры [Сальменова, Сергеева, 1998; Никитина и др., 2002]. На крайнем юго-востоке зоны распространены близкие по возрасту риолиты, дациты, андезиты, их туфы, песчаники (750–1700 м), которые согласно перекрывают серпуховские породы. В средней части верхнего карбона (800–1200 м) здесь преобладают вулканы – трахиандезиты, трахибазальты с прослоями песчаников и конгломератов, выше их сменяют риолиты, туфы и лавы дацитов, туфопесчаники и туфоалевролиты. На северо-западе развита пестроцветная конгломерат-песчаниковая толща с горизонтами базальтов, андезибазальтов и туфов (1500 м) [Геологическая карта..., 1979].

В Рудно-Алтайской зоне на фаменских отложениях задугового прогиба согласно залегают алевролиты, известковистые, углеродистые аргиллиты и песчаники турне (1600 м). Их с размывом и угловым несогласием перекрывают алевролит-карбонатные и конгломерат-песчано-алевролитовые углеродистые осадки визе (500–1200 м). Серпуховские отложения представлены известняками с прослоями алевролитов, известковистых песчаников, гравелитов, углисто-глинистых алевролитов (350–600 м). Местами на нижневизейских отложениях залегают песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты с линзами углей молассы нижней части верхнего карбона (300 м) [Геологическая карта..., 1979].

Джунгаро-Балхашская область. Внутренняя часть области отмечена кратковременной вспышкой в начале карбона островодужного вулканизма, который начался еще в фамене маломощными эксплозиями кислых туфов [Геологическая карта..., 1984; Третьяков и др., 2016а]. В узкой полосе вдоль западной и северной границ Северо-Балхашской зоны в турне и раннем визе накапливались кремнекислые лавы, игнимбриты, разнообломочные туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, местами андезиты (1200–1600 м). Количество вулканического материала быстро убывает с удалением от этой полосы. В нижнем турне Баканасской зоны преобладают песчаники, алевролиты, содержащие прослои известняков и туфов

кислого состава (до 600 м). На юге Токрауской зоны нижний визе сложен песчаниками, известняками и туфами риолитов (500–700 м). В Северо-Балхашской и Тастауской зонах распространены мелкообломочные терригенные осадки и туффиты визейского и серпуховского возраста. Их перекрывают серые, реже пестрые вулканомиктовые и полимиктовые песчаники и конгломераты с отдельными горизонтами известняков, кислых туфов и туффитов башкирского яруса. Общая мощность визейско-башкирского разреза 2500 м [Геологическая карта..., 1984].

В Северо-Джунгарской зоне турнейский ярус (550–1500 м) внизу представлен терригенными осадками с прослоями туфов кислого состава и известняков. В средней части встречаются магнетитовые песчаники, тефроиды основного состава. Разрез завершается пачкой туфогенных пород. Визейские, серпуховские и башкирские отложения (1500–2000 м) состоят из туфоалевролитов, туффитов, углистых аргиллитов, глинисто-кремнистого флиша, с прослоями песчаников в верхней части. На них с размывом и конгломератами в основании залегают полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и линзами известняков московского яруса (более 250 м) [Геологическая карта..., 1981; 1984].

Вулканический пояс. Эта структура является частью Евразийского окраинно-континентального пояса, который протягивался вдоль океана Палеотетис-II [Моссаковский и др., 1993], находившегося за пределами рассматриваемой территории.

По данным А.М. Курчавова [1984], к северу от оз. Балхаш разрез начинается с верхневизейско-серпуховских образований (500–2000 м), которые с размывом залегают на более древних породах. Они представлены наземными вулканитами базальтового, андезитового, дацитового, риолитового состава. Им подчинены песчаники, конгломераты, туффиты, углистые аргиллиты. Здесь же распространены нерасчлененные ниже-верхнекаменноугольные толщ (несколько десятков – 2900 м), разрез начинается с конгломератов, которые выше сменяются туфами андезидацитового, дацитового состава и автомагматическими брекчиями андезитов. Вверху локально развиты трахидациты и трахириолиты. В Токрауской зоне к низам верхнего карбона относятся конгломераты, туфоконгломераты и туфопесчаники, выше следуют трахиандезиты, андезиты, андезидациты, их брекчии, затем – трахидациты с горизонтами песчаников и алевролитов (900 м). Верхняя часть верхнего карбона представлена лавами и туфами риолитового состава, игнимбритами с редкими прослоями туффитов, алевролитов, песчаников и конгломератов (200–1100 м). На востоке зоны присутствуют андезидациты, трахидациты, андезиты и их туфы. В Баканаской зоне низы верхнего карбона сложены туфами андезитового, андезибазальтового состава, туфоконгло-

мератами, внизу с прослоями песчаников, сверху – риолитовых туфов, которые с размывом перекрыты кислыми вулканитами с флорой верхнего карбона-нижней перми.

В Текели-Илийской зоне южной ветви позднепалеозойского пояса (см. рис. 1, 4) вулканиты турнейского яруса (900–1200 м) с размывом залегают на фаменских и более древних отложениях. Разрез сложен риолитовыми и дацитовыми туфами, игнимбритами с прослоями песчаников и гравелитов. Только в средней части развиты базальты и андезибазальты. К визейскому ярусу (1200–2000 м) принадлежат агломераты и среднеобломочные туфы дацитового, риодацитового, риолитового состава, туфопесчаники, туфогравелиты, сверху с прослоями туфов андезитового состава и горизонтами углей. Вышележащая толща андезитов отнесена условно к серпуховскому ярусу. На ней согласно залегают верхняя часть верхнего карбона, представленная лавами с прослоями туфов риолитового и риодацитового состава (400 м) [Геологическая карта..., 1984].

Пермь. В пределах каледонид Центрального и Южного Казахстана пермские отложения известны на западе, где они накапливались в разрозненных впадинах, в большей или меньшей степени унаследованных от каменноугольного времени. В Тенизской и Джезказганской впадинах это красноцветные терригенные осадки с прослоями известняков и гипсов, включающие остатки флоры, ракообразных и рыб (3000–3600 м). В Джезказганской впадине они меденосные и соленосные [Геологическая карта..., 1984]. На территории Джунгаро-Балхашской области варисцид доказанные пермские осадочные отложения отсутствуют.

На севере позднепалеозойского пояса (Токрауская и Баканаская зоны), а также в его южном отрезке (Текели-Илийская зона) распространены вулканогенные толщ пермского возраста мощностью от сотен до 2000 м и более. Они отличаются от каменноугольных большей контрастностью состава продуктов извержений и увеличением общей щелочности пород. Кроме того, пермские вулканиты отличаются наибольшей контрастностью по соотношению оксидов калия и натрия по сравнению с равнокислотными породами каменноугольного возраста. В целом от внутренних частей Джунгаро-Балхашской области в сторону каледонид породы позднепалеозойского вулканического пояса (карбон и пермь) становятся более щелочными и более калиевыми, особенно пермские вулканиты на севере Токрауской зоны [Курчавов, 1984].

В северной части Обь-Зайсанской области варисцид пермские угленосные образования вскрыты под мезозойско-кайнозойским чехлом [Геологическая карта..., 1979]. На юге области вдоль северной границы Жарма-Саурской зоны обнажаются терригенные отложения нижней перми, включающие го-

рючие сланцы (до 300 м). Они наращивают разрез верхнего карбона и с размывом перекрыты верхнепермскими угленосными терригенными отложениями, включающими горизонты туфов андезитового состава (750 м) [Геологическая карта..., 1979]. В центральной части Обь-Зайсанской области к небольшим орогенным впадинам постколлизийного растяжения приурочены щелочно-кислые вулканы (500–1000 м) со спорами и пылью ранней перми [Ермолов и др., 1981].

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

Докембрийские плутонические комплексы были рассмотрены в разделе “Комплексы докембрийской континентальной коры”. Ниже указаны основные гранитоидные комплексы каледонид и варисцид. Гранитоиды в значительной степени преобладают среди плутонических пород Казахстана.

Почти все интрузивные комплексы каледонид связаны со становлением островных дуг. Среди раннекембрийских островодужных вулканитов Бошекульской зоны находятся тоналиты с U-Pb возрастом $527 \pm 8 - 525 \pm 3$ млн лет [Дегтярев и др., 2010]. Островодужные интрузивные комплексы нескольких поколений известны в Чингизской зоне. Там по геологическим данным установлены гранитоиды среднего кембрия, раннего ордовика и позднего силура [Тектоника Казахстана..., 1982; Дегтярев и др., 2015б]. В Степнякской зоне кислым вулканистам тремадока комагматичны гранодиориты с U-Pb возрастом 481 ± 5 млн лет [Kröner et al., 2008]. Становление средне-позднеордовикских островодужных комплексов Степнякской, Сарысу-Тенизской, Кендыктасской и Северо-Тяньшаньской зон завершилось внедрением гранодиоритов, U-Pb возраст которых варьирует от 454 ± 4 до 441 ± 1 млн лет [Дегтярев, 2012]. В пределах Кокчетавского докембрийского блока находится батолит, становление которого произошло в позднем ордовике–раннем силуре [Шатагин и др., 2001].

В пределах каледонид на консолидированном субстрате размещена подавляющая часть девонских гранитоидов, входящих в вулcano-плутоническую ассоциацию краевого пояса. U-Pb возраст отдельных интрузивов находится в интервале $411 \pm 7 - 391 \pm 1$ млн лет [Курчавов и др., 2007]. К пограничной области каледонид с варисцидами приурочены гранитоиды позднепалеозойского возраста. В пределах Актау-Моинтинского блока распространены граниты с U-Pb возрастом 309 ± 6 , 306 ± 7 и 301 ± 7 млн лет. В центральной части Чингизской зоны U-Pb возраст гранитов равен 297 ± 7 млн лет [Дегтярев и др., 2015б].

В варисцидах распространены гранитоиды от каменноугольного до позднепермского возраста. Площадь проявления интрузивного магматизма об-

ширнее ареала позднепалеозойских эффузивов. Rb-Sr возраст интрузивов в Нурынско-Карасорской зоне равен 301 ± 2 млн лет, в Северо-Балхашской зоне – 290 млн лет [Геологическое строение..., 2000]. В Калба-Нарымской зоне известен протяженный батолит, U-Pb и Ar-Ar возраст пород которого варьирует в интервале 310–270 млн лет [Хромых и др., 2016].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, формирование современной структуры палеозоид Казахстана происходило очень длительно – на протяжении почти 900 млн лет. Наиболее древние тектонические события зафиксированы в докембрийских комплексах, где сохранились проявления гренвильской орогении, датированные гранитизацией и внедрением гранитоидов в интервале 1150–950 млн лет. Гренвильская орогения привела к становлению значительного по размеру микроконтинента, состоявшего из древних сиалических образований Казахстана и находившегося на окраине суперконтинента Родиния. На микроконтиненте стал накапливаться эпигренвильский осадочный чехол. Было установлено, что 840–780 млн лет назад существовал краевой вулcano-плутонический пояс, возникший вдоль границы с Палеоазиатским океаном, который появился в начале распада Родинии. В дальнейшем одновременно с расширением палеоокеана началась, постепенно усиливаясь, деструкция микроконтинента. На рубеже поздний рифей–венд (криогений–эдиакарий) заложились Больше-Каратауский и Байконурский рифтогенные прогибы. В кембрии эпигренвильский микроконтинент распался на серию разномасштабных сиалических массивов и блоков, которые разделялись бассейнами и котловинами с океанической корой, окраинными по отношению к Палеоазиатскому океану. В результате сформировался мозаичный микроплитный ансамбль структур. Он осложнился с началом субдукционных процессов возникновением энсиматических островных дуг – Сарысу-Тенизкой, Селетинской, Бошекульской и Чингизкой. При этом океаническое корообразование неоднократно возобновлялось в различных местах в течение всего кембрия.

В конце кембрия–начале ордовика (рис. 5) произошла частичная перестройка микроплитного ансамбля. Существовавшие бассейны с океанической корой расширились, появились новые зоны спрединга (Тектурмасская, Северо-Балхашская, позже Агадырская зона) и возникли новые энсиматические островные дуги Акбастауская и Северо-Карагандинская, а также энсиалические дуги Степнякская и Северо-Тяньшаньская. В конце ордовика данные энсиалические дуги трансформировались в протяженные вулcano-плутонические пояса (Степняк-Сарысу-Тенизский и Северо-Тянь-

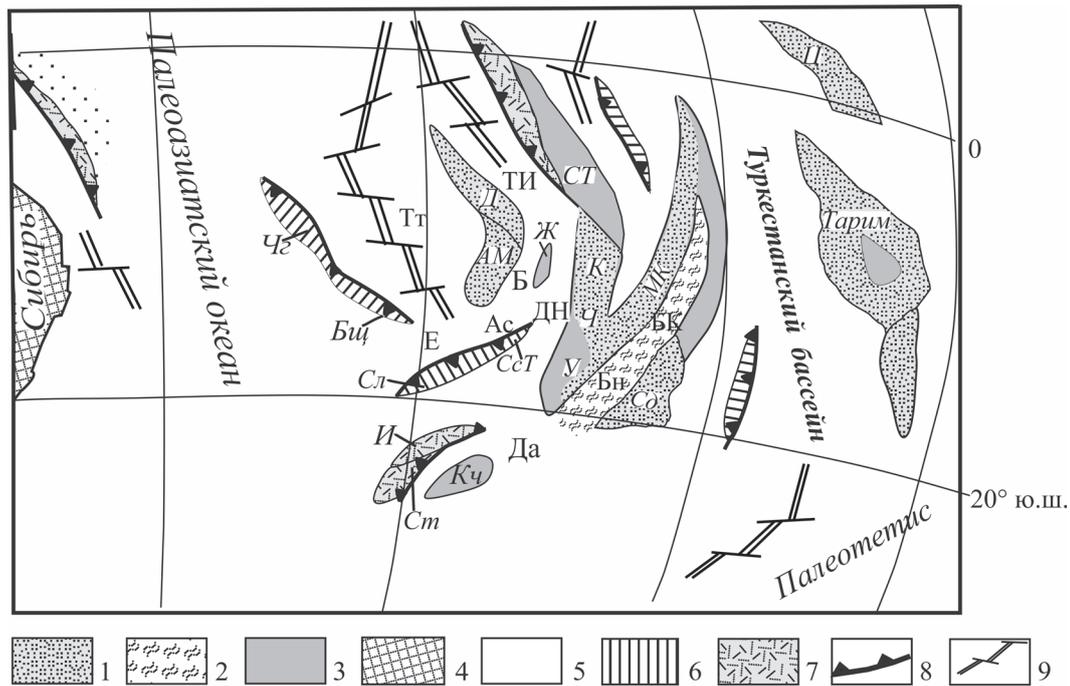


Рис. 5. Геодинамическая реконструкция Казахстана и соседних регионов для позднего кембрия–раннего ордовика (с использованием данных [Самыгин и др., 2015]).

1 – осадочные бассейны на континентальной коре; 2 – осадки эпиконтинентальных рифтогенных прогибов; 3 – области отсутствия континентальных осадков; 4 – зоны аккреции; 5 – области океанической коры с кремнисто-базальтовыми и кремнистыми чехлами; 6 – энсиматические островные дуги; 7 – энсиалические дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса; 8 – зоны субдукции; 9 – предполагаемые зоны спрединга.

Буквами указаны континентальные массивы: Кч – Кокчетавский, И – Ишкеольмесский, АМ – Актау-Моинтинский, Д – Джунгарский, Ж – Жельтавский, У – Улутауский, Ч – Чуйский, К – Кендыктасский, СТ – Северо-Тяньшанский, Сд – Сырдарьинский, МК – Малого Каратау, Ц – Цайдамский; бассейны и прогибы: Да – Джаркаинагачский, Е – Ерементауский, Ас – Атасуйский, Б – Бурунтауский, Тт – Тектурмасский, ДН – Джалаир-Найманский, ТИ – Текели-Илийский, Бн – Байконурский, БК – Большого Каратау; вулканические дуги: Чг – Чингизская, Бщ – Бошекулская, Сл – Селетинская, СсТ – Сарысу-Тенизская, Ст – Степнякская.

Fig. 5. Geodynamic reconstruction of Kazakhstan and adjacent territories for Late Cambrian–Early Ordovician (modified after [Samygin et al., 2015]).

1 – sedimentary basins on the continental crust; 2 – sedimentary rocks from epicontinental riftogenic troughs; 3 – areas free of continental sediments; 4 – accretionary zones; 5 – domains of oceanic crust with chert-basalt and chert covers; 6 – ensimatic island arcs; 7 – ensialic arcs and marginal continental volcanic belts; 8 – subduction zones; 9 – inferred spreading zones.

Abbreviations in figure. *Continental massifs and blocks:* Kch – Kokshetau, I – Ishkeolmes, AM – Aktau-Mointy, D – Junggar, Zh – Zheltau, U – Ulytau, Ch – Shu, K – Kendyktas, CT – North Tien Shan, Cd – Syr Darya, MK – Lesser Karatau, Ts – Tzaidam; *basins and troughs:* Da – Dzarkainagach, E – Eremantau, As – Atasu, B – Buruntau, Tt – Tekturmas, DN – Zhalaïr-Nayman, TI – Tekeli-Ili, Bn – Baikonur, BK – Greater Karatau; *volcanic arcs:* Chg – Chingyz, Bch – Boshchekul, Sl – Selety, CcT – Sarysu-Teniz, St – Stepyak.

шанский). С заложением в тремадоке Степнякской дуги на краю Ишкеольмесского континентально-го массива началось погружение под него смежно-го участка океанической коры. Субдукция привела к сближению Кокчетавского массива с Ишкеольмесским. После полного поглощения разделявшего их бассейна стал погружаться в зону субдукции и Кокчетавский массив. В результате его пододвигания произошел срыв с кристаллического основания позднерифейского осадочного чехла, породы фундамента были в разной степени расчешуены и надвинуты вместе с отслоившимся чехлом в противоположном направлении. К концу раннего ордовика

возникла крупная аккреционная призма, представленная коллажем кокчетавских аллохтонных пластин, среди которых местами сохранились небольшие фрагменты раннепалеозойских океанических разрезов [Тектоника Казахстана..., 1982].

Со второй половины ордовика стал раскрываться и быстро разрастаться Обь-Зайсанский океанический бассейн, фрагменты осевой части которого сохранились в сутурной Чарской зоне. При этом площадь остальных бассейнов Казахстана, включая Горноалтайский, начала сокращаться, и в них возобладала терригенно-турбидитная седиментация (рис. 6).

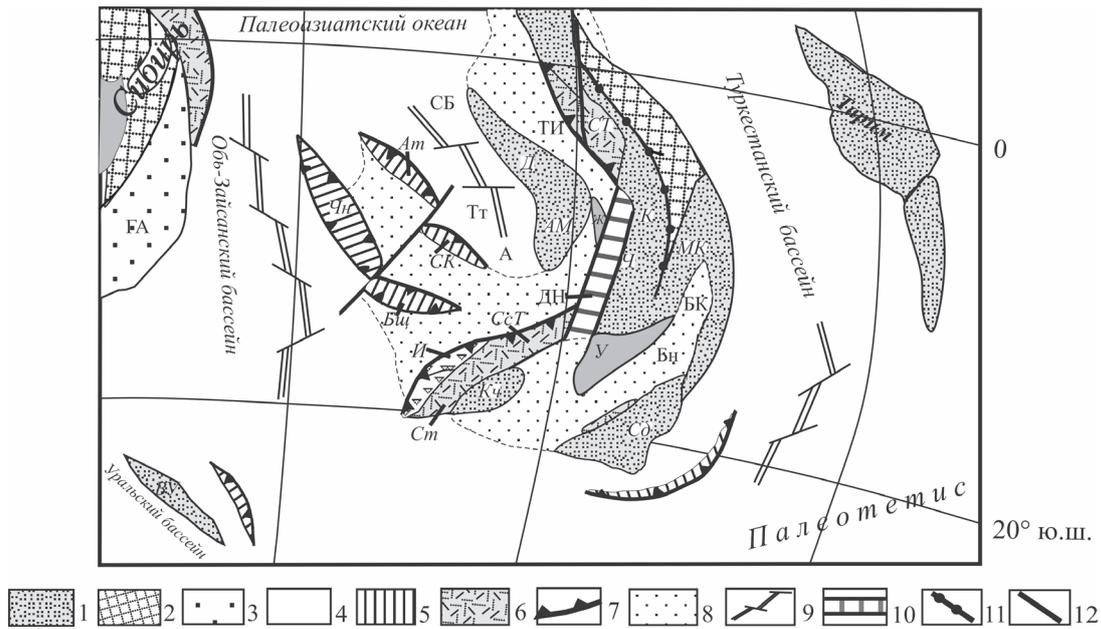


Рис. 6. Геодинамическая реконструкция Казахстана и соседних регионов для позднего ордовика (с использованием данных [Самыгин и др., 2015]).

1 – осадочные бассейны на континентальной коре; 2 – зоны аккреции; 3 – бассейны с терригенной седиментацией; 4 – области океанической коры с кремнисто-базальтовыми и кремнистыми чехлами; 5 – энсиматические островные дуги; 6 – энсиалические дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса; 7 – зоны субдукции; 8 – надсубдукционная аккреционная призма; 9 – предполагаемые зоны спрединга; 10 – сдвиговая зона; 11 – офиолитовая сутура; 12 – крупные разломы. Буквами дополнительно указаны: *BV* – Восточно-Уральский континентальный массив; *бассейны и прогибы*: *ГА* – Горно-Алтайский, *СБ* – Северо-Балхашский, *А* – Агадырский; *вулканические дуги*: *Ам* – Акбастауская, *СК* – Северо-Карагандинская. Остальные сокращения – см. рис. 5.

Fig. 6. Geodynamic reconstruction of Kazakhstan and adjacent territories for Late Ordovician (modified after [Samygin et al., 2015]).

1 – sedimentary basins on the continental crust; 2 – accretion zones; 3 – basins with terrigenous sedimentation; 4 – areas of oceanic crust with siliceous-basalt and siliceous covers; 5 – Ensimatic island arcs; 6 – ensialic arcs and marginal continental volcanic belts; 7 – subduction zones; 8 – super-subduction accretion prism; 9 – estimated spreading zones; 10 – shear zone; 11 – ophiolitic suture; 12 – large faults.

Abbreviations in figure. *BV* – East Ural continental massif; *basins and troughs*: *GA* – Gorny Altay, *SB* – North Balkhash, *A* – Aghadyr; *volcanic arcs*: *Am* – Aqbastau, *CK* – North Karaganda. Other abbreviations see in Fig. 5.

На рубеже ордовика и силура в результате субдукции под Степняк–Сарысу–Тенизский и Северо-Тяньшаньский вулcano-плутонические пояса и Акбастау–Северо-Карагандинскую островодужную систему смежные преддуговые бассейны были последовательно закрыты. Это привело к формированию на их месте различных аккреционных структур. Одновременно Джалаир-Найманский бассейн превратился в сдвигово-коллизонную зону между обрамлявшими его докембрийскими блоками. В силуре коллизонные и аккреционные процессы привели к объединению всех древних континентальных блоков, большинства островодужных сооружений раннего палеозоя и фрагментов океанической коры в один крупный эпикаледонский массив. Исключение составила Чингизская островная дуга, эволюция которой завершилась в позднем силуре внедрением гранитоидов, после чего эта структура перешла в континентальную стадию развития.

Казахстанский палеоконтинент, объединивший все каледонские зоны кроме Горно-Алтайской (см. рис. 1), окончательно оформился к девону. В разные интервалы девонского периода в Джунгаро-Балхашском и Обь-Зайсанском бассейнах, оставшихся в наследие от Палеоазиатского океана, началась субдукция океанической коры под палеоконтинент. В результате вдоль границ с Джунгаро-Балхашским бассейном возник ранне-среднедевонский наземный вулканический пояс. С конца лохкова по живет центральный и западный широкие сегменты его были магматически активны. Восточный сегмент пояса был узким. Здесь строение конвергентной окраины было осложнено почти одновременным появлением относительно небольшой Каиндинской дуги, в пределах которой вплоть до карбона функционировали подводные и островные вулканы. В зоне сочленения с Обь-Зайсанским океаническим бассейном возникла

протяженная Жарма-Саурская дуга, сохранявшая свою активность с живета по ранний карбон, местами дольше. По другую сторону Обь-Зайсанского бассейна, испытавшего дополнительное разрастание океанического дна, сформировалась средне-позднедевонская Рудно-Алтайская островная дуга.

Внутренние районы Казахстанского палеоконтинента отличаются широким развитием континентальных моласс конца среднего–начала позднего девона, которые часто ассоциируют с бимодальными вулканитами. Они выполняли ряд наложенных на каледонский фундамент впадин, наиболее крупные из которых находятся в Бошекульской, Селетинской, Сарысу-Тенизской зонах и по краям Джезказганской позднепалеозойской депрессии (см. рис. 1, 3).

Джунгаро-Балхашский бассейн на протяжении силура и девона (по фан включительно) характеризовался морским преимущественно терригенным осадконакоплением. На площади к северу от оз. Балхаш осадки становились с течением времени все более мелководными. Строение разрезов на разных участках зависело от расположения источников сноса, особенно районов активного вулканизма, расчлененности внутрибассейнового рельефа и степени прогибания отдельных зон. Вулканогенный материал в девонских разрезах в большом количестве присутствует лишь на востоке Нуринско-Карасорского прогиба вблизи Каиндинской дуги.

В конце живета перед широтным, частично западным сегментами девонского краевого вулканического пояса в результате субдукции возникла обширная аккреционная призма, охватившая Нуринско-Карасорскую (запад), Тектурмасскую, Ажальскую и Агадырскую зоны. В двух последних зонах в позднем девоне появились высококальциевые кремнекислые наземные магматические образования. В фане–раннем карбоне на территории Казахстанского палеоконтинента формируется терригенно-карбонатный субплатформенный чехол относительно небольшой мощности. Одновременно в пределах позднедевонской аккреционной призм, а также в Сарысу-Тенизской зоне появляются разно ориентированные грабены с черносланцевым (на призме) и карбонатным выполнением. В сократившемся Джунгаро-Балхашском бассейне вдоль его новой границы на некотором удалении от аккреционной призм и Каиндинской дуги на исходе фане и в начале карбона происходит кратковременная вспышка островодужного вулканизма. В Обь-Зайсанском бассейне островодужный разрез каменноугольного возраста присутствует в прибортовой Жарма-Саурской зоне.

В позднем палеозое на эпикаледонском континенте появляются орогенные впадины (см. рис. 4), заполнявшиеся отложениями, близкими к молассам, и угленосными осадками. С конца раннего карбона началось закрытие Джунгаро-Балхашского бассей-

на, а с позднего карбона – Обь-Зайсанского. Их закрытие и структурная перестройка были обусловлены процессами общего сжатия и латеральной аккреции, которые проявились на огромной площади и привели к формированию гигантского континента Северной Евразии. Позднепалеозойские вулканоплутонические комплексы Казахстана вошли в состав Евроазиатского окраинно-континентального вулканического пояса [Моссаковский и др., 1993], который протягивался вдоль океанического бассейна Палеотетис-II, находившегося за пределами рассмотренной территории. Коллизия на рубеже триаса континентальных масс, обрамлявших этот палеоокеан, завершила образование Центрально-Азиатского складчатого пояса вместе с его западной частью – казахстанскими палеозоидами.

ВЫВОДЫ

1. Формирование современной структуры палеозойид Казахстана происходило длительно и многоэтапно на протяжении почти 900 млн лет.

2. В результате гренвильской орогении сформировался микроконтинент, на котором в неопротерозое возникли краевой вулканический пояс, принадлежащий окраине андийского типа, и разновозрастный кварцито-сланцевый осадочный чехол. Кварцито-сланцевый чехольный комплекс по отношению к краевому вулканическому поясу представлял собой тыловые накопления, возникшие за счет размыва как пород фундамента микроконтинента, так и кремнекислых вулканитов краевого пояса.

3. В позднем рифее (криогении) началась деструкция эпигренвильского микроконтинента. Деструктивные процессы, происходившие в конце криогения, обусловили заложение и последующее развитие в эдиакарии протяженной рифтогенной системы, которая привела к постепенному обособлению отдельных массивов с осадочными чехлами терригенно-кремнистого или карбонатного состава. За пределами рифтогенных прогибов в конце эдиакария возникли зоны поднятий и тектонического скучивания с вероятным образованием тектонических покровов.

4. В раннем палеозое территория Казахстана представляла собой сложную мозаику различных палеоструктур. Преобладают четыре основных формационных типа разрезов: чехлы докембрийских континентальных массивов, энсиалические рифтогенные прогибы, океанические бассейны, различные островные дуги и подчиненные им структуры.

5. В силуре коллизионные и аккреционные процессы привели к объединению всех докембрийских сиалических массивов, почти всех раннепалеозойских островодужных сооружений и фрагментов океанических бассейнов в композитный Протоказахстанский эпикаледонский континент, на котором местами накапливались постколлизионные

мелководные отложения с локальными проявлениями вулканизма.

6. В девоне окончательно сформировался эпикаледонский континент, при этом обособились четыре палеотектонические области. Первая возникла на западе и севере континента, где происходило накопление континентальных моласс и подчиненные им вулканы. Они залегают с угловым несогласием, заполняя наложенные орогенные впадины и грабены. Распространены отложения субплатформенного чехла, представленные мелководно-морскими преимущественно карбонатными отложениями фанера. Вторая область соответствует зоне сочленения каледонид Центрального и Южного Казахстана и Джунгаро-Балхашских варисцид. Здесь сформировался девонский краевой вулканический пояс. Третья (Джунгаро-Балхашская) область характеризует окраинный бассейн и отличается развитием морских отложений. Юго-восточнее оз. Балхаш формируется девонская океаническая кора. Четвертая (Обь-Зайсанская) область отвечает бассейну с корой океанического типа и окаймлявшим его островным дугам.

7. В каменноугольном периоде выделены два этапа развития. На первом (турнейское и частично визейское время) формировался субплатформенный чехол терригенно-карбонатного состава. На втором этапе (от середины визе до конца карбона) возникла обширная область континентального осадконакопления и позднепалеозойский (включая пермь) наземный вулканический пояс, вложенный в виде дуги со смещением к югу в раму девонского вулканического пояса. Остаточные морские бассейны сохранились только в Обь-Зайсанской области варисцид и в Джунгаро-Балхашской области.

8. Образования пермского возраста распространены фрагментарно. В каледонидах Центрального и Южного Казахстана в орогенных впадинах, унаследованных от каменноугольного времени, развиты красноцветные терригенные отложения. На севере позднепалеозойского вулканического пояса (Токрауская и Баканасская зоны), а также в его южном отрезке (Текели-Илийская зона) распространены вулканогенные толщи пермского возраста. Они отличаются от каменноугольных большей контрастностью состава продуктов извержений и увеличением общей щелочности пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев С.Ю. (1985) Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 117с.
- Богданов А.А. (1984) Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, XXXIX(5-6), 40-68.
- Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. (2015) Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизивной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан). *Геология и геофизика*, 56(1-2), 89-109.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия восточноказахстанская. Объяснительная записка. (1979) Алма-Ата: Мингео СССР, 182 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия южноказахстанская. Объяснительная записка. (1981) Алма-Ата: Мингео СССР, 248 с.
- Геологическая карта Казахстана и Средней Азии масштаба 1 : 1 500 000 с приложениями. (1984) Л.: ВСЕГЕИ.
- Геологическое строение Казахстана. Ред. Г.Р. Бекжанова. (2000) Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 394 с.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. (1992) Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 67(3), 60-76.
- Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. (1989) Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 68-79.
- Дегтярев К.Е. (2003) Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойд Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (4), 14-34.
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. (Kuo-Lung Wang) (2015a) Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан). *Докл. АН*, 464(5), 584-588.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. (2007) Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозойдах Казахстана. *Геотектоника*, (1), 71-96.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2010) Раннекембрийские офиолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста. *Докл. АН*, 431(4), 503-508.
- Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. (1993) Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан). *Докл. АН*, 333(1), 63-65.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. (2015b) Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан). *Геотектоника*, 49(6), 20-51.
- Дергунов А.Б. (1989) Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 192 с.
- Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. (1987) О покровном строении Майтубинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан). *ДАН СССР*, 295(4), 928-932.
- Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. (2016) Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные. *Геология и геофизика*, 57(11), 1969-1991.
- Ермолов П.В., Антонюк Р.М., Гранкин М.С. (2012) Гео-

- динамика Южного Улутау в позднем протерозое. *Известия НАН Республики Казахстан. Сер. геологии и техн. наук*, **2**, 5-15.
- Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. (1981) Офиолиты Чарской зоны. *Офиолиты*. (Ред. А.А. Абдулин). Алма-Ата: Наука КазССР, 103-178.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. (1977) Венд Центрального Казахстана. *Материалы по геологии Центрального Казахстана*. (Ред. Ю.А. Зайцев). М.: Изд-во МГУ, 250 с.
- Курчавов А.М. (1984) Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). М.: Наука, 205 с.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. (2000) Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. *Геотектоника*, **(4)**, 32-43.
- Курчавов А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Толкачев М.Д., Исмаилов Х.К., Гранкин М.С., Долгань Ф.В. (2007) Первые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана. *Петрология*, **15(5)**, 547-555.
- Левашова Н.М., Гибшер А.С., Меерт Дж.Дж. (2011) Докембрийские микроконтиненты Урало-Монгольского пояса: новые палеомагнитные и геохронологические данные. *Геотектоника*, **(1)**, 58-79.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, **(6)**, 3-32.
- Никитин И.Ф. (1972) Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука КазССР, 244 с.
- Никитина О.И., Васюков Ю.А., Нургалиев Г.Х., Никитина Л.Г., Пирогова Т.Е. (2002) Литолого-стратиграфический и фациальный состав отложений верхнего девона и (?) нижнего карбона Жарминской СФЗ в центральной части Семипалатинского испытательного полигона. *Материалы Международного совещания*. Алматы: Изд-во НАН Республики Казахстан, 106-108.
- Пучков В.Н. (2009) "Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? *Геотектоника*, **(1)**, 3-22.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника*, **(4)**, 88-104.
- Сальменова Л.Т., Сергеева Л.В. (1998) Кояндинская и коконьская свиты Семипалатинского полигона. *Геология Казахстана*, **(1)**, 70-73.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1994) Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан). *Литология и полез. ископаемые*, **(3)**, 86-102.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, **49(3)**, 66-92.
- Тектоника Казахстана (1982). Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000. (Ред. А.В. Пейве, А.А. Моссаковский). М.: Наука, 139 с.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пилицына А.В., Яковлева С.З. (2016а) Мигматит-гнейсовый комплекс Чуйско-Кендыктаского сиалического массива (Южный Казахстан): строение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **467(2)**, 200-205.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Шатагин К.Н., Рязанцев А.В., Пилицына А.В. (2014а) Докембрийские магматические комплексы сиалических массивов Казахстана. *Мат-лы Второго Российско-Казахстанского Международного научного совещания "Корреляция Алтаид и Уралид"*. Новосибирск: СО РАН, 171-173.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2014б) Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Казахстан). *Мат-лы Всерос. науч. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы"*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014, **9**, 213-215.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. (2016б) Палеопротерозойские анорогенные гранитоды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **466(2)**, 196-201.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Пилицына А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. (2015) Неопротерозойские риолиты Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **462(3)**, 325-329.
- Хераскова Т.Н. (1986) Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 248 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, **(1)**, 5-28.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. (1995) Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны. *Докл. АН*, **342(5)**, 661-664.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Караваева Г.С. (2016) Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели. *Геология и геофизика*, **57(5)**, 983-1004.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. (2001) Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов. *Геотектоника*, **(5)**, 26-44.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and Its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age, and Tectonic Settings. *Geotectonics*, **50(1)**, 71-142.
- Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermelov P. (2008) Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole rock Nd isotopic systematic. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 118-130.

REFERENCES

- Belyaev S. Yu. (1985) *Tektonika Charskoi zony (Vostochnyi Kazakhstan)* [Tectonics of the Char zone (East Kazakhstan)]. Novosibirsk: Igig SB As USSR, 117 p. (In Russian)
- Bogdanov A.A. (1984) Main features of Central Kazakhstan Paleozoic structures. *Byull. MOIP. Otd., Geol., XXXIX*(5-6), 40-68. (In Russian)
- Buslov M.M., Dobretsov N.L., Vovna G.M., Kiselev V.I. Structural location, composition, and geodynamics of diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav subduction-collision zone of the Central Asian fold belt (northern Kazakhstan). *Geol. Geofiz.*, **56**(1-2), 89-109. (In Russian)
- Degtyarev K.E. (2003) Position of the Aktau-Dzhungar Microcontinent in the Structural Framework of the Paleozooids of the Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (4), 14-34. (In Russian)
- Degtyarev K.E. (2012) *Tektonicheskaya evolyutsiya ranne-paleozoiskikh ostrovoduzhnykh sistem i formirovanie kontinental'noi kory kaledonid Kazakhstana* [Tectonic evolution of the Early Paleozoic island arc systems and formation of the continental crust in the Caledonides of Kazakhstan]. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Kovach V.P., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Van K.-L. (Kuo-Lung Wang) (2015) Age and sources of Precambrian zircon-rutile placers of Kokchetav sialic massif (Northern Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 584-588. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V. (2007) Cambrian arc-continent collision in the Paleozooids of Kazakhstan. *Geotectonics*, **41**(1), 63-86.
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z. (2010). Early Cambrian ophiolites of the Boshchekul Zone (Central Kazakhstan): Structure of sections and age substantiation. *Dokl. Earth Sci.*, **431**(2), 413-417.
- Degtyarev K.E., Stupak A.F., Yakubchuk A.S. (1993) Devonian ophiolite in the Dzhungarskiy Alatau (southern Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **333**(1), 63-65 (In Russian)
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and Its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age, and Tectonic Settings. *Geotectonics*, **50**(1), 71-142.
- Degtyarev K.E., Tret'yakov A.A., Shatagin K.N., Kovach V.P. (2015) The formation processes and isotopic structure of continental crust of the Chingiz Range Caledonides (Eastern Kazakhstan). *Geotectonics*, **49**(6), 485-514.
- Dergunov A.B. (1989) *Kaledonidy Tsentral'noi Azii* [Caledonides of the Central Asia]. Moscow, Nauka Publ. 192 p. (In Russian)
- Dergunov A.B., Kheraskova T.N. (1987) About cover structure Maityubinsk anticlinorium (Ulutau, Central Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **295**(4), 928-932. (In Russian)
- Dmitrieva N.V., Letnikova E.F., Shkol'nik S.I., Vishnevskaya I.A., Kanygina N.A., Nikolaeva M.S., Sharf I.V. (2016) Neoproterozoic metavolcano-sedimentary rocks of Mozdok series South Ulutau (Central Kazakhstan): isotope-geochemical and geochronological data. *Geol. Geofiz.*, **57**(11), 1969-1991. (In Russian)
- Ermolov P.V., Antonyuk R.M., Grankin M.S. (2012) Geodynamics of the South Ulytau in the Late Proterozoic. *Izvestiya NAN Rep. of Kazakhstan. Ser. geologii i Tech. nauk.* **2**, 5-15. (In Russian)
- Ermolov P.V., Polyanskii N.V., Dobretsov N.L., Klenina N.L., Khomyakov V.D., Kuzebny V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D., (1981) Ophiolity of Chara zone. *Ophiolity* [Ophiolity]. (Ed. A.A. Abdulin). Alma-Ata. Nauka KazSSR, 103-178. (In Russian).
- Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Masshtab 1 : 500 000. Seriya vostochnokazakhstanskaya. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological Map of Kazakh SSR, scale 1 : 500 000. East Kazakhstan set: Explanatory Note]. (1979) Alma-Ata, Mingeo SSSR, 182 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Masshtab 1 : 500 000. Seriya yuzhnokazakhstanskaya. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological Map of Kazakh SSR, scale 1 : 500 000, South Kazakhstan set: Explanatory Note]. (1981) Alma-Ata, Mingeo SSSR, 248 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Kazakhstana i Srednei Azii masshtaba 1 : 1 500 000 s prilozheniyami* [Geological map of Kazakhstan and Central Asia scale 1 : 1 500 000 with applications]. (1984) Leningrad, VSEGEI Publ. (In Russian)
- Geologicheskoe stroenie Kazakhstana* [Geological Structure of Kazakhstan] (Ed. G.R. Bekzhanova) (2000). Almaty, Akademiya mineral'nykh resursov Respubliki Kazakhstan Publ., 394 p. (In Russian)
- Gerasimova N.A., Novikova M.Z., Kurkovskaya L.A., Yakubchuk A.S. (1992). New data on stratigraphy of the lower Paleozoic of the Tekturmas ophiolitic belt (Central Kazakhstan). *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **67**(3), 60-76. (In Russian)
- Grigaitis R.K., Il'chenko L.N., Kras'kov L.N. (1989) New paleontological data on Precambrian deposits of southern Ulutau (Central Kazakhstan). *Izv. Akad. nauk SSSR. Ser. Geol.*, (1), 68-79. (In Russian)
- Kheraskova T.N. (1986) *Vend-kembriiskie formatsii kaledonid Azii* [Vendian-Cambrian formations in the Central Asian Caledonides]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A. N., Samygin S.G., (2010) Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of the Paleasian Ocean. *Geotectonics*, **44**(1), 3-24.
- Kheraskova T., Samygin S., Ruzhentsev S.V., Mossakovskii A.A. (1995) Late Riphean marginal continental belt of the East Gondwanaland. *Dokl. Akad. Nauk*, **342**(5), 661-664.
- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakiina G.N., Khubanov B.V., Karavaeva G.S. (2016) Late Paleozoic granitoid magmatism of the Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: testing the plume model. *Geol. Geofiz.*, **57**(5), 983-1004.
- Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermelov P. (2008) Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole rock Nd isotopic systematic. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 118-130.
- Kurchavov A.M (1984) *Zonal'nost' orogennykh vulkanitov Kazakhstana (na primere verkhnego paleozoya)* [Zoning of orogenic volcanic rocks of Kazakhstan (on the example of Upper Paleozoic)] Moscow, Nauka Publ., 205 p. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Zhukovskii V.I., Khamzin B.S., Mazurov A.K., Khamza S.Kh. (2000) Zonation, segmentation and paleogeodynamics of

- the Devonian volcanic belt in Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (4), 32-43. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Tolkachev M.D., Ismailov K., Grankin M.S., Dolgan' F.V. (2007) First U–Pb and Sm–Nd isotopic data after granitoides of the Devonian volcanic belt of Kazakhstan. *Petrologiya*, 15 (5), 547-555. (In Russian)
- Levashova N.M. Gibsher A.S., Meert J. John (2011) Precambrian microcontinents of the Ural-Mongolian belt: new paleomagnetic and geochronological data. *Geotektonika*, (1), 58-79. (In Russian)
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russian)
- Nikitin I.F. (1972) *Ordovik Kazakhstana. Ch. I. Stratigrafiya* [Ordovician of Kazakhstan. Pt 1. Stratigraphy]. Alma-Ata, Nauka KazSSR Publ., 244 p. (In Russian)
- Nikitina O.I., Vasyukov Y.A., Nurgaliev G.Kh., Nikitina L.G., Pirogova T.E. (2002) Litho-stratigraphic and facies composition of sediments of the Upper Devonian and (?) Lower Carboniferous area of Zharma SFZ in the Central part of the Semipalatinsk test site. *Materialy Mezhdunarodnogo soveshchaniya* [Materials of the International meeting]. Almaty, Publishing House of Kazakhstan SSR, 106-108. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2009) "Great discussion" on plumes: so who is right after all? *Geotectonics*, (1), 3-22. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) Interrelation of Plate-tectonic and Plume Processes. *Geotectonics*, (4), 88-104. (In Russian)
- Sal'menova L.T., Sergeeva L.V. (1998) Koyandinskaya and Kokon suites of Semipalatinsk test site. *Geologiya Kazakhstana*, (1), 70-73. (In Russian)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1994) Formations and sedimentation settings at the Early Paleozoic active margin of the Chingiz Ridge, Central Kazakhstan. *Lithol. Polezn. Iskop.*, (3), 86-102. (In Russian)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic Evolution of Kazakhstan and Tien Shan in Neoproterozoic and Early–Middle Paleozoic. *Geotectonics*, 49(3), 219-241.
- Shatagin K.N., Degtyarev K.E., Golubev V.N., Astrahancev O.V., Kuznecov N.B. (2001) Vertikal'naya i lateral'naya neodnorodnost' kory Severnogo Kazakhstana: dannye geokhronologicheskogo i izotopno-geokhimicheskogo izucheniya paleozoiskikh granitoidov. *Geotektonika*, (5), 26-44.
- Tektonika Kazakhstana Ob'yasnitel'naya zapiska k Tektonicheskoi karte Vostochnogo Kazakhstana masshtaba 1 : 2 500 000. (Red. A.V. Peive, A.A. Mossakovskii)* [Tectonics of Kazakhstan. Explanatory Notes to the Tectonic Map of the Eastern Kazakhstan at scale 1 : 2 500 000. (Eds A.V. Pejve, A.A. Mossakovskii)]. (1982) Moscow, Nauka Publ., 139 p. (In Russian).
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Kotov A.B., Shatagin K.N., Ryazantsev A.V., Pelicana A.V. (2014a) Precambrian magmatic complexes of Kazakhstan sialic massifs. *Materialy II Rossiisko-Kazakyskoi nauchnoi konferentsii "Korrelyatsiya Altaid I Uralid"* [Materials of the Second Russian-Kazakhstan International scientific meeting "Correlation of Altaid and Uralid"]. Novosibirsk, SB RAS, 171-173. (In Russian)
- Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Kotov A.B., Sa'lnikova E.B., Pilitsyn A.V., Yakovleva S.Z. (2016a) Migmatite gneiss complex Choo-Kendyktas sialic massif (southern Kazakhstan): structure and justification of the age. *Dokl. Earth Sci.*, 467(2), 200-205.
- Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Shatagin K.N., Kotov A.B., Letnikova E.F., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z. (2014b) late Cambrian magmatism of Southern Ulutau (Central Kazakhstan). *Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii "Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery"* [Materials of the all-Russian scientific meeting "Geodynamic evolution of the lithosphere"] IZK SB RAS, 213-215. (In Russian)
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Shatagin K.N., Kotov A.B., Ryazantsev A.V., Pilitsyn A.V., Yakovleva S.Z., Tolmacheva E.V., Plotkina Yu.V. (2016b) Paleoproterozoic anorogenic granitoida Delta-scope sialic massif (southern Kazakhstan): structural position and age substantiation. *Dokl. Akad. Nauk.*, 466(2), 196-201. (In Russian)
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Shatagin K.N., Pelicana A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Plotkin V. (2015) Neoproterozoic rhyolites Precambrian Ulutau massif (Central Kazakhstan): structural position and age substantiation. *Dokl. Akad. Nauk*, 462(3), 325-329. (In Russian)
- Zaitsev Yu.A., Kheraskova T.N. (1979) *Vend Tsentral'nogo Kazakhstana* [Vendian of the Central Kazakhstan] (Red. Yu.A. Zaitsev). Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 250 p. (In Russian)

Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье)

© 2019 г. М. Ю. Гущина, А. В. Моисеев, М. И. Тучкова

Геологический институт Российской академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7,
e-mail: dybree@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.07.2018 г., принята к печати 28.09.2018 г.

Объект исследований. В статье изложены результаты изучения петрографического, минерального и гранулометрического состава туфопесчаников перекатнинской свиты (альб-турон). *Материалы и методы.* В основу работы лег материал, полученный в ходе полевых исследований на территории Усть-Бельских гор (Корякское нагорье), выполненных в 2011 и 2016 гг. сотрудниками ГИН РАН. В статье предлагаются результаты, полученные путем комплексного изучения осадочных пород с применением гранулометрического и минералогического анализов на основании петрографического метода. *Результаты.* Туфопесчаники представлены кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками. Среди литокластов в них преобладают обломки вулканитов среднего и кислого состава. При высоких содержаниях литокластов в пробах отмечаются относительно небольшое количество кварца и полевых шпатов, а также общее укрупнение зерен. Увеличение доли литокластов и укрупнение зерен происходят с юго-востока на северо-запад, что позволяет установить направление миграции материала от источника сноса, располагавшегося в северо-западной части исследуемого региона. По результатам гранулометрических и минералогических исследований установлено, что рассматриваемые отложения формировались за счет мутьевых потоков, в умеренно глубоководных морских условиях, в сравнительно небольшой удаленности от берега, где реки (их дельты) обеспечивали поставку обломочного материала. *Выводы.* Полученные данные подтверждают предположения о формировании перекатнинской свиты в морских условиях на континентальной окраине (склоне). Условия образования туфопесчаников соотносимы с условиями, характерными для областей вблизи дельт и/или проделей. Осадконакопление туфопесчаников происходило синхронно с вулканизмом, который был связан с существованием активной континентальной окраины (Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс).

Ключевые слова: Корякское нагорье, перекатнинская свита, литология, генетические диаграммы, гранулометрический анализ, минералогический анализ

Tuff-sandstones of Perekatnaya Formation: composition, genesis, sources of demolition (Ust'-Belsky Mountains, Koryak Highland)

Mariia Yu. Gushchina, Artem V. Moiseev, Marianna I. Tuchkova

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky line, Moscow, 119017 Russia,
e-mail: dybree@yandex.ru

Received 13.07.2018, accepted 28.09.2018

Subject. The article presents the results of studying the petrographic, mineralogical and granulometric compositions of the tuff-sandstones of the Perekatnaya formation (Albian-Turonian). *Materials and methods.* The work based on the material obtained in the field research in the Ust-Belsky Mountains (Koryak Highlands), which carried out in 2011 and 2016 by employees of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. The article proposes the results of comprehensive study of sedimentary rocks with using granulometric and mineralogical analyzes based on the petrographic method. *Results.* Tuff-sandstones represented by quartz-feldspar, feldspar and proper greywackes. Fragments of acidic and intermediate rocks dominated among the fragments of rocks. At high lithoclast contents, the amount of quartz and feldspars are less in the samples, and the grains become larger. The increase in the proportion of lithoclasts and the coarsening of grains occurs from the southeast to the northwest, which allows us to establish the direction of migration of material from the source, which was located in the northwestern part of the region. According to the results of granulometric and mineralogical studies it was established that sediments were formed by high-speed turbidites, in moderately deep marine conditions, in a relatively small distance from the coast, where the rivers (their deltas) provided clastic material. *Conclusion.* It was confirm that the assumptions about generation of Perekatnaya formation in marine conditions on the continental margin (slope). The conditions of sedimentation of the tuff-sandstones are correlated with conditions of prodelts

Для цитирования: Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. (2019) Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье). *Литосфера*, 19(3), 372-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-372-385

For citation: Gushchina M.Yu., Moiseev A.V., Tuchkova M.I. (2019) Tuff-sandstones of Perekatnaya Formation: composition, genesis, sources of demolition (Ust'-Belsky Mountains, Koryak Highlands). *Litosfera*, 19(3), 372-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-372-385

or regions near deltas and prodelt. Sedimentation occurred synchronously with volcanism, which was associated with the existence of an active continental margin.

Keywords: Koryak highland, Perekatnaya Formation, lithology, genetic diagrams, granulometric analysis, mineralogical analysis

Acknowledgments

The article was prepared with the support of the grants of the President of the Russian Federation MK-132.2017.5 and RFBR 17-05-00795. Fieldwork was carried out with the financing of the grant RNF16-17-10251.

ВВЕДЕНИЕ

Усть-Бельские горы расположены на Северо-Востоке России (рис. 1) в северо-западной части

Корякско-Камчатской складчатой области (рис. 2), которая относится к континентальным окраинам аккреционного типа, образованным при последовательном приращении к континенту разнообразных

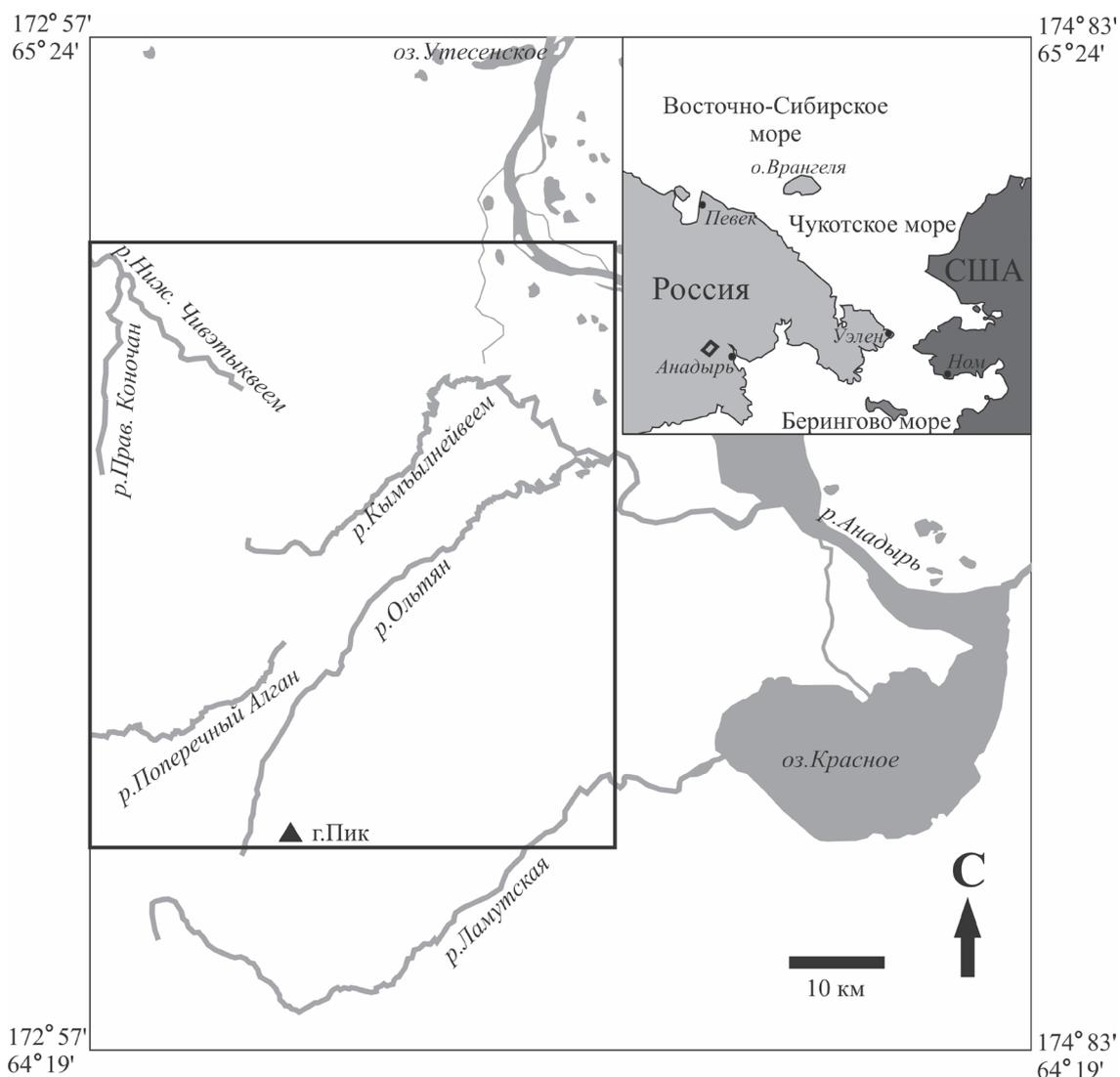


Рис. 1. Физико-географическое положение района Усть-Бельских гор.

Здесь и на рис. 2 черным квадратом отмечен район работ.

Fig. 1. Physico-geographical position of the region of Ust-Belsky Mountains.

Here and at Fig. 2 a black square marks the area of work.

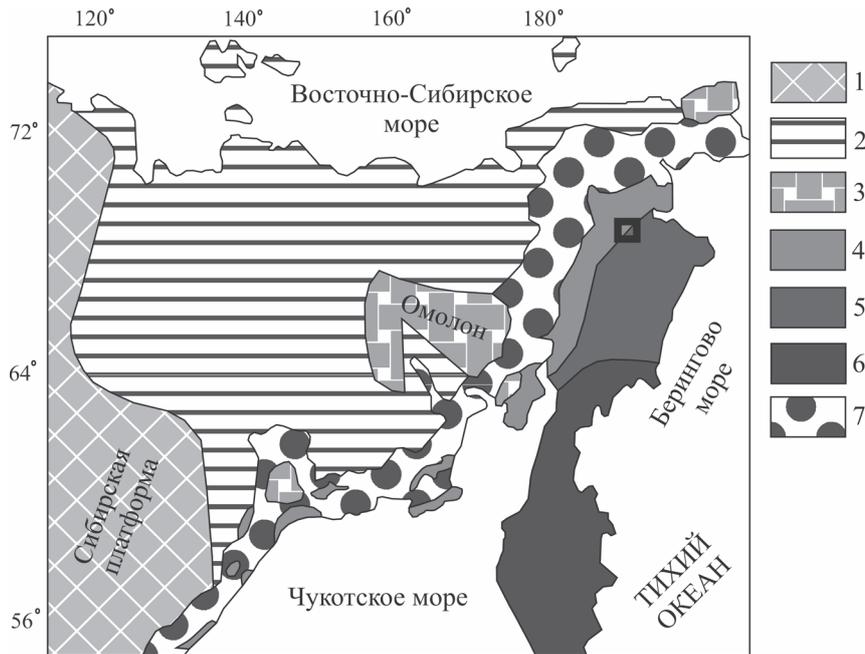


Рис. 2. Тектоническая схема Северо-Востока Азии [Соколов, 2010, с изменениями].

1 – Сибирская платформа; 2, 3 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 2 – палеозойско-мезозойские отложения, 3 – террейны с континентальной корой; 4–6 – Корьякско-Камчатская складчатая область: 4 – Западно-Корьякская складчатая система, 5 – Анадырско-Корьякская складчатая система, 6 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Fig. 2. Main tectonic elements of Northeast Asia [Sokolov, 2010, with changes].

1 – Siberian Platform; 2, 3 – Verkhoyansk-Chukotka Fold Region: 2 – Paleozoic and Mesozoic rocks, 3 – terranes with continental crust; 4–6 – Koryak-Kamchatka Fold Region: 4 – West Koryak Fold System, 5 – Anadyr-Koryak Fold System; 6 – Olyutor-Kamchatka Fold System; 7 – Okhotsk-Chukotka volcanic belt.

террейнов [Парфенов и др., 1993; Соколов, 2010]. Геологическая история и условия образования структурно-вещественных комплексов района Усть-Бельских гор важны для понимания тектоники Корьякского региона и Северо-Востока Азии в целом. Именно в данном регионе можно наблюдать взаимоотношения Западно-Корьякских структур, представленных Усть-Бельским террейном, и Анадырско-Корьякских структур Алганского террейна. Однако район удален и труднодоступен, поэтому изучен недостаточно хорошо и неравномерно. Основное внимание предшественников было сосредоточено на его магматических породах, а не на терригенных отложениях, хотя для определения особенностей эволюции складчатых систем исследование обломочных пород крайне важно.

Перекактинская свита слагает всю центральную часть Алганского прогиба [Зинкевич, 1981]. Туфопесчаники этой свиты отложены в альб-туронское время [Соколов, Бялобжеский, 1996], достаточно примечательное в истории Северо-Востока Евразии. Оно характеризуется рядом кардинальных перестроек, в результате которых образован структурный план, близкий к современному. В предпозднеальбское время произошла коренная перемена в струк-

турном плане Усть-Бельских гор, связанная с отмиранием зоны субдукции среднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, которая развивалась вдоль границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики [Некрасов, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1999], и началом формирования структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Именно поэтому для решения вопросов, касающихся истории развития Северо-Востока Евразии, важно изучение отложений перекактинской свиты.

Таким образом, целью настоящей работы является восстановление условий формирования туфопесчаников перекактинской свиты. Изучение их минерального состава и гранулометрических характеристик позволяет установить расположение и состав источника сноса, выяснить обстановки и условия осадконакопления, уточнить представления об истории формирования структур Усть-Бельских гор в целом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемая территория имеет покровное строение [Александров, 1978; Очерки..., 1980; Со-

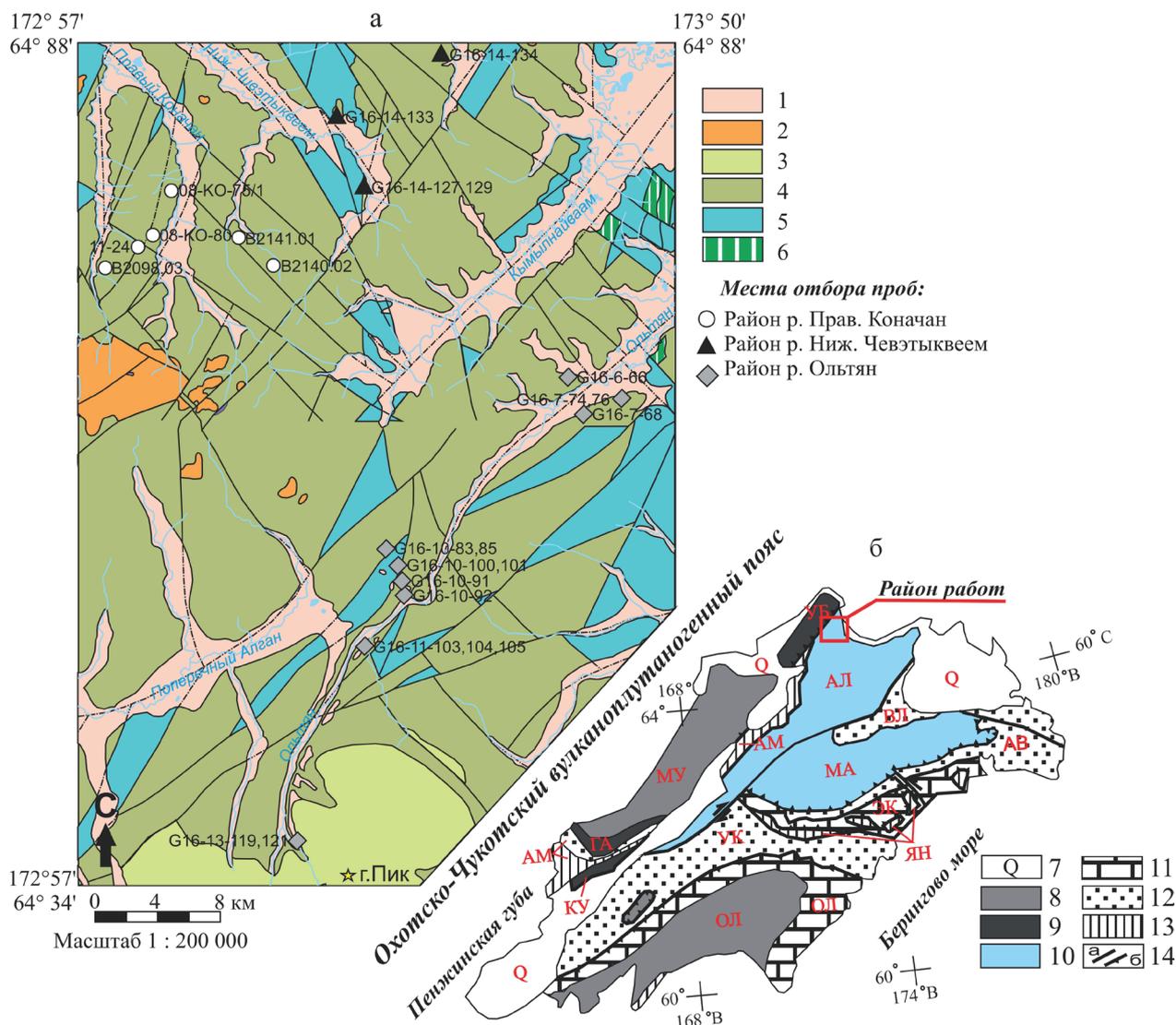


Рис. 3. Геологическая карта района работ (а) и тектоническая схема террейнов Корьякского нагорья [Соколов, 2010] (б).

1 – отложения четвертичной системы Q; 2 – Коночанская толща P₁₋₂; 3 – ламутская свита K_{2c-cp}; 4 – перекактинская свита K_{1al-K_{2t}}; 5 – алганская свита J_{3-K_{1v}}; 6 – Тальяинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный vβJ_{2-K_{1t}}; 7 – палеоген-четвертичный чехол; 8–13 – террейны с преобладанием комплексов: 8 – островодужных, 9 – офиолитовых, 10 – крайнеморских, 11 – океанических, 12 – терригенных, 13 – аккреционных призм; 14 – тектонические границы: а – сдвиги и сбросы, б – надвиги.

Буквами обозначены террейны: АВ – Аلكатваамский, АЛ – Алганский, АМ – Айнынско-Майнский, ВЛ – Великореченский, ГА – Ганычаланский, КУ – Куюльский, МА – Майницкий, МУ – Мургалский и Харитонинский террейны нерасчлененные, ОЛ – Олюторский, УБ – Усть-Бельский, УК – Укэляятский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский.

Fig. 3. Geological map of the area of work (a), and Tectonic scheme of the Koryak Highland [Sokolov, 2010] (b).

1 – deposits of the Quaternary system Q; 2 – Konochanskaya stratum P₁₋₂; 3 – Lamut Formation K_{2c-cp}; 4 – Perekatnaya Formation K_{1al-K_{2t}}; 5 – Alganskaya Formation J_{3-K_{1v}}; 6 – Talyain complex gabbro-dolerite hypabyssal vβJ_{2-K_{1t}}; 7 – Paleogene-Quaternary cover; 8–13 – terranes with predominance of: 8 – island arc, 9 – ophiolitic, 10 – marginal sea, 11 – oceanic, 12 – terrigenous complexes, 13 – accretionary wedge; 14 – faults: а – strike slip and normal, б – thrust.

Terranes (letters in figure): АВ – Al'katvaam, АЛ – Algan, АМ – Ainyin-Main, ВЛ – Velikorechensky, ГА – Ganychalan, КУ – Kuyul, МА – Mainits, МУ – Murgal and Kharitonino terranes, unspecified, ОЛ – Olyutor, УБ – Ust'-Belaya, УК – Ukeleyat, ЭК – Ekonai, ЯН – Yanranai.

колов, 1992, 2010]. На северо-западе, в районе Усть-Бельских гор, породы Алганского террейна перекрыты структурами Западно-Корьякской складча-

той системы (Усть-Бельский террейн) (рис. 3). На востоке комплексы Алганского террейна шарьированы на структуры Великореченского и Майницко-

го террейнов (см. рис. 3). На территории Алганского террейна наибольшее распространение имеют среднеюрские-раннемеловые вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения алганской (в более ранних работах пекульневеевской) свиты (J_3-K_1v) [Соколов и др., 1999], смятые в систему складок северо-восточного простирания.

Отложения Майницкого террейна представлены серпентинитовым меланжем и вулканогенно-кремнисто-терригенными разностями чирынайской свиты (J_2-K_1), которая является аналогом алганской [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Туфотерригенные отложения перекатнинской свиты несогласно залегают на отложениях алганской и чирынайской свит и рассматриваются как постамальгамационный чехол [Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996; Nokleberg et al., 1998]. По нижнему возрастному пределу перекатнинской свиты устанавливается время амальгамации палеоструктур Алганского и Майницкого террейнов.

Отложения перекатнинской свиты были изучены на территории Алганского террейна в районах рек Ольтян, Ниж. Чивэтыквеем, Прав. Коначан (рис. 4). Коренные выходы в основном приурочены к подмываемым бортам рек и ручьев (см. рис. 3).

Отложения чаще всего представлены невыдержанными по мощностям ритмично переслаивающимися туфопесчаниками с туфоалевролитами или туфоаргиллитами. Редко можно встретить гравелиты и конглобрекции. В туфоалевролитах встречаются кремнистые стяжения и косая слоистость.

Туфопесчаники массивные, плотные, представлены серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми разностями, тонко-средне-мелкозернистые, в основном с плохо окатанными зернами. Сортировка плохая: часто можно разглядеть отдельные зерна гравийной размерности.

Породы сильно деформированы, смяты в складки северо-восточного простирания, которые осложнены складками более высоких порядков и разрывной тектоникой, характеризуются повышенной трещиноватостью. Проявлены вторичные изменения – трещины выполнены прожилками цеолитового и кальцитового состава.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минеральный состав и гранулометрические параметры туфопесчаников были изучены петрографическим методом при помощи подсчета зерен в 27 шлифах. Подсчет при изучении минерального состава происходил по методикам В.Т. Фролова [1993]. Результаты нанесены на треугольные диаграммы: Q–F–R (кварц – полевой шпат – обломки пород) [Шутов и др., 1972]; Lm–Ls–Lv (обломки метаморфических, осадочных и вулканических пород), Qm–F–Lt (Qm – кварц монокристаллический, F – полевой шпат, Lt – все обломки пород, вклю-

чая поликристаллический кварц – Qp) [Dickinson, Suczek, 1979]. Диаграммы строили в программе TriDraw.

При изучении гранулометрического состава зерна подсчитывали по методике Н.В. Логвиненко [Логвиненко, Сергеева, 1986]. Результаты нанесены на кумулятивные кривые. С них были сняты 25, 50, 75%-е квартили, 10 и 90%-е перцентили и 1%-й квантиль, который характеризует максимальную подъемную мощность потока. Исходя из полученных значений медианы (50%-й квартиль) и других квартилей рассчитаны гранулометрические коэффициенты сортировки и асимметрии [Логвиненко, Сергеева, 1986]:

$$S = \sqrt{Q_3/Q_1},$$

где S – коэффициент сортировки; Q_3 – 75%-й квартиль, мм; Q_1 – 25%-й квартиль, мм;

$$A = (Q_1 \times Q_3)/Q_2^2,$$

где A – коэффициент асимметрии П. Траска [Trask, 1932]; Q_3 – 75%-й квартиль, мм; Q_2 – 50%-й квартиль или медиана, Q_1 – 25%-й квартиль, мм.

Исходя из полученных значений 10 и 90% перцентилей рассчитан эксцесс по следующей формуле [Крашенинников и др., 1988]:

$$Ex = (Q_3 - Q_1)/[2(P_{90} - P_{10})],$$

где Ex – эксцесс, Q_3 и Q_1 – 75 и 25%-е квартили соответственно, P_{90} – 90%-й перцентиль, P_{10} – 10%-й перцентиль.

По полученным коэффициентам в программе Excel были построены диаграммы Г. Рожкова, Р. Пассеги, К. Бьёрликке.

Таким образом, в данной работе предлагается комплексное исследование по следующей схеме.

1. Количественный анализ и определение состава туфопесчаников при помощи подсчета минерального состава зерен (диаграмма В.Д. Шутова [Шутов и др., 1972]).

2. Выявление эволюции состава обломков пород по соотношению литокластов метаморфических, осадочных и магматических пород (диаграмма Lm–Ls–Lv).

3. Определение тектонического режима, в условиях которого происходила седиментация, по соотношению монокристаллического кварца, полевых шпатов, литокластов и поликристаллического кварца (классификационная диаграмма У. Дикинсона [Dickinson, Suczek, 1979]).

4. Установление условий седиментации и фациальной обстановки по соотношению асимметрии и эксцесса (динамометрическая диаграмма Г. Рожкова [Рожков, Соловьев, 1974]).

5. Определение фациальной обстановки по способу переноса обломочных частиц в водной среде (генетическая диаграмма Р. Пассеги [Рейнек, Сингх, 1981]).

6. Определение генезиса отложений по соотношению отсортированности и особенностям асимметрии (диаграмма К. Бьёрликке [Bjorlykke, 1989]).

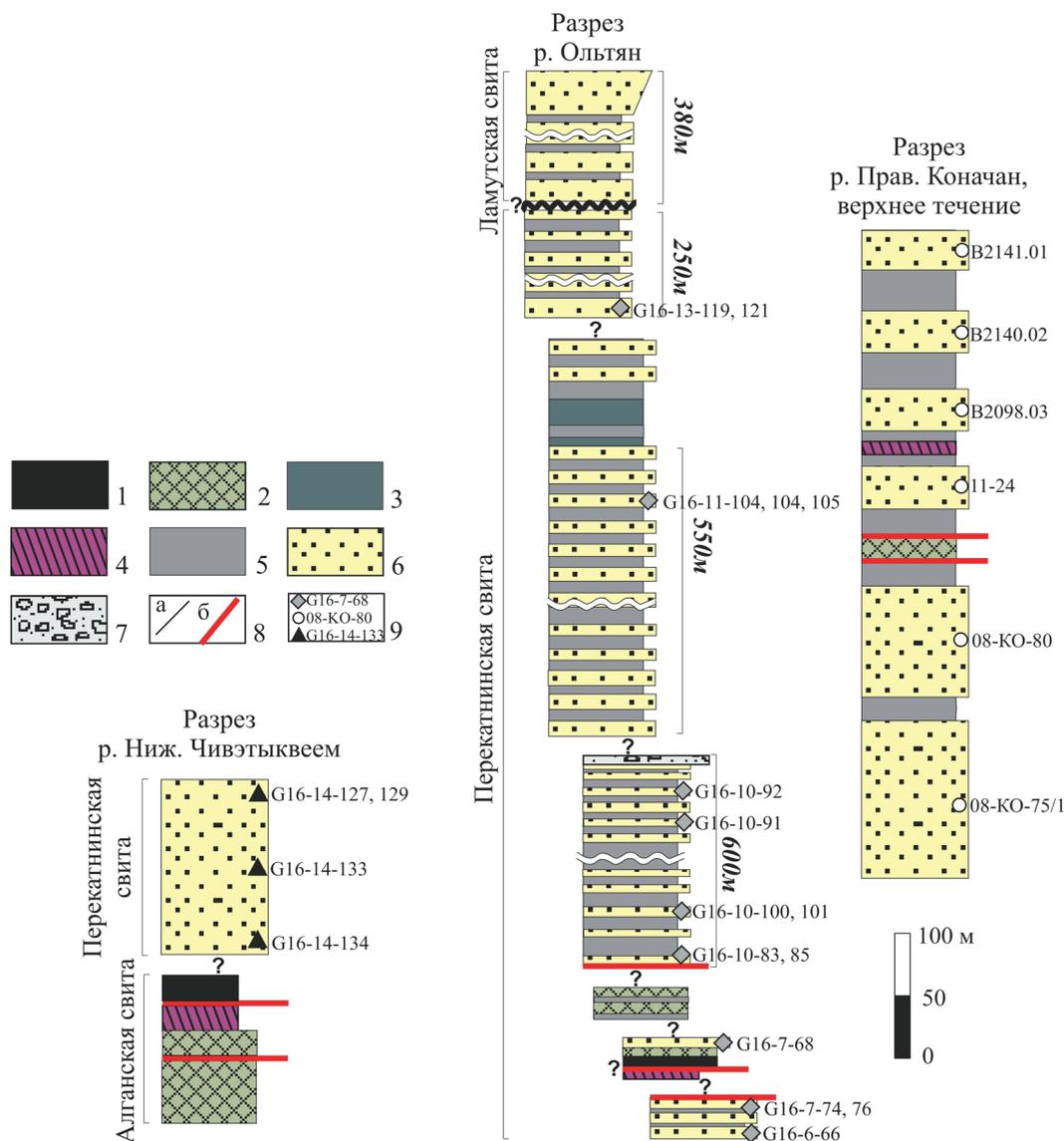


Рис. 4. Тектоно-стратиграфические колонки вулканогенно-кремнисто-туфотерригенных комплексов пород Алганского террейна, районов рек Ниж. Чивэтыквеем, Ольтян, Прав. Коначан.

1 – меланж; 2 – горизонты базальтов и андезитов; 3 – горизонты туфов, 4 – бордовые яшмы; 5 – туфоалевролиты; 6 – туфопесчаники; 7 – конглобрекции; 8 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги); 9 – места отбора проб.

Fig. 4. Tectono-stratigraphic columns of volcanogenic-siliceous-tuffoterigenic complexes of rocks of the Alganskaya terrane, areas of the rivers Nizh. Chivetykweem, Ol'tyan, Pravyi Konachan.

1 – melange; 2 – horizons of basalts and andesites; 3 – horizons of tuffs, 4 – red jaspers; 5 – tuff-aleurolites; 6 – tuff-sandstone; 7 – conglomerates; 8 – contacts: a – stratigraphic, б – tectonic (thrusts); 9 – sampling points.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографический количественный анализ подсчета зерен показал, что туфопесчаники перекатнинской свиты представлены кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками (рис. 5), чаще всего плохо сортированными и с плохо окатанными компонентами. Зерна литокластов иногда средней и хорошей окатанности.

Туфопесчаники сложены зернами кварца (7–28%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и калиевые полевые шпаты) (20–41), обломками пород (40–71%). Зерна кварца чаще всего угловатые, иногда встречаются округлые формы. Полевые шпаты таблитчатые угловатые, иногда наблюдаются округленные зерна неправильной формы. Плагиоклазы представлены в основном андезином, иногда с характерной зональностью, и лабрадором, редко встречаются зерна би-

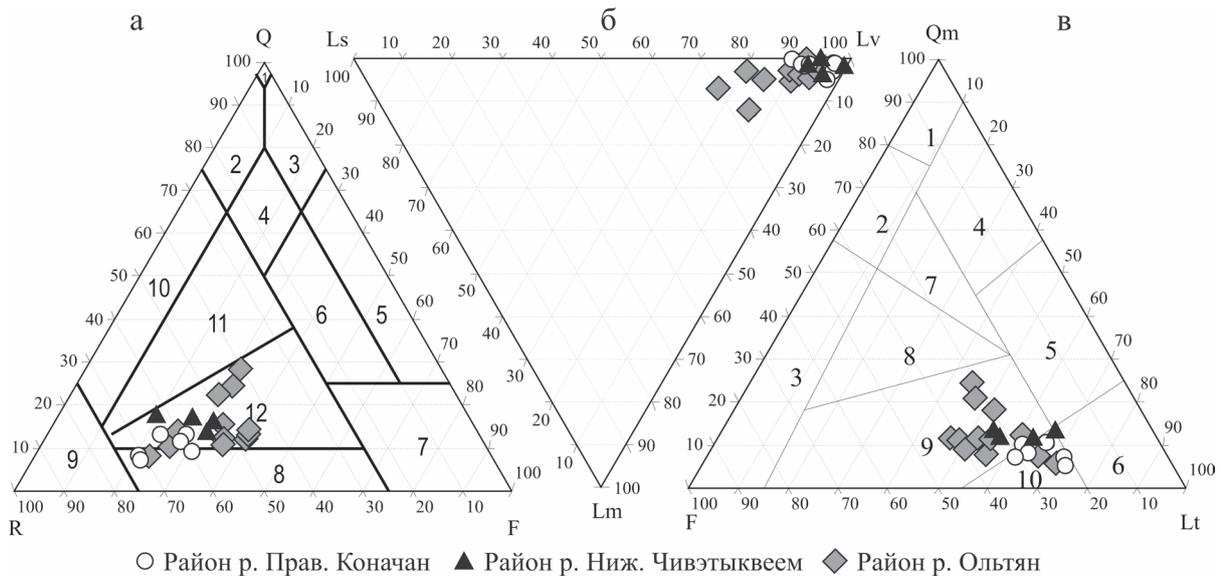


Рис. 5. Диаграммы минерального состава песчаников [Шутов и др., 1972] (а), эволюции состава обломков пород (б) и Qm–F–Lt (в).

а: Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекlastито-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород нетерригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки.

б: Lm – обломки метаморфических пород (кварциты), Ls – обломки пород осадочного происхождения, Lv – обломки вулканических пород.

в: Qm – кварц монокристаллический, F – полевой шпат, Lt – все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp [Dickinson, Sucek, 1979]; 1 – древние платформы (stable craton) – преимущественно кварцевые, 2 – окраинные моря (transitional continental) – полевошпатово-кварцевые, 3 – выступы кристаллического фундамента (basement uplift) – полевошпатовые, 4 – кварцевые переработанные (quartz recycled) – кварцевые литические, 5 – переходные переработанные (transitional recycled) – кварцевые литические, 6 – литические переработанные (lithic recycled) – литические, 7 – смешанные (mixed), 8 – расчлененные островные дуги (dissected arc) – полевошпатово-литические, 9 – переходные дуги (transitional arc) – литически полевошпатовые, 10 – нерасчлененные (активные) дуги (undissected arc) – литические.

Fig. 5. Diagram of mineral composition of sandstones [Shutov et al., 1972] (a), diagram of the evolution of the composition of rock fragments(б) and triangular diagram Qm–F–Lt (в).

а: Q – quartz, F – feldspars, R – lithoclasts; 1 – monomineralic quartz, 2 – silicoclastic-quartz, 3 – feldspar-quartz, 4 – mesomictic-quartz, 5 – actually arkoses, 6 – graywacke arkoses, 7 – field of rocks of non-origins, 8 – feldspar greywacke, 9 – proper greywacki, 10 – quartz greywacke, 11 – feldspar-quartz greywackes, 12 – quartz-feldspar greywackes.

б: Lm – fragments of metamorphic rocks, Ls – fragments of rocks of sedimentary origin, Lv – fragments of volcanic rocks.

в: Qm – single crystal quartz, F – feldspar, Lt – all fragments of rocks, including polycrystalline quartz Qp [Dickinson, Sucek, 1979]; 1 – stable craton, 2 – transitional continental, 3 – basement uplift, 4 – quartz recycled, 5 – transitional recycled, 6 – lithicrecycled, 7 – mixed, 8 – dissected arcs, 9 – transitional arcs, 10 – undissected arc (active).

товнита. Для некоторых зерен характерно волнистое погасание.

С увеличением доли литокластов отмечается уменьшение роли кварца и полевых шпатов. Среди обломков преобладают вулканические породы (77–99%) среднего и кислого состава, вулканическое стекло. Наблюдается повышенное содержание обломков гранитоидов (рис. 6а), представленных сростками кварца и полевых шпатов. Метаморфические породы (0–12%) представлены кварцитами, метаосадочными и метавулканическими образованиями. Обломки осадочных пород (1–23%) – алевриты, аргиллиты, карбонаты, кремни. Из слюдястых минералов встречаются редкие зерна мусковита и хлорита. Тяжелые минералы представлены зер-

нами эпидота, граната, сфена, циркона. В образцах с повышенной долей кварца встречаются крупные фрагменты туфоалевролитов в виде окатышей, иногда вытянутых в одном направлении (рис. 6б). Количество цемента небольшое, около 10%. Он чаще всего глинистый или серицитовый, контурный, пленочный, сплошной, иногда неравномерный. В некоторых образцах цемент карбонатный коррозионный, островной или сплошной неравномерный, контурный. Также можно выделить образцы с невзаимодействующим веществом обломочных зерен с вулканогенно-глинистым цементом, сплошным равномерным, закрытым поровым или контурным.

По составу пород можно выделить три литотипа песчаников.

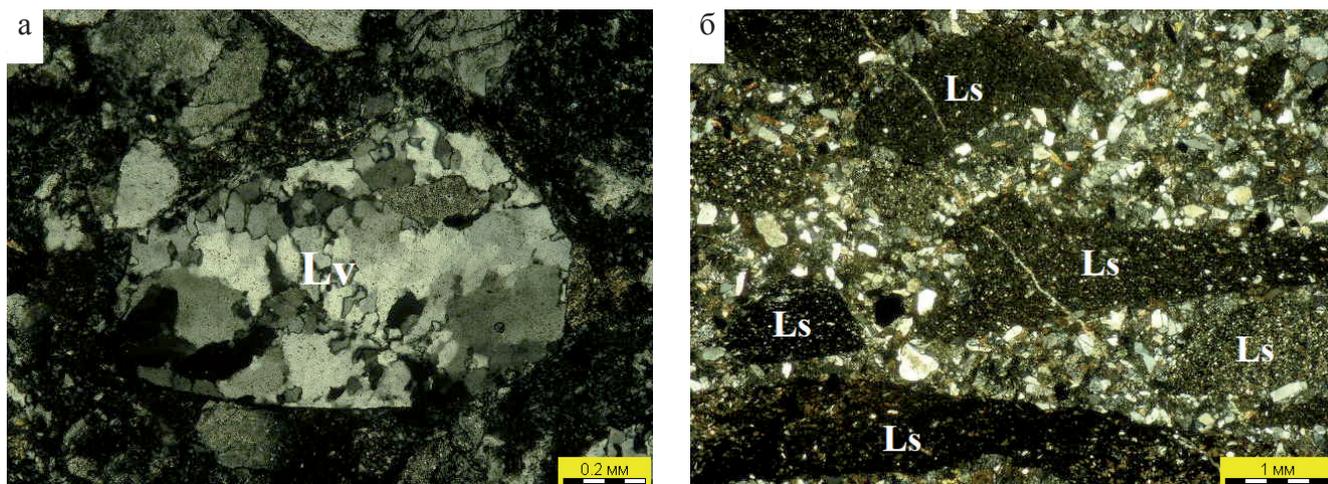


Рис. 6. Фотографии шлифов туфопесчаников перекатнинской свиты.

а – обломок гранитоида (Lv), шлиф № G16-10-100;
б – окатыши туфоалевролитов (Ls), шлиф № G16-6-66. С анализатором.

Fig. 6. Photos of thin sections of tuff-sandstones of the Perekatnaya formation.

a – fragment of granite (Lv), thin section no. G16-10-100;
б – pellets of tuff-aleurolite (Ls), thin section no. G16-6-66. With analyzer.

1. Туфопесчаники района р. Прав. Коначан (см. рис. 3) характеризуются повышенным содержанием обломков вулканических пород (59–71%) относительно таковых других литотипов, пониженным содержанием кварца (7–13) и полевых шпатов (21–26%). Иногда встречаются полевые шпаты с зональными структурами. Цемент чаще всего вулканогенно-глинистый.

2. Туфопесчаники района р. Ниж. Чивэтыквеем (см. рис. 3) имеют более низкое содержание обломков (55–63%), более высокое – кварца (13–17) и полевых шпатов (20–32%). Цемент чаще всего глинистый.

3. Туфопесчаники района р. Ольтян (см. рис. 3) занимают самую неопределенную область на диаграмме, для них характерно повышенное содержание обломков осадочных пород. Относительно пород районов рек Прав. Коначан и Ниж. Чивэтыквеем содержание литокластов понижено (40–69%), а кварца (8–28) и полевых шпатов (26–41%) повышено. Цемент, как правило, глинистый.

Гранулометрический анализ показал, что туфопесчаники перекатнинской свиты в основном представлены средне-мелкозернистыми и тонко-мелкозернистыми плохо сортированными разностями. С уменьшением доли кварца и полевых шпатов и увеличением вулканических литокластов наблюдаются ухудшение сортировки и окатанности материала и укрупнение среднего размера зерен. Зерна туфопесчаников на р. Прав. Коначан крупнее относительно отложений других районов. Медианный размер зерен в песчаниках района р. Прав. Коначан – 0.13–0.33, р. Ниж. Чивэтыквеем – 0.13–0.18, р. Ольтян – 0.07–0.14 мм. Таким

образом, можно заметить уменьшение зернистости с северо-запада на юго-восток (рис. 7).

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова [Рожков, Соловьев, 1974] (рис. 8) с осями координат: эксцесс (E)–асимметрия (A), фигуративные точки изученных образцов в основном располагаются в поле III, что свидетельствует об отложении песчаников в условиях сильных речных или вдольбереговых течений.

На генетической диаграмме Р. Пассеги [Рейнек, Сингх, 1981] (рис. 9) фигуративные точки отложений перекатнинской свиты образовали несколько расплывчатых групп, соответствующих разным литотипам.

Породы района р. Прав. Коначан попали в область осадков перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси (отложений, перемещавшихся по дну путем качения), частично в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложения течений с высокими скоростями), а также в область отложений со средними скоростями.

Породы района р. Ниж. Чивэтыквеем попали в области осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложения течений с высокими скоростями) и отложений течений со средними скоростями.

Породы района р. Ольтян попали в область отложений течений со средними скоростями и однородных осадков взвеси (отложений течений с низкими скоростями), одна проба – в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложений течений с высокими скоростями).

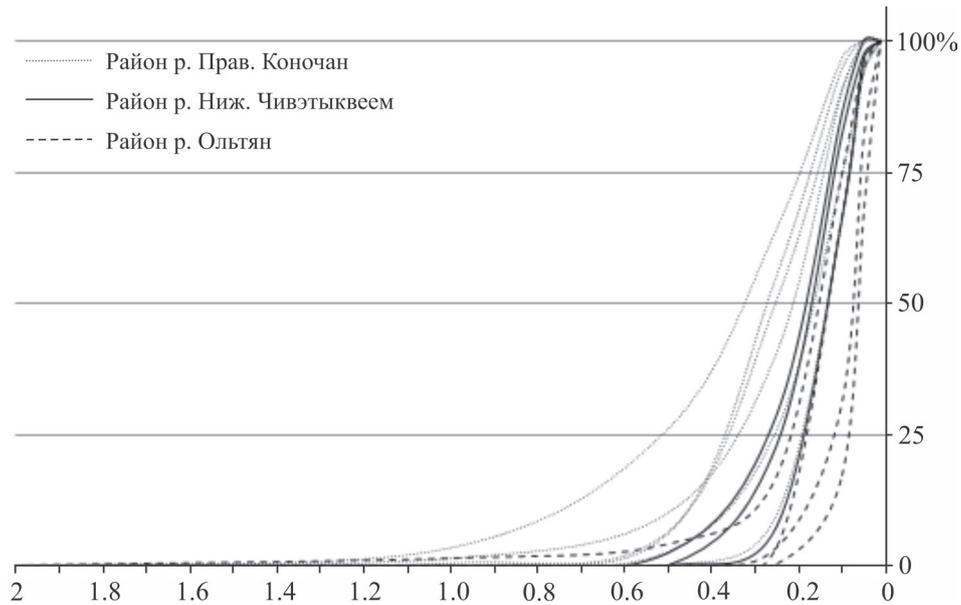


Рис. 7. Кумулятивные кривые для пород перекактинской свиты.

По оси абсцисс средние значения размерности в миллиметрах, по оси ординат – процентное содержание каждой фракции.

Fig. 7. The cumulative curves for the rocks of the Perekatnaya Formation.

The abscissa is the medium rate in millimeters, the ordinate is the percentage of each fraction.

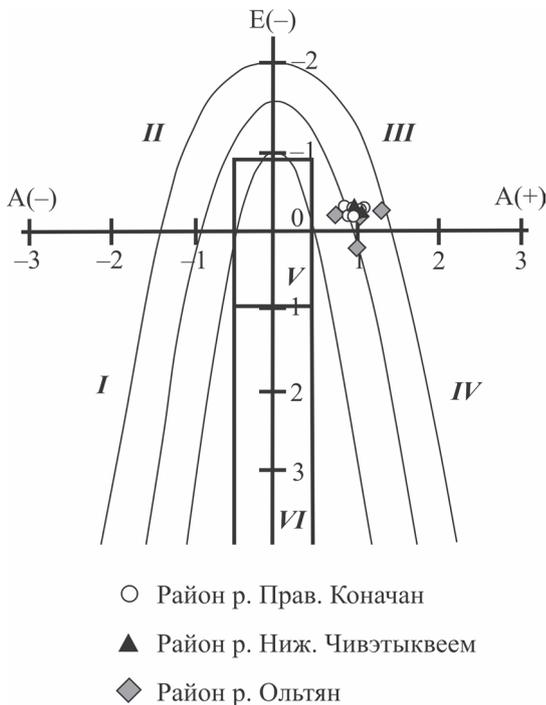


Рис. 8. Динамогенетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова [Рожков, Соловьев, 1974] для пород перекактинской свиты.

Поля: I – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, пре-

имущественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; V – эоловая переработка речных осадков – верхняя половина прямоугольника – континентальная фация пустынь (континентальные дюны), нижняя правая четверть прямоугольника – волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья – прибрежно-морская фация; VI – выход волн на мелководье, мощный накат-прибой, скорость динамической пересортировки превышает скорость привноса обломочного материала – прибрежная фация огромных открытых акваторий.

Fig. 8. Dynamogenetic diagram by G.F. Rozhkov [Rozhkov, Solov'ev, 1974] for the rocks of the Perekatnaya Formation.

Fields: I – bottom currents or turbidity currents – sea facies, hydromechanical or physical destruction of igneous rocks, erosion of rocks of marine origin – continental facies of demolition areas, weathering crust; II – low, mainly river currents – continental river facies; III – strong river or shore currents – continental river or shore-marine facies; IV – the output of waves in shallow water, strong alongshore currents, the rolling of waves – coastal-marine facies, the continental microfacies of the beaches of large flat rivers; V – eolian processing of river sediments – upper half of the rectangle – continental facies of deserts (continental dunes), the lower right quarter of the rectangle – wave processes in shallow water, the inert shoreline – the shore-marine facies; VI – the output of waves in shallow water, a powerful groundswell-surf – the coastal facies of huge open water areas.

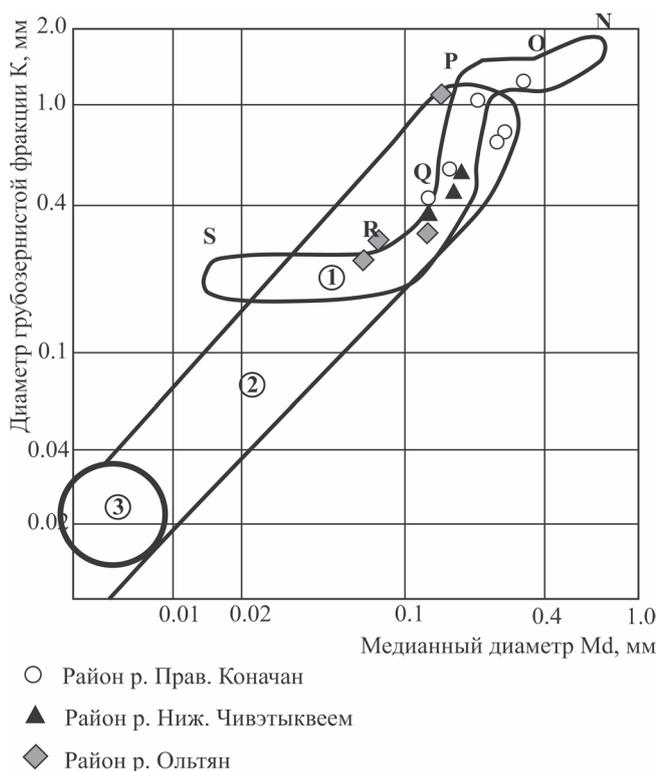


Рис. 9. Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков Р. Пассеги [Рейнек, Сингх, 1981].

С – 1%-й квантиль; М – 50%-й квантиль, или медианный размер; N/O – осадки перекатывания; O/P – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P/Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокими скоростями); Q/R – отложение течений со средними скоростями; R/S – однородные осадки взвеси (отложение течений с низкими скоростями).

1 – отложения потоков; 2 – турбидитные отложения; 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

Fig. 9. The CM diagram for determining the method of transport of sediments by R. Passega [Reinek, Singkh, 1981].

С – 1% quantile; М – 50% quartile or median size; N/O – rolling sediments; O/P – rolling sediments with a slight amount of sediment of suspended matter; P/Q – sediments of suspended matter with a certain amount of rolling sediments (deposition of currents with high speed); Q/R – sedimentation of flows with medium speed; R/S – homogeneous precipitation of suspended matter (deposition of currents with low speed).

1 – stream sediments; 2 – turbidite deposits; 3 – sediments from suspended matter in calm waters.

ми) или отложений потоков, перемещавшихся путем качения по дну.

Такое распределение точек на диаграмме, возможно, связано с дельтовой обстановкой, где обычно существуют как застойный режим (снижение скоростей течений), так и быстрые течения в основных руслах и протоках. Отложения разных районов соответствовали разным участкам большой дельты.

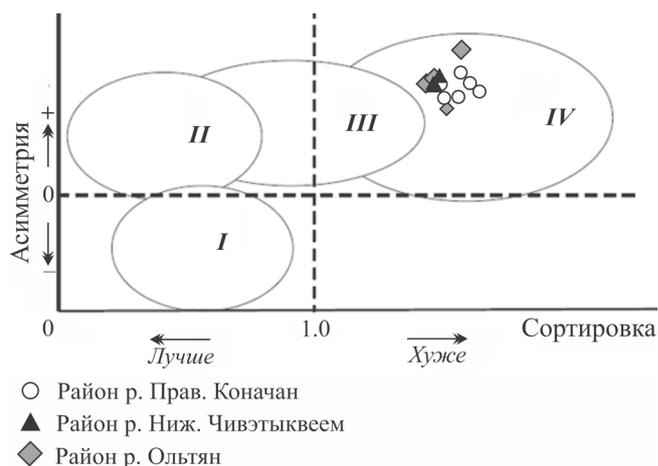


Рис. 10. Соотношение отсортированности к асимметрии в отложениях перекатнинской свиты [Bjorlykke, 1989].

Поля: I – пляжевые, II – эоловые, III – речные, IV – турбидиты.

Fig. 10. The correlation of the sorting to asymmetry in the sediments of the Perekatnaya formation [Bjorlykke, 1989].

Fields: I – beach, II – eolian, III – river, IV – turbidity.

По соотношению отсортированности к асимметрии туфопесчаники относятся к турбидитовым (рис. 10). Можно отметить, что породы района р. Прав. Коначан хуже сортированы, чем таковые рек Ольтян и Ниж. Чивэтыквеем.

Таким образом, туфопесчаники, которые попали в область отложений потоков с высокими скоростями (см. рис. 9), характеризуются наивысшим содержанием вулканического материала (вулканических обломков и вулканокластического цемента), наименьшей долей кварца и полевых шпатов, худшей сортировкой (см. рис. 10) и максимальными размерами зерен. Породы, расположившиеся в области отложений с низкими скоростями (см. рис. 9), характеризуются наименьшим количеством литокластов, большей долей кварца и полевых шпатов, лучшей сортировкой (см. рис. 10) и минимальными размерами зерен. Породам, попавшим в поля со средними скоростями, свойственны среднее содержание литокластов, кварца, полевых шпатов, средние сортировка и размерность зерен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе исследований туфопесчаников перекатнинской свиты установлен их минеральный состав. Показано, что они представлены кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками. Анализируя состав этих пород, богатых обломками вулканитов, можно предположить, что их накопление происходило синхронно

с вулканизмом. О пирокластическом происхождении свидетельствует наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью [Ван, Казанский, 1985]. Именно благодаря неустойчивости основных плагиоклазов в поверхностных условиях исключается возможность их переотложения механической транспортировкой, их присутствие считается индикатором одноциклического образования осадков [Шутов и др., 1972; Ван, Казанский 1985]. По соотношению кварца, полевых шпатов и литокластов можно сделать вывод о том, что вулканизм был связан с существованием вулканической дуги (диаграмма Р. Дикинсона, см. рис. 5). Кислые и средние разности литокластов свидетельствуют о разрушении вулканитов среднего и кислого состава.

Все туфопесчаники по соотношению отсортированности и асимметрии соответствуют турбидитам (см. рис. 10), т. е. отложениям мутьевых потоков [Маркевич, 2004]. По соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса туфопесчаники относятся к отложениям сильных речных или вдольбереговых течений, т. е. речным и прибрежно-морским фациям (см. рис. 8). Однако деятельность мутьевых потоков предполагает наличие относительно крутого подводного склона, что исключает образование пород в континентальных условиях. Кроме того, в условиях вдольбереговых течений, в прибрежно-морских обстановках, накапливается хорошо сортированный материал. Однако все изученные туфопесчаники плохо сортированы, что противоречит формированию отложений в таких обстановках. Тем не менее стоит иметь в виду, что обломочной материал любой системы несет отпечаток деятельности предыдущей. Поэтому осадконакопление, скорее всего, было связано с дельтами или продельями рек, которые, в свою очередь, коррелируют с деятельностью как речных, так и прибрежно-морских процессов. Таким образом, условия осадконакопления на рассматриваемой территории, видимо, отвечали умеренно глубоководной обстановке, в сравнительно небольшой удаленности от берега, а реки (их дельты) обеспечивали поставку обломочного материала для дальнейшего переноса.

На основании разности вещественного и гранулометрического состава выделены литотипы туфопесчаников. По ним в отложениях перекачинской свиты отмечается изменение минерального состава: увеличение количества вулканогенного материала, представленного обломками вулканитов и вулканокластическим цементом, с параллельным уменьшением роли кварца и полевых шпатов по направлению с юго-востока на северо-запад. В том же направлении наблюдается изменение гранулометрического состава: увеличение среднего размера зерен и небольшое снижение

коэффициента сортировки и окатанности материала. Как отмечал Г.А. Мизенс [2005], такие изменения размера зерен могут быть связаны с накоплением более крупнозернистых фракций в верхней части глубоководного конуса выноса, среднезернистых – в средней части, более мелкозернистых – в нижней. Все это может указывать на то, что источник сноса находился на северо-западе. Таким образом, породы района р. Ольтян прошли более долгий путь миграции от источника сноса в отличие от таковых района р. Прав. Коначан.

Полученные данные свидетельствуют об уменьшении скоростей потоков с северо-запада на юго-восток. Наличие высоко- и низкоскоростных областей, возможно, связано с продельтовой обстановкой, где обычно существуют как застойный режим (снижение скоростей течений), так и быстрые течения в основных руслах и протоках, или выделением в подводном конусе разных частей (верхней, средней, нижней). Изменение скоростей потока при формировании различных литотипов может быть связано и с образованием веерообразного конуса выноса, где, по закону Бернулли, при увеличении сечения русла потока скорость уменьшается. Ее снижение также может быть связано с затуханием силы потока. Следовательно, породы района р. Ольтян располагаются дальше от источника сноса, чем таковые района р. Прав. Коначан, они являются более дистальными. На северо-западе (в современных координатах) поверхность палеорельефа была более наклонной, с более быстрыми течениями, а на юго-востоке скорости потоков уменьшались, поверхность начинала выполаживаться. Таким образом, изменение скоростей течения могло быть обусловлено изменением наклона склона, по которому перемещалась суспензия.

Полученные данные подтверждают предположения о происхождении и способе осадконакопления туфопесчаников (за счет движения мутьевых потоков вблизи вулканической дуги) и, таким образом, не противоречат гипотезам о существовании вулканически активной континентальной окраины в альб-туронское время на территории Усть-Бельских гор.

В результате обобщения полученных данных построена палеотектоническая модель для района Усть-Бельских гор в альб-туронское время (рис. 11). На ней показано, что миграция материала происходила с северо-запада на юго-восток (в современных координатах). Материал поступал за счет разрушения активно действующей вулканической постройки, существовавшей в то время. Скорее всего это была часть Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, уже функционирующего в альб-туронское время. Отложения формировались в морских условиях, недалеко от берега, вблизи речных дельт или продельт.

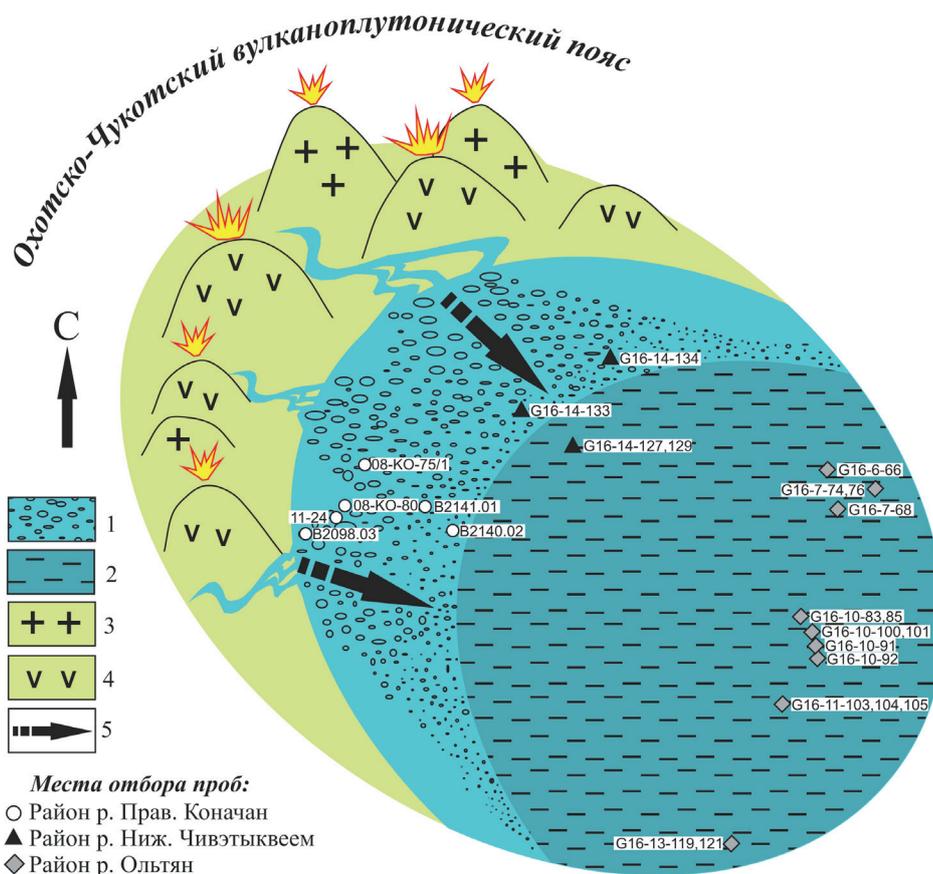


Рис. 11. Палеотектоническая реконструкция для альб-туронского времени.

1 – часть бассейна, где накапливается более крупный материал; 2 – часть бассейна, где накапливается более мелкий материал; 3 – кислые вулканисты; 4 – средние вулканисты; 5 – основные направления миграции обломочного материала от источника сноса.

Fig. 11. Paleotectonic reconstruction for Alb-Turonian time.

1 – part of the basin, where larger material accumulates; 2 – part of the basin, where smaller material accumulates; 3 – acidic volcanics; 4 – intermediate volcanics; 5 – main directions of clastic material migration from the source of demolition.

ВЫВОДЫ

На основании изучения гранулометрического и вещественного состава пород перекатнинской свиты в районе Усть-Бельских гор выделено несколько литотипов. Их анализ позволил сделать следующие выводы.

1. Накопление туфопесчаников происходило синхронно с вулканизмом, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала кислого и среднего состава и был связан с существованием активной континентальной окраины.

2. Источник сноса располагался в северо-западной части региона. Наиболее вероятно, что это была вулканическая система Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, которая была активной в то время.

3. Отложения накапливались в морских условиях, мутьевыми потоками в умеренно глубоковод-

ной обстановке, в сравнительно небольшой удаленности от берега, а реки (их дельты) обеспечивали поставку обломочного материала для дальнейшего переноса.

4. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановками, характерными для продельт либо для области вблизи дельт или продельт.

Статья подготовлена при поддержке грантов Президента РФ МК-132.2017.5 и РФФИ 17-05-00795. Полевые работы выполнены при финансировании гранта РНФ 16-17-10251.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров А.А. (1978) Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 121 с.
Ван А.В., Казанский Ю.П. (1985) Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 127 с.
Зинкевич В.П. (1981) Формации и этапы тектонического

- развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 110 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 334 с.
- Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. (1988) Учение о фациях с основами литологии. М.: МГУ, 214 с.
- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. (1986) Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 240 с.
- Маркевич П.В. (2004) “Турбидиты” и “флиш” без пояснений – опасные термины. *Вестн. ДВО РАН*, **116**(4), 95-105.
- Мизенс Г.А. (2005) Отложения глубоководных бассейнов геологического прошлого. Учеб.-метод. пособ. по дисциплинам “Литология”, “Историческая геология”, “Анализ осадочных бассейнов” для студентов специальности 130304 – “Геология нефти и газа”. Екатеринбург: УГГУ, 85 с.
- Некрасов Г.Е. (1976) Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 160 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. (1982) (Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман). М.: Наука, 219 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. (1993) Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (1), 68-78.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенно-осадконакопления. М.: Недра, 439 с.
- Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С. (1974) Результаты систематизации дробных ситовых анализов. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 110-117.
- Соколов С.Д. (1992) Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 182 с.
- Соколов С.Д. (2010) Очерк тектоники Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (6), 60-78.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. (1999) Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная пачифика в позднюрско-раннемеловое время. *Теоретические и региональные проблемы геодинамики*. М.: Наука, 30-84.
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. (1996) Террейны Корякского нагорья. *Геотектоника*, (6), 68-80.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Учеб. пособие. Кн. 2. М.: МГУ, 432 с.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И., Юркова Р.М., Соколова Т.Н. (1972) Граувакки. М.: Наука, 345 с.
- Bjorlykke K. (1989) *Sedimentology and Petroleum Geology*. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag, 363 p.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Fujita K. (1998) Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. *USGS open-file report*, 98-754.
- Trask P.D. (1932) Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf. publ. Co. Houston, 323 p.
- the Koryak highland]. Moscow, Nauka Publ., 121 p. (In Russian)
- Bjorlykke K. (1989) *Sedimentology and Petroleum Geology*. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag, 363 p.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182.
- Frolov V.T. (1993) *Litologiya* [Lithology]. V. 2. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 432 p. (In Russian)
- Krasheninnikov G.F., Volkova A.N., Ivanova N.V. (1988) *Uchenie o fatsiyakh s osnovami litologii* [The doctrine of facies with the foundations of lithology]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 214 p. (In Russian)
- Logvinenko N.V., Sergeeva E.I. (1986) *Metody opredeleniya osadochnykh porod* [Methods for the determination of sedimentary rocks]. Leningrad, Nedra Publ., 240 p. (In Russian)
- Markevich P.V. (2004) “Turbidites” and “flysh” are dangerous terms without explanations. *Vestn. FEB RAS*, **116**(4), 95-105. (In Russian)
- Mizens G.A. (2005) *Otlozheniya glubokovodnykh basseinov geologicheskogo proshlogo* [Deposits of deepwater basins of the geological past]. Educational and methodological manual on disciplines “Lithology”, “Historical geology”, “Analysis of sedimentary basins” for students of specialty “Geology of oil and gas”. Ekaterinburg, USMU Publ., 85 p. (In Russian)
- Nekrasov G.E. (1976) *Tektonika i magmatizm Taigonosa i Severo-Zapadnoi Kamchatki* [Tectonics and magmatism of Taygonos and North-West Kamchatka]. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russian)
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Fujita K. (1998) Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. *USGS open-file report*, 98-754.
- Ocherki tektoniki Koryakskogo nagor'ya* [Essays of Koryak Highlands tectonics]. (1982) (Eds Yu.M. Pusharovskiy, S.M. Til'man). Moscow, Nauka Publ., 219 p. (In Russian)
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. (1993) Terranes analysis and accretion tectonics in north-east Asia. *Geotektonika*, (1), 68-78. (In Russian)
- Reinek G.E., Singkh I.B. (1981) *Obstanovki terrigenno osadkonakopleniya* [The environments of terrigenous sedimentation]. Moscow, Nedra Publ., 439 p. (In Russian)
- Rozhkov G.F., Solov'ev B.S. (1974) Results of systematization of fractional sieve analysis. *Lithol. Polezn. Iskop.* (5), 110-117. (In Russian)
- Sokolov S.D. (1992) *Akkretionnaya tektonika Koryaksko-Chukotskogo segmenta Tikhookeanskogo poyasa* [Accretion tectonics of the Koryak-Chukchi segment of the Pacific belt]. Moscow, Nauka Publ., 182 p. (In Russian)
- Sokolov S.D. (2010) Tectonics of Northeast Asia. An overview. *Geotectonics*, **44**(6), 493-509.
- Sokolov S.D., Bondarenko G. E., Morozov O.L., Grigor'ev V.N. (1999) The Asian continent-northwestern Pacific transitional zone in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Teoreticheskie i regional'nye problemy geodinamiki* [Theoretical and Regional Problems in Geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 30-84. (In Russian)
- Sokolov S.D., Byalobzheskii S.G. (1996) Terranes of the Koryak Highland. *Geotektonika*, (6), 68-80. (In Russian)
- Shutov V.D., Kossovskaya A.G., Murav'ev V.I., Yurkova R.M., Sokolova T.N. (1972) *Grauvakki* [Greywackes]. Moscow, Nauka Publ., 345 p. (In Russian)

REFERENCES

Aleksandrov A.A. (1978) *Pokrovnye i cheshuichatye struktury v Koryakskom nagor'e* [Fold and sheet structures in

- Trask P.D. (1932) Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf. publ. Co. Houston, 323 p.
- Van A.V., Kazanckii Yu.P. (1985) *Vulkanoklasticheskiy material v osadkakh i osadochnykh porodakh* [Vulcanoclastic material in sediments and sedimentary rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 127 p. (In Russian)
- Zinkevich V.P. (1981) *Formatsii i etapy tektonicheskogo razvitiya severa Koryakskogo nagor'ya* [Formations and stages of tectonic development of the north of the Koryak Highland]. Moscow, Nauka Publ., 110 p. (In Russian)
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Tectonics of lithosphere plates of the USSR territory]. V. 2. Moscow, Nedra Publ., 334 p. (In Russian)

УДК 551.762.33(510)+551.8(510)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-386-392

Верхнепермские рифы Южного Китая – последние рифы палеозоя

© 2019 г. В. Г. Кузнецов, Л. М. Журавлева, Лю Шици

Российский государственный университет нефти и газа, 119991, Москва, Ленинский просп., 65,
e-mails: vgzkuz@yandex.ru, zhuravlewa.lilia@yandex.ru, liushiqi1990@gmail.com

Поступила в редакцию 31.05.2017 г., принята к печати 23.10.2018 г.

Объект исследования. Рассматриваются верхнепермские рифы блока Янцзы Южного Китая, среди которых выделяются два вида, различающиеся по местоположению в бассейне и характеру внутреннего строения. *Методы и результаты.* На основании геологических и литологических методов исследования показано, что главными рифостроителями были разнообразие губки, в меньшей степени мшанки при широком развитии некаркасных организмов. Наряду с относительно простыми постройками (биостромами) установлены и рифы в строгом значении этого термина. Начало рифообразования фиксируется накоплением детрита эхинодермат, сцементированного микрочернистым материалом. Закончилось рифообразование до конца перми, до массового вымирания биоты на границе перми и триаса, хотя потенциально рифостроящие организмы еще существовали. *Вывод.* События, приведшие к великому массовому вымиранию, предварялись некими изменениями, которые прежде всего разрушали систему рифового биоценоза, что и привело к прекращению формирования рифов при продолжающемся существовании отдельно взятых групп организмов.

Ключевые слова: верхняя пермь, биостромные массивы, иловые холмы, рифы, каркасообразующие организмы, биотический кризис, массовое вымирание

The Upper Permian reefs of South China are last reefs of the Paleozoic

Vitalii G. Kuznetsov, Liliya M. Zhuravleva, Liu Shiqi

Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University),
65-1 Leninsky av., Moscow, 119991 Russia

Received 31.05.2017, accepted 23.10.2018

Subject of research. The upper Permian reefs of the Yangtze block of southern China are considered. Among them there are two species which differ in location in the basin and the nature of the internal structure. *Methods and results.* On the basis of geological and lithological methods of research it is shown that the main reef builders were a variety of sponges, with a lesser extent bryozoans and wide development of non-carcaass organisms. Along with relatively simple buildings (biostromes), the reefs in the strict sense of this term are also established. The beginning of reef formation is fixed by the accumulation of detritus of echinoderms with micro-grain cemented material. Reef formation ended until the end of Permian, before bulk biota extinction on the border of Permian and Triassic although potentially reef-building organisms still existed. *Conclusion.* The events that led to the great mass extinction were preceded by certain changes, which primarily destroyed the system of reef biocenosis, which led to the cessation of the formation of reefs with the continued existence of individual groups of organisms.

Keywords: Upper Permian, biostromal massif, mud mounds, reefs, frame-builder organisms, biotic crisis, mass extinction

Acknowledgements

The authors consider it a pleasant duty to express gratitude to anonymous reviewers for useful advice, which greatly contributed to the improvement of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Примитивные органогенные постройки, созданные бактериальными сообществами, появились еще в протерозое, а четко морфологически выра-

женные, в строении которых участвовали скелетные остатки животных, – в кембрии. С тех пор в течение всего фанерозоя рифообразование развивалось практически постоянно, хотя ход его был неравномерным: периоды интенсификации сменя-

Для цитирования: Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М., Лю Шици (2019) Верхнепермские рифы Южного Китая – последние рифы палеозоя. *Литосфера*, 19(3), 386–392. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-386-392

For citation: Kuznetsov V.G., Zhuravleva L.M., Shiqi Liu (2019) The Upper Permian reefs of South China are last reefs of the Paleozoic. *Litosfera*, 19(3), 386–392. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-386-392

лись угасанием и кратковременными (с геологической точки зрения) перерывами, нередко синхронизированными с биотическими кризисами и массовыми вымираниями организмов.

Одно из подобных событий приходится на конец перми, и рифы Южного Китая в этом отношении представляют особый интерес, поскольку являются, видимо, последними палеозойскими образованиями подобного рода. Материалы по геологии этих рифов достаточно широко освещены [Fan et al., 1982; Fan, Zhang, 1985; Li et al., 1985, 1991; Rigby et al., 1989], и они использованы в данной статье, задача которой – проанализировать особенности рифообразования в периоды биотических кризисов, в данном случае кризиса на границе перми и триаса.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пермские рифы Китая локализируются в тектонической области, которая в российской геологической литературе называется Южно-Китайской плат-

формой на эпибайкальском складчатом фундаменте [Тектоника..., 1966] или Южно-Китайским платформенным мегаблоком [Хаин, 1979], а в Китае – блоком Янцзы. Административно это восточная часть провинции Сычуань и западная провинция Хубэй.

В средней и поздней перми этот блок покрывался эпиплатформенными морями. Нижнепермские отложения района представлены терригенными породами. Средняя пермь подразделяется на две формации – Цися и Маокоу, где, в частности, развиты и рифы. В настоящей работе рассмотрены рифы верхней перми ярусов вучапин и чансин с акцентом на чансинские рифы. На западе, в пределах провинции Сычуань, это континентальные, в том числе озерно-болотные образования, которые восточнее сменяются сначала литоральными, а затем мелководно-морскими с определенными, но не принципиальными колебаниями глубин. В последней области выделяются отложения относительно (подчеркнем, относительно) более глубоководного шельфа и более мелководной карбонатной платформы с разнообразной морской фауной (рис. 1).

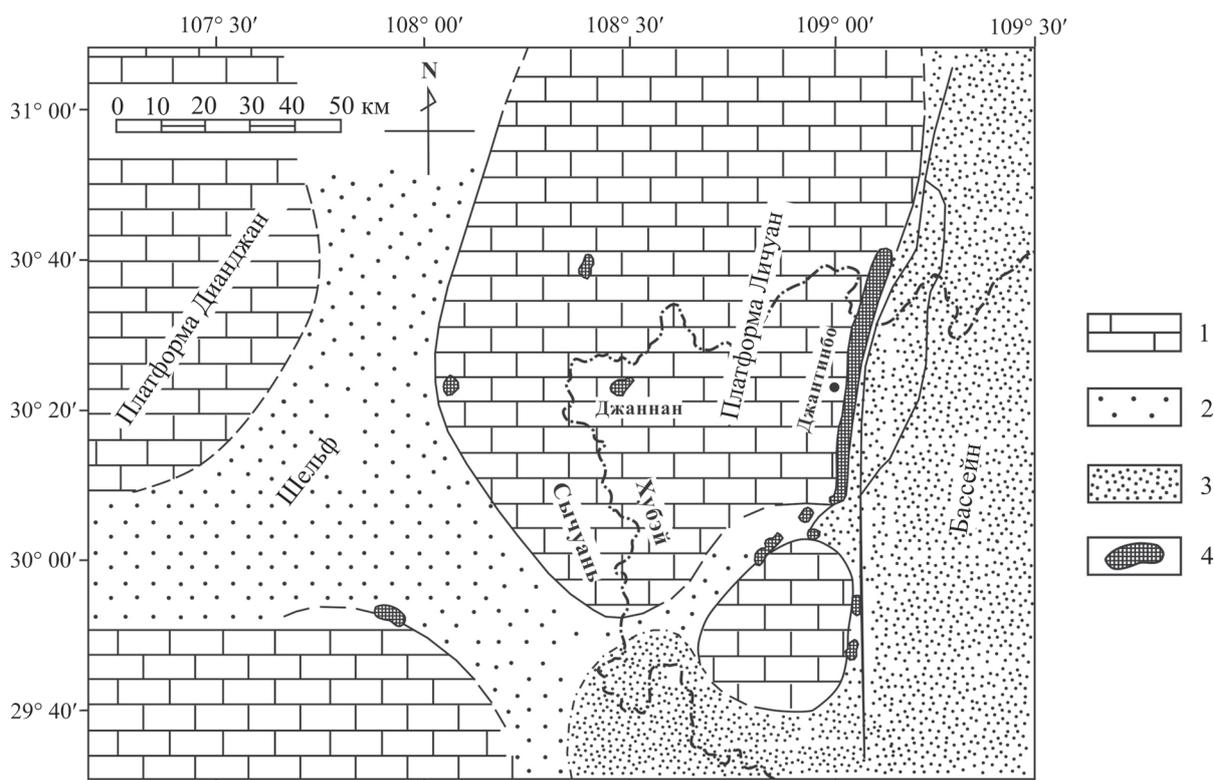


Рис. 1. Схематическая литолого-фациальная карта чансинского времени восточной части провинции Сычуань и западной – Хубэй [Liu et al., 1991].

1 – карбонатные мелководные отложения, 2 – глинисто-карбонатные отложения шельфа, 3 – относительно глубоководные кремнисто-карбонатные отложения, 4 – рифовые образования разного типа.

Fig. 1. Schematic lithofacies map of Changxing formation in the Eastern Sichuan and Western Hubei Provinces [Liu et al., 1991].

1 – shallow-water carbonate deposits, 2 – clay-carbonate shelf deposits, 3 – relatively deep-water siliceous-carbonate deposits, 4 – different types of reefs.

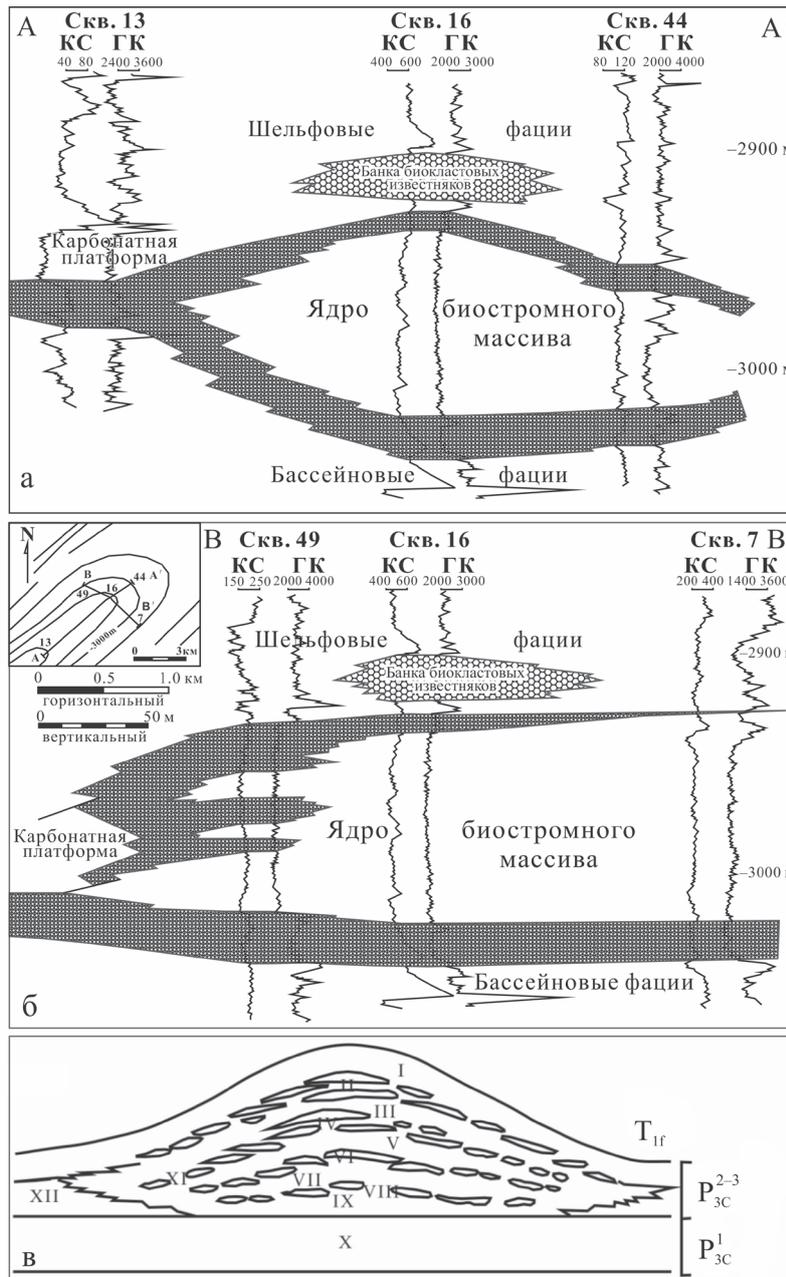


Рис. 2. Биостромные массивы.

а, б – выделение биостромного массива в скважинах по материалам бурения [Liu et al., 1991], в – внутреннее строение биостромного массива формации чансин [Wu et al., 1990].

На врезке рис. 2б – структурная карта кровли поверхности рифа и расположение профильных разрезов. Зоны, обозначенные римскими цифрами, пояснены в тексте.

Fig. 2. Biostrom massifs.

а, б – the allocation of the biostrom massif in wells with drilling materials [Liu et al., 1991], в – the internal structure of biostrom massif of Changxing formation [Wu et al., 1990].

In the insert of Fig. 2б – structural map of the roof surface of the reef and the location of the profile sections. Areas marked in Roman numerals explained in the text.

Наконец, на востоке существовал глубоководный бассейн с накоплением темноцветных тонкослоистых кремнисто-карбонатных отложений с остатками радиолярий, кремневых губок и кальцисфер.

По положению в фациальной структуре бассейна выделяются два вида рифовых образований, которые одновременно различаются и по характеру внутреннего строения, и по соотношениям с вмещаемыми

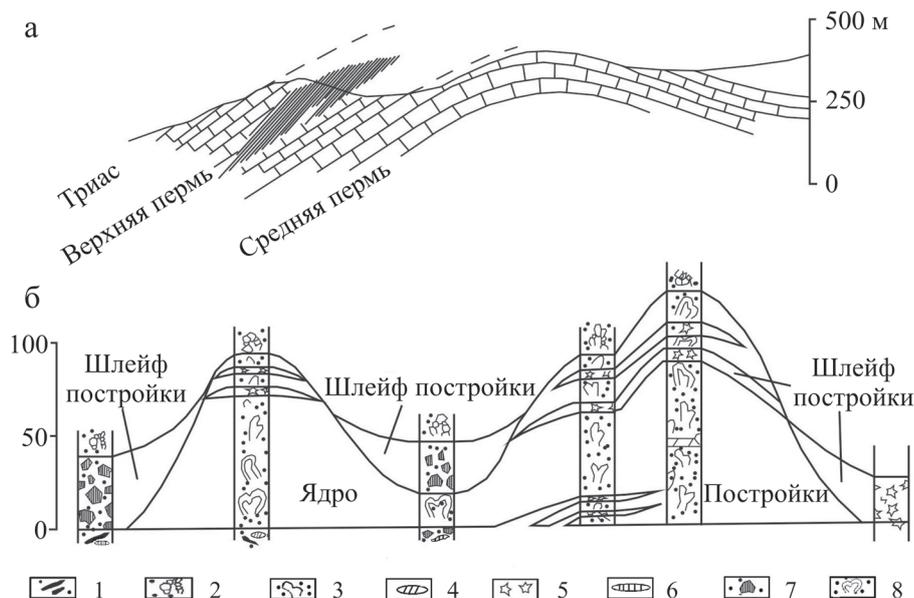


Рис. 3. Риф Хуаннитанг на западе провинции Хубэй [Liu et al., 1991].

а – положение постройки в средней части формации чансин на склоне антиклинали (заштриховано), б – профильные разрезы; 1 – тонкий биокластовый вакстоун, 2 – пакстоун, 3 – вакстоун с неповрежденными скелетными формами, 4 – доломит, 5 – грейнстоун, 6 – рудстоун, 7 – кремнистые породы, 8 – баундстоун.

Fig. 3. Huangnitang Reef on Western Hubei Province [Liu et al., 1991].

а – the buildup position in the middle part of Changxing formation on the anticline slope (shaded), б – profile sections; 1 – fine bioclastic wackstone, 2 – packstone, 3 – intact skeleton wackstone, 4 – dolomite, 5 – grainstone, 6 – rudstone, 7 – siliceous rocks, 8 – boundstone.

щающими отложениями. Во-первых, это постройки в пределах шельфовой зоны, в том числе отмелей – ныне карбонатных платформ. Во-вторых, это рифы, обрамляющие глубоководный бассейн.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Отдельные постройки, включая рифы, располагаются, видимо, на антиклинальных структурах или их склонах. Скорее всего, в ранней перми это были небольшие конседиментационные поднятия, отмели, которые благодаря лучшей освещенности предпочтительно колонизировались водорослями, а затем и другими организмами, что в итоге и обеспечило развитие здесь более мощных и четче выраженных построек разного типа.

Среди шельфовых построек, изученных по материалам бурения, имеются линзовидные тела мощностью от 50 до 160 м, площадью до 6 км², т. е. по сути это, согласно отечественной терминологии, протяженные биостромные массивы [Журавлева и др., 1990]. В их строении достаточно много биокластовых и каркасных известняков, организмов-улавливателей материала, а также цементаторов и, соответственно, образованных ими пород. Внутреннее строение подобных образований неоднородно, что характерно для массивов, или линзовидных тел, образованных совокупностью последова-

тельно нарастающих в разрезе (и времени) отдельных биостромов [Wu et al., 1990].

На карбонатном основании (X на рис. 2в) залегают серые известняки с остатками иглокожих, брахиопод и мшанок (IX на рис. 2в), а затем устанавливается переслаивание собственно биостромов и слоистых известняков. Первые, т. е. биостромы (зоны II, IV, VI и VIII), – это линзовидные массивные каркасные известняки с остатками губок, мшанок и известковых водорослей мощностью от 0.5 до 5.0 м и диаметром от 3 до 30 м. Вторые (зоны III, V, VII) – светло-серые массивные биокластовые известняки. Подобные образования развиты внутри формации чансин и перекрываются слоистыми, часто микрозернистыми и биокластовыми известняками, местами глинистыми, “шельфовых фаций” мощностью от 10 до 50 м.

Наряду с пластовыми, или, точнее, линзовидно-пластовыми биостромными, массивами имеются и изолированные куполовидные постройки, названные иловыми холмами [Liu et al., 1991]. Органогенные иловые холмы развиты по склонам подводных ложбин. Эти низкорельефные округлые в плане холмовидные образования располагались на пологих склонах, сложены микро-тонкозернистыми известняками с остатками губок, гидрозой, местами биокластовыми и криноидными. Мощность холмов колеблется в пределах 50–120 м (рис. 3). Раз-

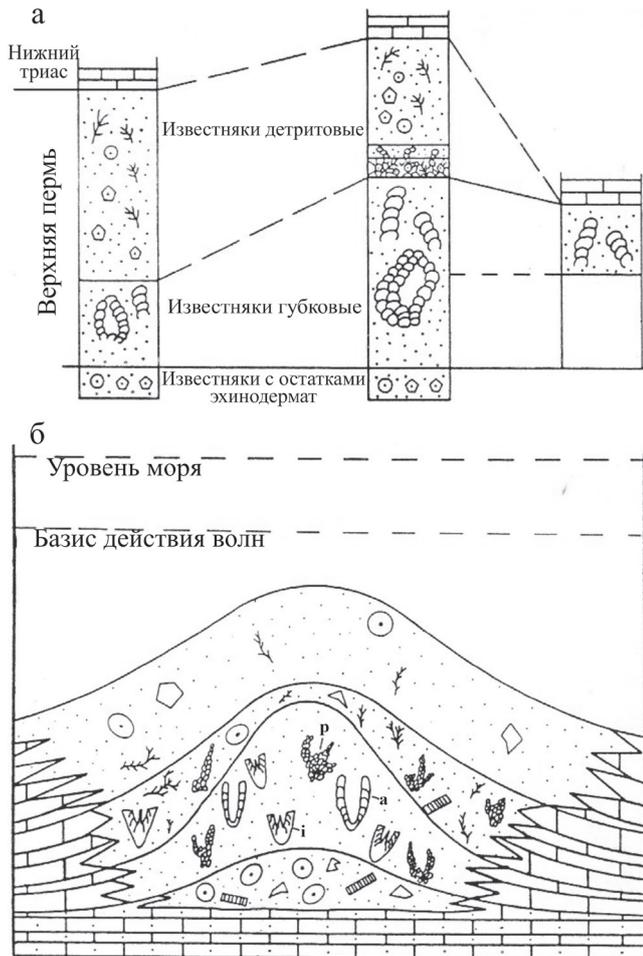


Рис. 4. Схема строения одиночного рифа Лаолонгдон, восточный Сычуань [Rigby et al., 1989], в авторской версии.

а – обобщенный стратиграфический разрез, б – модель строения рифа. Латинские буквы на рисунке: i – инозои, а, р – сфинктозои.

Fig. 4. Fabric chart of single Laolongdong reef, Eastern Sichuan [Rigby et al., 1989], given in the author's version.

а – generalized stratigraphic section, б – model of the reef complex. Latin letters in the figure: i – inozoans, а, р – sphinctozoans.

виты они в средней части формации чансин, мощность покрывающих нерифовых отложений не менее 90 м.

Примером другого, уже каркасного, холма является риф Лаолонгдон, сформированный на шельфе на востоке провинции Сычуань, мощность которого достигает 50 м [Rigby et al., 1989] (рис. 4).

Начало рифообразования фиксируется накоплением детрита эхинодермат, сцементированного микрозернистым материалом, что послужило основанием поселения и развития разнообразных губок – инозой, сфинктозой, сформировавших главный ре-

льефно выраженный холм. Следующая стадия развития, строго говоря, уже не рифовая, – это обложение данного холма мшанково-криноидными зернистыми известняками. Завершением пермского разреза явилось накопление и обложение постройки микрозернистыми известняками с остатками различных скелетных организмов. Карбонатные отложения триаса залегают на пермских образованиях согласно, без перерыва и размыва. Этот факт бесспорно свидетельствует о том, что само рифообразование закончилось раньше и, видимо, существенно раньше конца перми.

Наряду с относительно простыми постройками установлены и рифы в строгом значении этого термина. Рифы в геологическом понимании – это карбонатные массивы, сложенные разнообразными, в том числе каркасными, организмами, мощностью которых больше мощности синхронных им отложений, что обусловлено большей скоростью биогенного карбоната накопления по отношению к таковой вне рифа. Рифогенные постройки в процессе существования и развития возвышались над дном окружающего бассейна, нередко достигали уровня волнолома, поэтому отложения, вмещающие рифы, содержат значительное количество биокластовых известняков. Такие сооружения в данном регионе развиты по краям карбонатного шельфа на границе с относительно глубоководным бассейном. Они имеют линейно вытянутую в плане и асимметричную в сечении форму. Как установлено во многих других рифовых системах, в этом случае выявлена проградация – “регрессивное смещение” более молодых рифов в сторону бассейна (рис. 5). Ядра рифов мощностью до 160 м сложены в значительной степени каркасными известняками, главными рифостроителями которых являлись разнообразные известковые губки, инозои, табулозои, мшанки, гидрозои, тубифиты, водоросли, причем развитие этих организмов четко приурочено только к рифам, во вне рифовых фациях они отсутствуют.

Имеются группы фауны, общие с зарифовыми мелководными отложениями, – брахиоподы, моллюски, иглокожие, фораминиферы, включая фузулиниды. Тем не менее дазикладиевые и гимнокодиевые водоросли распространены только в зарифовых мелководных отложениях [Fan, Zhang, 1985].

Верхняя часть краевых рифов мощностью до 50–80 м и частично зарифовых отложений, а также одиночных рифов шельфа в той или иной степени доломитизирована, что влияет на ее коллекторский потенциал, поскольку меняет характер и структуру порового пространства. Последнее имеет значение, так как в ряде скважин из погребенных построек получены притоки газа.

Важно, что само рифообразование как настоящих рифов краев шельфа, так и построек шельфа закончилось до конца перми и постройки везде перекрываются нерифовыми детритовыми отло-

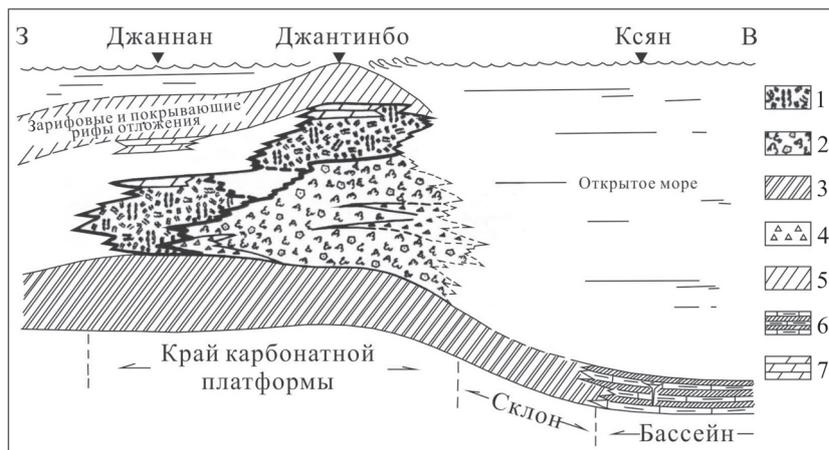


Рис. 5. Регрессивное смещение рифов формации чансин в районе Личуань на западе провинции Хубэй [Fan et al., 1982].

1 – ядро рифа – каркасные губковые известняки, 2 – детрит губок, 3 – кремнистые кальцисферо-спикуловые известняки, 4 – предрифовые брекчии, 5 – водорослевые известняки, 6 – кремнистые породы и микрозернистые доломиты, 7 – известняки со скелетными остатками организмов.

Fig. 5. Regressive shift of the reefs. Changxing formation in Lichuan region, West Hubei province [Fan et al., 1982].

1 – reef core – frame sponge limestones, 2 – sponge detritus, 3 – siliceous calcisphaerol-spicule limestones, 4 – reef talus breccias, 5 – algal limestones, 6 – siliceous rocks and micritic dolomites, 7 – skeletal residues limestones.

жениями, содержащими в том числе потенциально рифостроящую биоту. В этом плане интересно рассмотреть, почему рифообразование завершилось до массового вымирания на границе перми и триаса, когда рифостроящие организмы еще существовали.

ВЫВОДЫ

Рифы как биологические объекты представляют собой крупные многокомпонентные биоценозы. Высокая степень группового разнообразия составляющих такие биоценозы организмов, их функциональная значимость, с одной стороны, и взаимозависимость, с другой, превращают риф в самодостаточную систему, эксплуатирующую собственные ресурсы, сбалансированную в условиях относительного постоянства окружающей среды. Вместе с тем любая подобная система является весьма чувствительной к любым, даже незначительным, изменениям окружающей среды. Возможно, поэтому любое отклонение от установившейся обстановки, не критическое для существования и жизнедеятельности каждой из групп организмов в отдельности, ведет к разрушению важных функциональных связей внутри самого биоценоза. Организмы, в частности каркасообразующие, как, впрочем, и другие, продолжают существовать, однако уже не в рамках единой рифовой системы.

По-видимому, события, приведшие к великому массовому вымиранию, не были внезапными и предваралялись некими изменениями, которые пре-

жде всего разрушали систему рифового биоценоза, что и привело к прекращению формирования именно рифов при все еще благополучном существовании отдельно взятых групп организмов, в том числе каркасообразующих.

Подобное явление отмечено в разных регионах мира. Например, это установлено на границе ордовика и силура, которая фиксирует одно из мощнейших вымираний в геологической истории [Кузнецов, 2018]. Аналогичная картина наблюдается в позднем девоне, когда рифообразование прекратилось задолго до события Келльвассер на границе франского и фаменского веков. Это касается рифов Печорской и Прикаспийской синеклиз, Поволжья, Германии (Гарц), Западной Канады, Южного Китая и др.

Таким образом, прекращение рифообразования практически везде, по крайней мере в палеозое, происходит раньше биотического кризиса, и тогда “события”, которые считаются причиной вымираний, являются концом кризиса, а начинается он раньше – как минимум с исчезновения рифов.

Авторы считают приятной обязанностью выразить благодарность анонимным рецензентам за полезные советы, которые в немалой степени способствовали улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Журавлева И.Т., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г., Беляева Г.В., Волкова К.Н., Задорожная Н.М., Исаев Г.Д.

- и др. (1990) Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. Справочник. М.: Недра, 184 с.
- Кузнецов В.Г. (2018) Рифы позднего ордовика и биотический кризис на границе ордовик–силур. *Стратигр. Геол. коррел.*, **26**(3), 24-30.
- Тектоника Европы. (1966) Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: Наука, 487 с.
- Хаин В.Е. (1979) Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 356 с.
- Fan J., Ma X., Zhang Y., Zhang W. (1982) The Upper Permian Reefs in West Hubei, China. *Facies*, **6**, 1-14.
- Fan J., Zhang W. (1985) Sphinctozoans from Late Permian Reefs of Lichuan, West Hubei, China. *Facies*, **13**, 1-44.
- Li S., Liu D., Gu S. (1985) Characteristics of the Honghua Reef in Kai Country of Sichuan and its Significance in Finding the New Types Hydrocarbon Reservoir. *Oil Gas Geol.*, **5**(2), 24-28. (in Chinese, Summary in English)
- Liu H., Rigby J.K., Li G., Xia K., Liu L. (1991) Upper Permian Carbonate Buildups and Associated Lithofacies, Western Hubei – Eastern Sichuan Provinces, China. *AAPG Bull.*, **75**(9), 1447-1467.
- Rigby J.K., Fan J., Zhang W. (1989) Inozoa calcareous Porifera from the Permian reefs in South China. *Paleontol.*, **63**(6), 778-800.
- Wu X., Lin X., Yang Z., Chen X. (1990) Formation of reef-bound reservoirs of Upper Permian Changxing formation in East Sichuan. *Oil Gas Geol.*, **11**(3), 283-299. (in Chinese, Summary in English)
- Fan J., Ma X., Zhang Y., Zhang W. (1982) The Upper Permian Reefs in West Hubei, China. *Facies*, **6**, 1-14.
- Fan J., Zhang W. (1985) Sphinctozoans from Late Permian Reefs of Lichuan, West Hubei, China. *Facies*, **13**, 1-44.
- Li S., Liu D., Gu S. (1985) Characteristics of the Honghua Reef in Kai Country of Sichuan and its Significance in Finding the New Types Hydrocarbon Reservoir. *Oil Gas Geol.*, **5**(2), 24-28. (in Chinese, Summary in English)
- Liu H., Rigby J.K., Li G., Xia K., Liu L. (1991) Upper Permian Carbonate Buildups and Associated Lithofacies, Western Hubei – Eastern Sichuan Provinces, China. *AAPG Bull.*, **75**(9), 1447-1467.
- Rigby J.K., Fan J., Zhang W. (1989) Inozoa calcareous Porifera from the Permian reefs in South China. *Paleontol.*, **63**(6), 778-800.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000 [Tectonics of the Europe. The explanatory notes to the Tectonic map of Eurasia. Sc. 1 : 5 000 000]. (1966) Moscow, Nauka Publ., 487 p. (In Russian)
- Wu X., Lin X., Yang Z., Chen X. (1990) Formation of reef-bound reservoirs of Upper Permian Changxing formation in East Sichuan. *Oil Gas Geol.*, **11**(3), 283-299. (in Chinese, Summary in English)
- Zhuravleva I.T., Kosmynin V.N., Kuznetsov V.G., Belyaeva G.V., Volkova K.N., Zadorozhnaya G.D., Isaev G.D. et al. (1990) *Sovremennye i iskopaemye rify. Terminy i opredeleniya. Spravochnik* [Modern and fossil reefs. Terms and definitions. Reference]. Moscow, Nedra Publ., 184 p. (In Russian)

REFERENCES

УДК 549.756.12:549.08

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-393-415

Ископаемые копролиты мезокайнозойских животных как источник минералого-геохимической, палеонтологической и палеоэкологической информации

© 2019 г. В. И. Силаев¹, Н. П. Юшкин¹, В. А. Жарков¹, Д. В. Киселёва², В. П. Лютоев¹, Ю. С. Симакова¹, В. Н. Филиппов¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: silaev@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: podarenka@mail.ru

Поступила в редакцию 25.01.2018 г., принята к печати 18.09.2018 г.

Объект. В статье обсуждаются результаты сравнительных минералого-геохимических исследований органических остатков и копролитов из континентальных отложений нижнего триаса в Северном Приуралье и палеогена в Восточном Казахстане. **Методы исследований.** В ходе исследований использован широкий комплекс методов: оптико- и электронно-микроскопические, химико-аналитические, пирохроматографические, термические, рентгеноструктурные, спектроскопические, масс-спектрометрические. **Результаты.** В нижнетриасовых и палеогеновых терригенных и карбонатно-терригенных осадочных породах на территории Северного Приуралья и Восточного Казахстана выявлена значительная концентрация рыбных костей, зубов и чешуи, а также копролитов лабиринтодонтов. По минеральному составу фоссилии и копролиты практически полностью сложены карбонатапатитом В-типа. В нижнетриасовых фоссилиях и копролитах преобладают соответственно S- и Si+S-содержащие карбонатапатиты, в палеогеновых копролитах резко преобладает S-содержащий карбонатапатит с регулярной примесью Mn и Sr. В качестве эндокриптной примеси в карбонатапатитах выявлены железо- и алюмофосфаты в суммарном содержании до 10 мол. %. Фазово-гетерогенные примеси в копролитах представлены кальцитом, сидеритом, поликомпонентными карбонатами системы $MnCO_3$ – $FeCO_3$ – $MgCO_3$ – $CaCO_3$, баритом и пиритом редкого для этого минерала октаэдрического габитуса. Отношения концентраций элементов эссенциалов и ксенобионтов в нижнетриасовых и палеогеновых копролитах различаются, составляя в среднем соответственно 0.17 и 0.35. В общем балансе микроэлементов среди дефицитных микроэлементов преобладают эссенциалы, а среди избыточных – ксенобионты, что, очевидно, обусловлено фоссилизацией фосфатно-органического вещества исходных фекалий. Геохимические различия нижнетриасовых и палеогеновых копролитов объясняются их разным геологическим возрастом и очевидными тафономическими особенностями. Впервые приведены данные о содержании в копролитах литогенных газов и изотопном составе примесного углеродного вещества, исходя из которых можно утверждать, что лабиринтодонты могли употреблять в пищу растения, а также растительноядную и плотоядную рыбу. **Выводы.** Находки копролитов в Северном Приуралье и Восточном Казахстане в диапазоне от триаса до палеогена свидетельствуют о вероятности гораздо более широкого, чем считалось ранее, развития в природе осадочных пород с фосфатными копролитами. Последние в случае высокой концентрации копролитов могут послужить новым и весьма ценным типом фосфоритового сырья, утилизация которого не потребует никаких предварительных процедур.

Ключевые слова: фосфориты, копролиты, костный детрит, минералого-химические характеристики, мезокайнозой

Fossil coprolites of Meso-Cenozoic animals as a source of mineralogical-geochemical, paleontological and paleoecological information

Valerii I. Silaev¹, Nikolai P. Yushkin¹, Vladimir A. Zharkov¹, Dar'ya V. Kiseleva², Vladimir P. Lyutoev¹, Yuliya S. Simakova¹, Vasilii N. Filippov¹

¹Institute of Geology, Komi Scientific Center, UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktivkar, 167982 Russia,
e-mail: silaev@geo.komisc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovskogo st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: podarenka@mail.ru

Received 25.01.2018, accepted 18.09.2018

Для цитирования: Силаев В.И., Юшкин Н.П., Жарков В.А., Киселёва Д.В., Лютоев В.П., Ю.С. Симакова Ю.С., Филиппов В.Н. (2019) Ископаемые копролиты мезокайнозойских животных как источник минералого-геохимической, палеонтологической и палеоэкологической информации. *Литосфера*, 19(3), 393–415. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-393-415

For citation: Silaev V.I., Yushkin N.P., Zharkov V.A., Kiseleva D.V., Lyutoev V.P., Simakova Y.S., Filippov V.N. (2019) Fossil coprolites of Meso-Cenozoic animals as a source of mineralogical-geochemical, paleontological and paleoecological information. *Litosfera*, 19(3), 393–415. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-393-415

Subject. The results of comparative mineralogical and geochemical studies of organic remains and coprolites from the Lower Triassic and Paleogene continental deposits of the Northern Urals and East Kazakhstan, respectively, are discussed in the article. *Methods of researches.* In the course of the research a wide range of analytical methods were used: optical microscopy; chemical analysis; determination of C_{org} content; thermal and powder X-ray diffraction analyses; spectroscopy; scanning electron microscopy; X-ray fluorescence analysis; isotopic analysis gas pyrochromatography; inductively coupled plasma mass spectrometry. *Results.* In the Lower Triassic and Paleogene continental-marine terrigenous and carbonate-terrigenous sedimentary rocks of the Northern Urals and East Kazakhstan, a significant concentration of fish bones, teeth and scales, as well as coprolites of labyrinthodonts has been identified. According to the mineral composition, the fossils and coprolites are almost completely composed of B-type carbonate apatite. The phase-heterogeneous impurities in coprolites are represented by calcite, siderite, barite, polycomponent carbonates of the $MnCO_3$ - $FeCO_3$ - $MgCO_3$ - $CaCO_3$ system, as well as by pyrite having octahedral habitus which is rather rare for this mineral. The ratio of the essential and xenobiotic elemental concentrations differs for the Lower Triassic and Paleogene coprolites, reaching 0.17 and 0.35 on average respectively. For the first time the data are given on the content of lithogenic gases and the isotopic composition of the impurity carbonaceous material of coprolites; according to it, the Lower Triassic labyrinthodonts could eat both herbivorous and carnivorous fish. *Conclusion.* The findings of coprolites in the Northern Urals and East Kazakhstan in a wide Meso-Cenozoic chronological range and in very different geological settings indicate the probability of a much wider development of coprogenic-phosphate sedimentary rocks in nature than it was previously considered. The latter in the case of a high concentration of coprolites can serve as a new and very valuable type of phosphorite raw materials, the utilization of which does not require any preliminary procedures.

Keywords: *phosphorites, coprolites, bone detritus, mineralogical-geochemical characteristics, Meso-Cenozoic*

Acknowledgments

The authors wish to thank M.F. Babushkina, T.N. Busheneva, I.V. Smoleva, A.F. Khazov, S.N. Shanina and N.V. Cherednichenko for their valuable help during the studies.

Microelement ICP-MS determination of coprolites was carried out at the "Geoanalytic" Collective Use Center in A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS within the framework of the state budget theme № 0393-2016-0025 "Spectroscopy, spectrometry and physics of geo-, cosmo- and biogenic minerals based on the analytical techniques with high spatial resolution: oxides, silicates, phosphates and carbonates".

Светлой памяти
выдающегося русского литолога
Василия Ивановича ЧАЛЫШЕВА

ВВЕДЕНИЕ

Копролиты – результат фосфатизации и литификации палеоэскрементов животных. Они известны с рифея, а начиная с ордовика уже играют роль важного геологического фактора [Лапо, 1979]. В настоящее время считается, что скопление копролитов в фанерозойских осадочных породах может привести к образованию фосфоритов нового – копрогенного – типа [Куликова, Борисов, 1986; Юшкин и др., 2013], минералого-геохимические свойства и практическое значение которых, однако, все еще остаются крайне неопределенными. Между тем прямое отношение копролитов к пищевым цепям самых разнообразных организмов – от зоопланктона, мидий, морских ракообразных и рыб до земноводных и континентальных животных – делает их весьма перспективным источником палеоэкологической и даже палеобиосферной информации [Bradley, 1946; Edwards, Yatkova, 1974; Вялов, 1982; Наугольных, 2011]. Нельзя также не отметить и то, что, будучи результатом диагенетического преобразования продуктов жизнедеятельности, копролиты являются ценным источником зна-

ний о характере и механизмах преобразования органических веществ в ходе литогенеза.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами наших исследований послужили копролиты земноводных и связанный с ними ко- стяной детрит из нижнетриасовых прибрежно- морских отложений на территории Северного При- уралья [Чалышев, 1961] и палеогеновых континен- тальных отложений в Восточном Казахстане [Ку- ликова, Борисов, 1986; Куликова и др., 1991]. В хо- де исследований был использован широкий ком- плекс методов: оптическая микроскопия – компью- теризированный комплекс OLYMPUS BX51; хи- мический анализ горных пород; определение со- держания C_{org} методом кулонометрического титро- вания по величине рН на анализаторе Ан-7529М; термический анализ на автоматическом деривато- графе Shimadzu DTG-60A/60AH; рентгенострук- турный анализ на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000; ИК-спектроскопия с приме- нением прибора Люмекс ИнфРАЛЮМ ФТ-02; раман- спектроскопия с использованием прибора Horiba

LabRam HR 800; ЭПР на спектрографе SE/X-2547; рентгенолюминесцентная спектроскопия на основе рентгеновского аппарата УРС-1.0 (трубка БСВ-2, Fe-антикатод, напряжение на катоде 50 кВ, анодный ток 14 мА), монохроматора ААС-1 (Carl Zeiss, Jena) и регистрирующего узла с ФЭУ-106; аналитическая сканирующая электронная микроскопия с применением комплекса Jeol JSM-6400; рентгенофлуоресцентный анализ на ЭД-спектрометре МЕСА-500W; определение изотопного состава углерода и азота в углеродистом веществе на аналитическом комплексе Flash EA, соединенном с масс-спектрометром Delta V Advantage; газовая пирохроматография с использованием пиролитического устройства и хроматографа “Цвет-800”; масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой с использованием масс-спектрометра ELAN 9000 (PerkinElmer).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СВОЙСТВА КОПРОГЕННО-ФОСФАТОНОСНЫХ ПОРОД

Гряда Чернышева

Объект располагается в пределах южного замыкания Шарью-Заостренской синклинали, крылья которой сложены карбонатолитами карбона, а ядро – преимущественно пермскими угленосными образованиями и фрагментарно сохранившимися от размыва морскими фосфатоносными карбонатно-терригенными породами нижнего триаса (рис. 1а). Ранее подобные фосфатоносные породы были выявлены и описаны В.И. Чалышевым на крыльях Большесынинской впадины в 80–125 км к югу и юго-западу от исследованного нами участка как отложения крупного континентального бассейна, соединенного с морем [Чалышев, 1962, 1964, 1965].

На исследованном в ходе ГДП-200 в 2010–2011 гг. участке В.А. Жарковым (ЗАО “МИРЕКО”)

описаны и опробованы неокатанные плитообразные обломки размером до 0.5 м, сложенные буроватыми конгломератами с песчаным базальным цементом и сероцветными карбонатными алевропесчаниками с многочисленными раковинами остракод размером до 1 мм, фрагментами углефицированной древесины размером до 10 см, костяным фоссилизированным детритом и копролитами триасовых амфибий (рис. 1б). На поверхностях наложения некоторых обломков алевропесчаников сохранились шаровидные пиритовые стяжения диаметром до 1.5 см, которые при любом перемещении неминуемо должны были подвергнуться механическому разрушению. В отличие от упомянутых фосфатоносных пород действительно дальнепринесенные обломки ордовикских песчаников и доордовикских метаморфических и изверженных пород характеризуются высокой степенью окатанности.

Конгломераты представляют собой массивную, плотную, темно-серую породу. Гальки в них темно-бурые, довольно однообразные по размеру (0.5–1.0 см) и варьирующие по размеру от весьма округлых до сглажено-угловатых с тенденцией к параллельности по удлинению. Связующая масса в конгломератах более светлая по окраске, по гранулометрии песчанистая тонко- и мелкозернистая, по минеральному составу – существенно кварцевая с небольшой примесью слюды, кальцита и сидерита (рис. 2а). Последний надежно диагностирован по фоторентгенограммам на основании отражений с d/n (Å) 3.573, 2.790, 2.342, 2.128, 1.959, 1.789, 1.729, 1.501, 1.423.

Химический состав галек (1) и цемента (2), по данным рентгенофлуоресцентного анализа, варьирует в следующих пределах (мас. %, в скобках – среднее): 1) SiO_2 – 16.10–37.04 (24.53), TiO_2 – 0.24–0.34 (0.30), Al_2O_3 – 4.17–6.24 (5.54), Fe_2O_3 – 38.23–68.08 (56.47), MnO – 1.89–4.17 (2.74), CaO – 3.52–13.73 (7.30), SrO – 0–0.03 (0.02), K_2O – 0.41–0.63 (0.52), P_2O_5 – 1.30–3.52 (2.16), $S_{общ}$ – 0.32–0.91

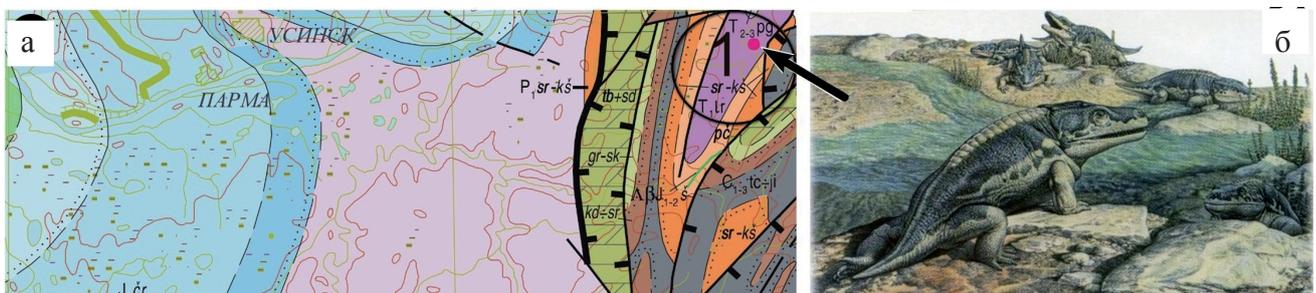


Рис. 1. Геологическое строение района обнаружения раннетриасовых копролитов на гряде Чернышева, в верховьях р. Шарью (Северное Приуралье) (а) и одна из реконструкций внешнего облика лабиринтодонтов (б).

Fig. 1. Geological structure of the detection area of Early-Triassic Coprolites at the Chernyshev Ridge, upper reaches of the Shar'ya River (Nonhern Cis-Urals) (a) and one of the reconstructions of the external appearance of labyrinthodonts (b).

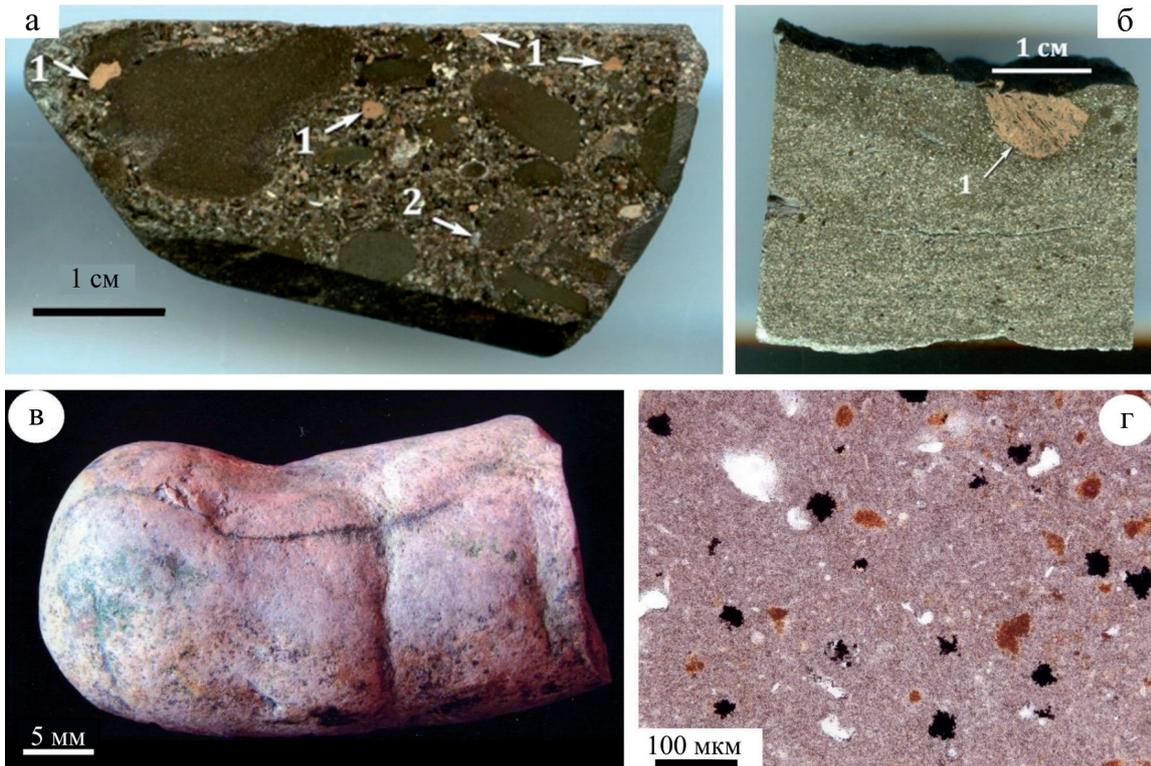


Рис. 2. Нижнетриасовые конгломераты с песчаным цементом (а) и известковые алевропесчаники (б) с копролитами (1) и фоссилизированным костным детритом (2), копролиты из палеогеновых отложений: типичная форма и окраска (в) и связующая масса с такситовой текстурой (г).

Fig. 2. Lower Triassic conglomerates with sand cement (a) and calcareous aleurolitic sandstones (б) with coprolites (1) and fossilised bone detritus (2), coprolites from Paleogene deposits: typical form and colour (в); intermediate mass with taxitic texture (г).

(0.40); 2) SiO_2 – 36.10–46.31 (24.53), TiO_2 – 0.27–0.69 (0.44), Al_2O_3 – 3.91–5.41 (4.52), Fe_2O_3 – 20.12–24.30 (22.41), MnO – 0.72–0.93 (0.83), MgO – 0–1.78 (0.70), CaO – 19.09–22.70 (21.77), SrO – 0–0.06 (0.04), K_2O – 0.46–0.57 (0.50), P_2O_5 – 5.97–9.51 (7.80), $S_{\text{общ}}$ – 0.20–0.46 (0.36). В литохимическом отношении [Юдович, Кетрис, 2000] конгломераты могут быть определены как супержелезистые практически неомарганцованные нормогидролизаты. Однако при этом в них обнаруживаются довольно значительные различия между галькой и цементом. Гальки отвечают супержелезистым нормо- и супергидролизатам со значениями железистого и гидролизатного модулей соответственно (в скобках – среднее) 9.10–11.54 (10.11) и 1.21–4.88 (2.97), а цемент – супержелезистым гипогидролизатам со значениями тех же модулей соответственно 3.67–5.61 (4.74) и 0.58–0.72 (0.67). Из приведенного следует, что рассматриваемые породы обогащены химически существенно выветрелым оксигидроксидно-железистым материалом, но по степени этого обогащения гальки резко превосходят цемент.

В рассматриваемых породах именно к цементу и приурочено подавляющее большинство серо-

ватых, коричневых, до почти черных, фоссилий, а также копролитов в виде бурых комочков размером от долей до 5 мм и цилиндрических тел размером до 3–4 см в длину и до 1.5 см в диаметре.

Алевропесчаники известковые – массивная, иногда неяснослоистая, светло-серая сильно карбонатная порода с примесью темноцветного костного детрита и бурых копролитовых комочков размером от 0.5 мм до 4–5 см (рис. 2б). В отличие от охарактеризованных выше конгломератов алевропесчаники являются существенно карбонатными, преимущественно кальцитовыми. Химический состав этих пород (мас. %, в скобках – среднее): SiO_2 – 31.14–43.66 (38.13), TiO_2 – 0.33–0.45 (0.41), Al_2O_3 – 3.12–7.63 (5.16), Fe_2O_3 – 1.90–10.79 (5.05), FeO – 7.83–19.93 (13.08), MnO – 0.33–0.79 (0.50), MgO – 0.53–1.96 (1.04), CaO – 7.28–20.50 (13.19), Na_2O – 0.16–0.30 (0.24), K_2O – 0.42–0.71 (0.59), P_2O_5 – 1.42–8.22 (4.51), S – 0.34–7.40 (2.83), SO_3 – 0–0.04 (0.02), CO_2 – 11.18–16.56 (13.78), H_2O – 0.24–0.65 (0.40).

Согласно результатам пересчета данных химического анализа на нормативно-минеральный состав, рассматриваемые песчаники на 28–39% состоят из кварца, на 3–15% – из плагиоклазов, слю-

ды и хлоритов, на 29–44% – из кальцита и сидерита, на 1–22% – из пирита и 2–17% – из карбонат-апатита. Из числа элементов-примесей установлены (г/т): Be – 2–4, Mo – 2–4, Sc – 10–15, Ga – 2–8, Zr – 80–25, V – 15–65, Cr – 30–60, Ni – 8–60, Co – 0–8, Cu – 15–50, Zn – 0–80, Pb – 25–35, Ba – 250–450, Sr – 45–800, Y – 45–115, Ln – 250–800. С литохимических позиций фосфатонесущие алевропесчаники варьируют от супержелезистых сиферлитов до супержелезистых нормогидролизатов. Значения железистого и гидролизатного модулей в них колеблются в пределах соответственно (в скобках – среднее) 2.06–9.13 (4.30) и 0.40–1.12 (0.67). Таким образом, получается, что алевропесчаники, как и выше рассмотренные конгломераты с песчаным цементом, содержат химически выветрелый железистый материал, но по степени обогащения им они сильно уступают конгломератам.

В копролитонесущих конгломератах с песчаным цементом И.В. Новиков [1994] определил чешуйчатую кость лабиринтодонта из надсемейства *Trematosauroidae*, а М.Г. Миних – зубы акул, близких к виду *Polyacrodus angulatus*, а также костяной детрит размером от 3–20 мм до 5 см и чешую кистеперых рыб *Saurischthys* sp., *Gronatodidae* gen. indet., *Palaeonisci* gen. indet. Все эти органические остатки свидетельствуют о раннетриасовом возрасте вмещающих пород в рамках индского и оленёкского ярусов.

Зайсанская синеклиза (Восточный Казахстан)

Исследованные образцы были отобраны из верхнеэоценовых озерных зеленовато-серых и светло-серых песчано-алевропелитовых, иногда карбонатно-глинистых отложений, слагающих ядро синеклизы. В этих отложениях выявлены многочисленные фрагменты рыбных скелетов и чешуи, а также копролиты лабиринтодонта [Наугольных, 2011], представленные тельцами цилиндрической, сигарообразной или грушевидной формы, от почти белой до коричневой окраски размером в пределах 5–80 мм по длине и 2–35 мм по толщине (рис. 2в). Слагает копролиты неравномерно раскристаллизованная микропористая масса с многочисленными органическими остатками (рис. 2г). Средний состав копролитов [Куликова, 1991]: SiO₂ – 3.68, TiO₂ – 0.3, Al₂O₃ – 0.50, Fe₂O₃ – 1.06, CaO – 46.32, Na₂O – 0.58, K₂O – 0.16, P₂O₅ – 32.69, CO₂ – 5.35, SO₃ – 1.32, F – 2.72, Cl – 0.33, H₂O – 1.52. Кроме копролитов, рассматриваемые палеогеновые отложения насыщены фрагментами рыбных скелетов и чешуи.

МИКРОСТРОЕНИЕ И ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОПРОЛИТОВ

В песчаном цементе конгломератов и в известковых алевропесчаниках раннетриасового воз-

раста наблюдается множество хаотически распределенных органических образований двух типов.

Во-первых, это клиновидные, изредка прямоугольные формы, обычно внутри пустотелые, являющиеся, очевидно, фоссилизованными остатками зубов и скелетов кистеперых рыб (рис. 3а). Размер этих образований в штуфах колеблется от 3 до 50 мм, в шлифах не превышает 0.5 мм, цвет от темно-бурого до почти черного. Во-вторых, органогенные образования в нижнетриасовых породах представлены полнотельными литифицированными фекальными комочками и цилиндрическими формами с поперечной гофрировкой (рис. 3б). Размер таких образований достигает нескольких сантиметров, а в шлифах не превышает 1–1.5 мм. В разрезе они часто обнаруживают концентрическую зональность и полиминеральные включения (рис. 3в). Степень раскристаллизации вещества фоссилий и копролитов невысокая, в шлифах вещество наблюдается в виде сплошной плохо пропускающей свет массы.

Палеогеновые копролиты под микроскопом характеризуются однородным глобулярно-коллоидным строением, размер фосфатных глобул колеблется от 0.12 до 0.22 см. Глобулы обнаруживают зональность, декорированную вариацией окраски от бежевой до красновато-бурой (рис. 3г). В наиболее раскристаллизованных глобулах наблюдается развитие параллельно-шестоватых и радиально-лучистых агрегатов (рис. 3д, е).

В режиме сканирующей электронной микроскопии в составе нижнетриасовых копролитов выявляется множество включений скелетного детрита и реликтов плавников и чешуи кистеперых рыб (рис. 4). Для фоссилий характерны гораздо более плотное афанитовое сложение и слоистопластинчатое строение. Вещество собственно копролитов имеет более рыхлую конституцию, будучи сложенным кольчатыми и игольчатыми ультрамикрочастицами. По составу фоссилии и копролиты практически полностью карбонат-апатитовые. При значительном увеличении обнаруживается, что морфология игольчатых индивидов этого минерала в копролитах определяется теми же формами, что и кристаллы обычного апатита [Кривоконев, 1964; Васильева, 1968], а именно гексагональной призмой $m\{1010\}$, дипирамидой $x\{1011\}$ и базопинакоидом $c\{0001\}$. При этом габитус исследуемого карбонат-апатита варьирует от пинакоидально-дипирамидально-призматического до пинакоидально-призматического, обнаруживая значительное сходство по этому признаку с карбонат-апатитом из фосфатонесущей коры выветривания [Силаев, 1996].

Как известно, весьма информативными для копролитов являются результаты термического анализа, хотя интерпретация таких данных во многих публикациях имеет противоречивый или вовсе со-

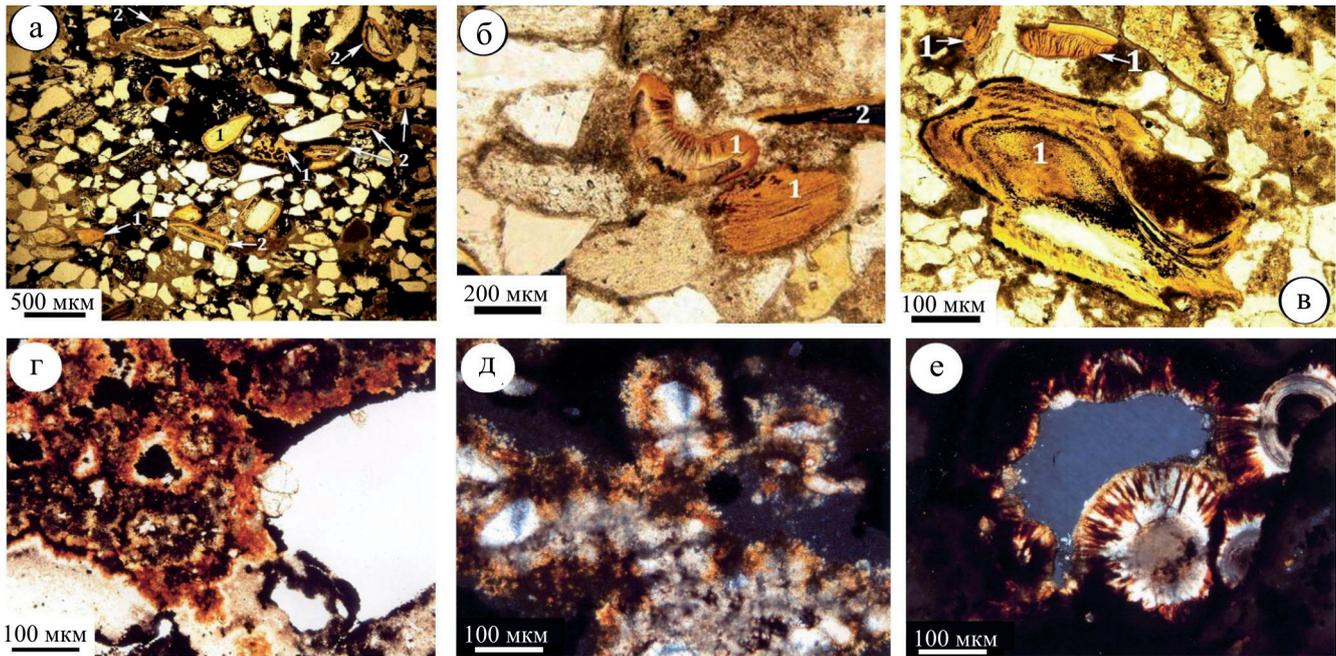


Рис. 3. Микростроение нижнетриасовых алевропесчаников (а–в) с копролитами (1) и фоссилиями (2) и копролитов в палеогеновых песчано-алеуритовых глинах (г–е). Шлифы, николи параллельны (а–г) и скрещены (д, е).

Fig. 3. The microstructure of Lower-Triassic aleurosandstones (а–в) with coprolites (1) and fossils (2), and coprolites from Paleogenic sand-aleuritic clays (г–е). Thin sections, nicols are parallel (а–г) and crossed (д, е).

мнительный характер [Young, Elliott, 1966; Блисковский и др., 1975; Блисковский, 1979; Кузьмина, 1979; Куликова и др., 1991]. Наблюдающийся на кривых нагревания эндотермический пик в области 20–100°C обычно трактуется как результат испарения адсорбированной воды, не связанной химически с фосфатом. Экзотермический пик в диапазоне 200–400°C или приписывают выделению из карбонатапатита слабосвязанной в нем молекулярной воды, или определяют как “проблематичный экзотермический пик”, совместно обусловленный такими термически противоположными процессами, как выделение из карбонатапатита CO₂ (с поглощением теплоты) и выгорание органического вещества (с выделением теплоты). Эндотермический пик в области 400–700°C объясняют потерей карбонатапатитом так называемой структурной воды, а экзотермический пик при 700°C считают особенно диагностичным для карбонатапатита, не вдаваясь, однако, в толкование его природы. Наконец, эндотермический пик, приходящийся на интервал нагревания 900–950°C, рассматривают как следствие высокотемпературной декарбонатизации апатита.

Проведенные нами эксперименты показали, что на кривых нагревания исследуемых копролитов появляются до восьми эндотермических и экзотермических эффектов (рис. 5): 1) эндотермический эффект испарения адсорбционной воды с

экстремумом в интервале 75–100°C; 2) серия экзотермических эффектов с максимумами при 285–290, 300–305, 420–425, 450–455°C, обусловленных выгоранием примеси углеродного вещества; 3) экзотермический пик окисления сульфидов с экстремумом при 460–530°C, что более всего соответствует данным о термоокислении пирита [Силаев и др., 1977]; 4) эндотермический пик при 575–580°C, отвечающий температуре α-β-перехода в кварце; 5) один или два эндотермических эффекта в диапазоне 685–880°C, указывающие на декарбонатизацию карбонатапатита и термодиссоциацию гетерофазной примеси карбонатов. Перечисленным термическим эффектам отвечают не менее четырех этапов изменения массы, а именно потери массы, приходящейся на эффекты низкотемпературной (до 100°C) дегидратации, выгорания углеродного вещества (образование и удаление CO₂ в интервале температур 300–480°C) и декарбонатизации (750–900°C), а также увеличения массы (450–700°C), обусловленного образованием сульфатов за счет пирита.

Выявленное в нижнетриасовых копролитонесных алевропесчаниках термическим анализом углеродное вещество было нами дополнительно диагностировано по раман-спектрам (полосы около 1318 и 1573 см⁻¹, отвечающие соответственно A_{1g}- и E_{2g2}-модам колебаний атомов углерода). Вероятно, впервые проведенный для ископаемых

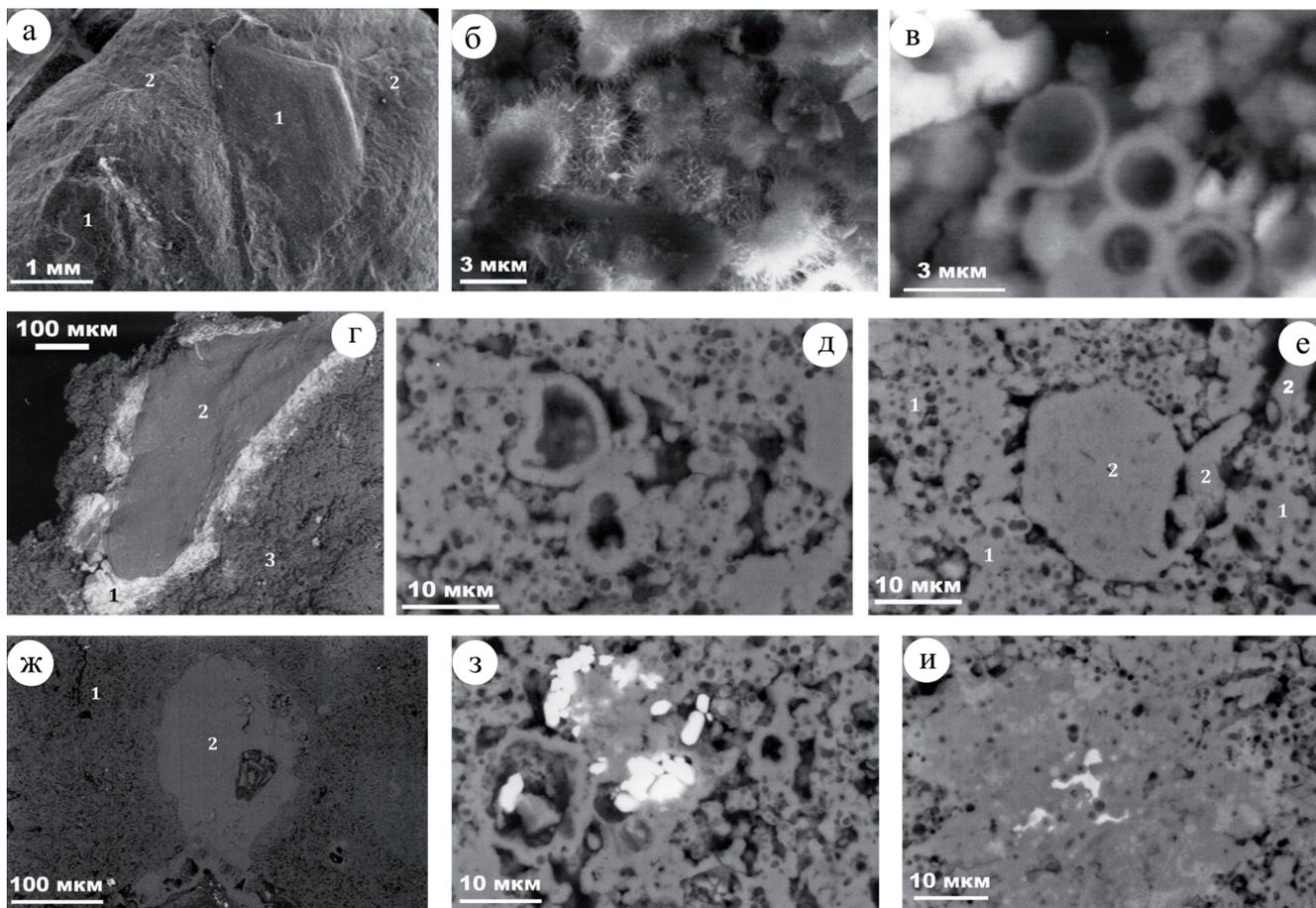


Рис. 4. Копролиты и фоссилии из нижнетриасовых алевропесчаников (а–г) и палеогеновых алеуритистых глин (д–и).

а – включения фоссилий (1) в копролите (2); б, в, д – внутреннее строение копролитов; г – развитие пирита (1) вдоль границы фоссилии (2) с веществом копролита (3); е – выделение в массе копролитобразующего карбонатапатита (1) новообразованных метакристаллов фторапатита (2); ж – выделение в массе карбонатапатита (1) родохрозита (2); з – микрокристаллы барита (белое) в копролите; и – проявление микровкрапленной пиритизации (белое) карбонатапатитового вещества в копролите. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, б) и обратноотраженных (в–и) электронов.

Fig. 4. Coprolites and fossils from Lower-Triassic aleurosandstones (а–г) and Paleogenic aleuritic clays (д–и).

а – inclusions of fossils (1) in coprolite (2); б, в, д – coprolite internal structure; г – pyrite development (1) along the fossil's border (2) with coprolitic substance (3); е – segregation from coprolite-forming carbonate-apatitic mass (1) of newly formed meta-crystals of fluorapatite (2); ж – segregation from carbonate-apatitic mass (1) of rhodochrosite (2); з – barite microcrystals (white) in coprolite; и – the development of microphenocryst pyritisation (white) in the carbonate-apatitic substance in coprolite. SEM-images in secondary (а, б) and back-scattered (в–и) electron modes.

копролитов анализ изотопного состава углеродного вещества привел к следующим результатам (‰, в скобках среднее ± стандартное отклонение): $\delta^{13}\text{C} = -26.6 \dots -5.6$ (-19.26 ± 6.13), $\delta^{15}\text{N} = -4.9 \dots 0.3$ (-2.6 ± 2.3). В полученных данных удивляет аномально легкий изотопный состав азота, что лучше всего сопоставляется с соответствующими изотопными данными о водных растениях. В целом это свидетельствует о рыбно-растительной диете триасовых амфибий. Известно, что примерно в тех же местах, что и копролиты лабиринтодонтов, был обнаружен обильный костный детрит пресноводных рыб позднедевонского возраста

та – пластинокожих бентосоядных ботриолеписов (*Bothriolepis*) и лопастеперых хищных саркоптеригий (*Sarcopterygii*) с разным изотопным составом органического углерода ($\delta^{13}\text{C}$, ‰) – соответственно $-20.5 \dots -20$ и $-16.5 \dots -7.5$ [Майдль и др., 2016]. С учетом этих данных можно предполагать, что раннетриасовые лабиринтодонты могли действительно употреблять в пищу как растительноядную, так и плотоядную рыбу.

Пирохроматографический анализ выделяющихся из копролитов газов показал следующее (табл. 1). До температуры 400°C состав выделяющихся газов практически полностью (на 98–99%) состоит из во-

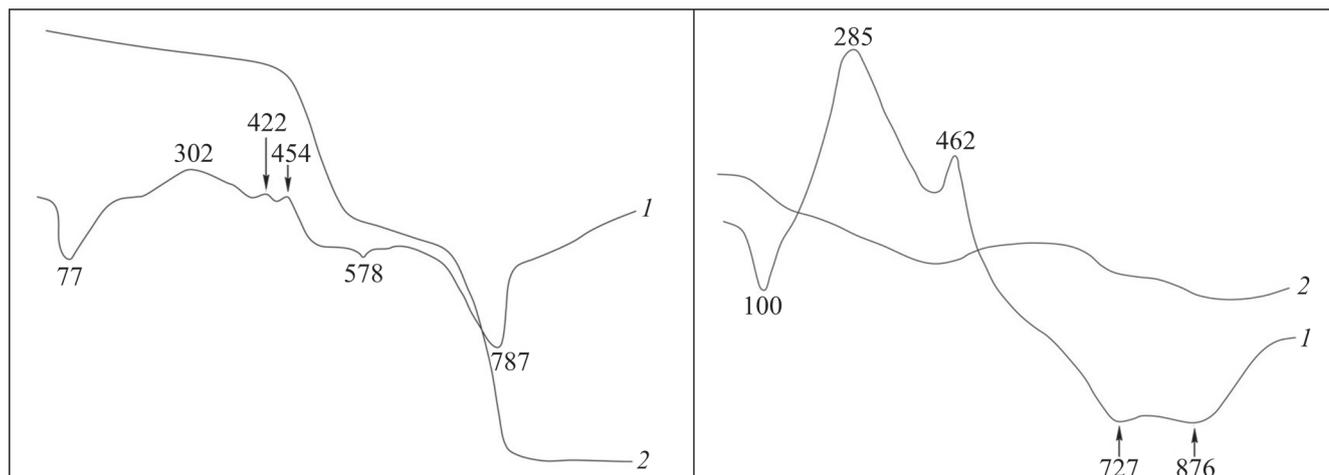


Рис. 5. Типичные результаты термического анализа копролитов из нижнетриасовых алевропесчаников.

Кривые: 1 – нагревания, 2 – потери массы; цифры над кривой нагревания – температуры экстремумов термических превращений, °С.

Fig. 5. Typical results of the thermal analysis of the coprolites from Lower-Triassic aleurosandstones.

Curves: 1 – heating, 2 – weight loss; figures above the heating curve – extremum temperatures of thermal transformations, °С.

Таблица 1. Результаты газохроматографического анализа представительной пробы палеогеновых копролитов, мкг/г

Table 1. The results of gas chromatographic analysis of Paleogene coprolite representative sample, mcg/g

Компоненты газовой фазы	T, °C				Итого
	20–200	200–400	400–600	600–800	
H ₂	He обн.	3.12	46.34	29.79	79.25
N ₂	1.92	He обн.	He обн.	He обн.	1.92
CO	1.17	13.85	110.50	1536	1661.52
CO ₂	612	1223	3960	11036	16831
H ₂ O	71973	70184	19813	8740	170710
H ₂ S	He обн.	0.14	0.72	0.84	1.70
Неорганические газы	72588.09	71423.97	23930.56	21342.63	189285.39
CH ₄	0.01	0.89	29.31	2.10	32.31
C ₂ H ₄	He обн.	0.30	21.93	0.29	22.52
C ₂ H ₆	–”–	0.07	12.64	He обн.	12.71
C ₃ H ₆	–”–	0.48	20.06	0.29	20.83
C ₃ H ₈	–”–	0.26	4.09	He обн.	4.35
C ₄ H ₈	–”–	0.23	3.31	–”–	3.54
i-C ₄ H ₁₀	–”–	0.43	3.66	–”–	4.09
n-C ₄ H ₁₀	–”–	0.23	3.31	–”–	3.54
Органические газы	0.01	2.89	98.31	2.68	103.89
Итого	72588.1	71426.86	24028.87	21345.31	18938.28

ды. В интервале 400–600°С в составе газов скачкообразно возрастает содержание CO₂, CO и углеводородов (до 17.35%), что можно объяснить разложением углеродистого вещества и начавшейся деструкцией карбонатапатита. При дальнейшем нагревании до 800°С доля углеводородов в пиролизате резко сокращается, а доля CO₂ + CO, напротив, возрастает до почти 59%. Последнее, очевидно, отражает усиление термической деструкции карбонатапатита.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФАТНОГО ВЕЩЕСТВА

Присутствующее в исследуемых породах фосфатное вещество легко диагностируется рентгеноструктурным методом. На полученных для фосфатноносных конгломератов с песчаным цементом рентгеновских дифрактограммах наряду с рефлексами от кварца, кальцита и сравнительно плохо

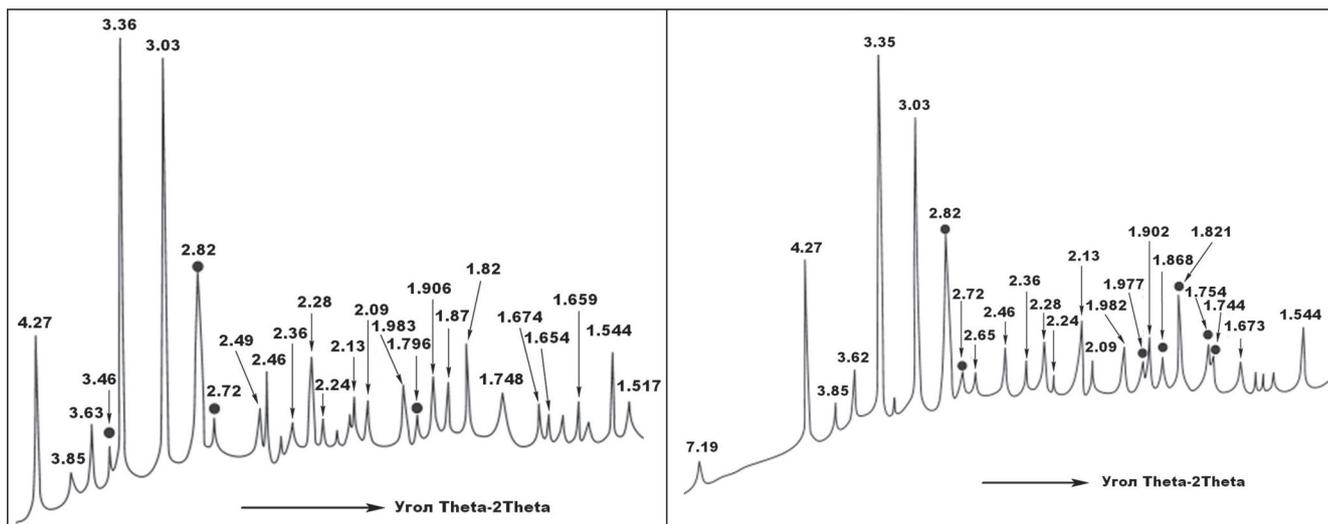


Рис. 6. Типичные рентгеновские диффрактограммы, полученные для песчаного цемента из нижнетриасовых фосфатсодержащих конгломератов.

Черными кружками отмечены линии карбонатапатита.

Fig. 6. Typical X-Ray diffractograms of the sand cement from the Lower-Triassic phosphate-containing conglomerates.

Black circles indicate the carbonate-apatite reflexes.

окристаллизованных оксигидроксидов железа четко регистрируются достаточно сильные отражения, отвечающие карбонатапатиту (рис. 6). Особенно надежным в диагностическом отношении является дублет отражений с $d/n = 2.82$ и 2.72 Å. По интенсивности первого рефлекса в этом дублете можно судить и об относительном содержании карбонатапатита в соответствующей породе, для чего упомянутый рефлекс следует сопоставлять по интенсивности с основными линиями кальцита (3.03 Å) и кварца (3.35 Å).

На рентгенограммах чисто отобранного вещества копролитов присутствуют все важнейшие отражения, характерные для минералов группы апатита (в последовательности уменьшения интенсивностей, Å, в скобках индексы hkl): 2.80 (121) > 2.71 – 2.72 (300) > 3.44 – 3.45 (002) > 1.836 – 1.839 (123) > 2.63 (202) > 1.937 – 1.940 (222) > 1.720 – 1.721 (004) > 2.27 – 2.28 (310) > 1.754 (402) = 3.07 – 3.08 (120) = 1.885 – 1.886 (312) > 3.16 – 3.17 (102) > 1.798 – 1.810 (321). Судя по полученной последовательности, исследуемый минерал на 55% тождествен гидроксилкарбонатапатиту, на 30% совпадает с фторкарбонатапатитом, а на 15% может быть скоррелирован с апатитом, в котором валентный анион имеет смешанный F-Cl-OH состав.

На рентгенограммах веществ, отобранных в образце палеогенового копролита с участков черного цвета, имеются сильные рефлексы с $d/n = 9.64$ и 4.83 Å (рис. 7), которые мы относим к плохо окристаллизованным слоистым железомарганцевым оксигидроксидам – бузеритам, асболонам. После на-

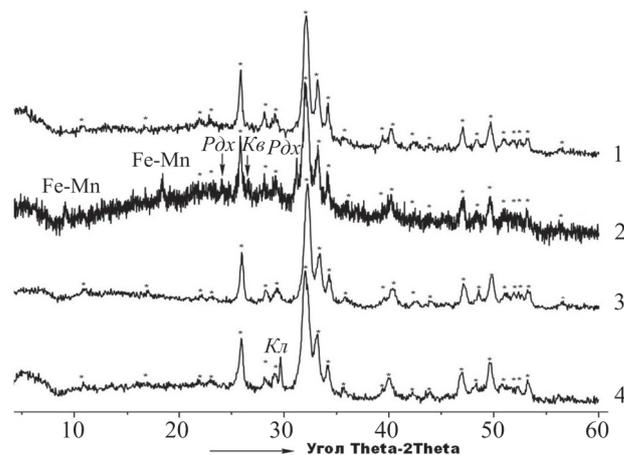


Рис. 7. Рентгеновские диффрактограммы, полученные от исходных образцов палеогеновых копролитов (1, 2), отожженного образца палеогеновых копролитов при 600°C в течение 30 мин (3) и отожженного образца триасовых копролитов в тех же условиях (4).

Звездочкой отмечены рефлексы карбонатапатита и других минералов: $K6$ – кварца, Pdx – родохрозита, Kl – кальцита, Fe-Mn – железомарганцевых оксигидроксидов.

Fig. 7. X-Ray diffractograms of the initial Paleogene coprolite samples (1, 2); Paleogene coprolite samples after the heat treatment at 600°C during 30 min (3); Triassic coprolite samples after the heat treatment under the same conditions (4).

The asterisks indicate the reflexes of carbonate-apatite and other minerals: $K6$ – quartz, Pdx – rhodochrosite, Kl – calcite, Fe-Mn – iron-manganese oxyhydroxides.

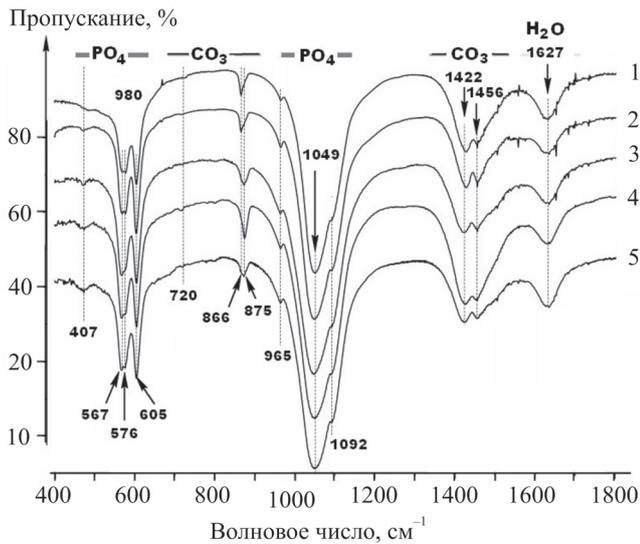


Рис. 8. Типичные спектры ИК-поглощения, полученные для образцов раннетриасовых (1, 2) и палеогеновых (3–5) копролитов.

Fig. 8. Typical IR-absorption spectra of the Early Triassic (1, 2) and Paleogene (3–5) coprolites.

гревания до 600°C эти рефлексы ожидаемо исчезают. Кроме того, на дифрактограммах вещества с таких участков выделяется достаточно сильный рефлекс с $d/n = 2.87 \text{ \AA}$, который отражает присутствие родохрозита. Данный рефлекс наблюдается и на дифрактограмме вещества со светлого участка палеогенового копролита. На дифрактограмме вещества нижнетриасового копролита, полученной для сравнения, присутствует практически полный набор рефлексов, отвечающих карбонатапатиту, и, кроме того, наблюдается основной для кальцита рефлекс с $d/n = 3.03 \text{ \AA}$. Нагревание этого образца до 600°C не приводит к изменению дифрактограммы.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в минерально-фазовом отношении исследуемые копролиты в основном сложены карбонатапатитом В-типа [McConnell, 1938, 1977], достаточно распространенным как в горных породах [Силаев, 1996], так и в органо-апатитовых композитах [Росеева и др., 2009а, б]. Это объясняется тем, что в структуре апатита ионы фосфора в PO_4 -тетрадрах смещены относительно центра, создавая благоприятные предпосылки для замещения асимметричных тетраэдров плоскими группами CO_3 [Борнеман-Старынкевич, Белов, 1953; Масленников, Кавицкая, 1956; Васильева, 1968]. Понятно, что такие замещения в анионной подрешетке должны отчетливо сказываться на параметрах элементарной ячейки апатитов. Так, для карбонатапатита в триасовых копролитах эти параметры э. я. составили (нм): $a_0 = 0.938 \pm 0.002$, $c_0 = 0.688 \pm 0.001$, $c_0/a_0 = 0.733 \pm 0.002$; $V_0 = 0.524 \pm 0.002 \text{ нм}^3$. В палеогеновых ко-

пролитах карбонатапатит характеризуется близкими значениями параметров (нм): $a_0 = 0.933\text{--}0.938$, $c_0 = 0.688\text{--}0.689$ [Куликова, Борисов, 1986; Куликова и др., 1991].

Некоторые детали кристаллохимии исследуемых фосфатов в части анионной подрешетки хорошо выявляются с помощью ИК-спектроскопии. Соответствующие спектры ИК-поглощения были получены М.Ф. Самотолковой в диапазоне 400–2000 см^{-1} . При этом использовались таблетки пресованного КВг, разбавляющего анализируемое вещество в пропорции 1000:1. Для изучения палеогенового копролита были приготовлены препараты из вещества светлых и черных участков. Интерпретация полос осуществлялась на основании данных Р. Г. Кнубовец [1976, 1979] и К. Накамото [1991]. Во всех полученных ИК-спектрах (рис. 8) присутствует характерная для карбонатапатита серия полос поглощения с максимумами (см^{-1}): 470 (связи Me-O), 560–610 (полосы ν_4 деформационных колебаний связей в PO_4 -тетрадрах), 700–730 (колебания связей P-O-P в диортогруппах P_2O_7), 966 и 1000–1100 (полосы ν_1 и ν_3 соответственно симметричных и асимметричных валентных колебаний связей в PO_4 -тетрадрах), 700–730 и 800–900 (расщепление полосы ν_2 деформационных колебаний групп CO_3 в карбонатапатите В-типа), 1440–1500 (полоса ν_3 асимметричных валентных тех же групп). Объективных признаков присутствия в исследуемых фосфатах кислых групп HPO_4 , из предположения которых наши предшественники рассчитывали эмпирические формулы карбонатфторапатита из палеогеновых копролитов [Куликова и др., 1991], нами не установлено.

Полученная картина ИК-поглощения фосфатными группировками в веществе триасовых и палеогеновых копролитов (табл. 2) близка к таковой для фторапатита. Однако в нашем случае дополнительно выявляется факт расщепления полосы ν_4 , что свойственно лишь для карбонатапатитов. В принципе карбонатные полосы поглощения в полученных нами ИК-спектрах могут быть обусловлены как изоморфными карбонатными группами в структуре апатита, так и карбонатными гетерофазными примесями. Сочетание этих поглощений приводит к хорошо заметному усложнению формы полосы деформационных колебаний связей в изоморфных группах $[\text{CO}_3]^{2-}$. Например, в ИК-спектрах, полученных от палеогенового копролита, узкая интенсивная полоса с максимумом при 866 см^{-1} оказалась наложенной на более широкий и менее интенсивный компонент с максимумом при 874 см^{-1} . Очевидно, что это обусловлено примесью родохрозита, который и отвечает за узкую интенсивную полосу. Более широкий и менее интенсивный компонент относится к карбонатапатиту. В спектре от триасового копролита, напротив, основной является полоса с максимумом при 872–875 см^{-1} , отвеча-

Таблица 2. Полосы в спектрах ИК-поглощения, полученных для палеогеновых (1, 2) и раннетриасовых (3–5) копролитов
Table 2. The bands in the IR absorption spectra obtained for Paleogene (1, 2) and Early-Triassic (3-5) coprolites

Образцы	[PO ₄] ³⁻				[CO ₃] ²⁻		
	v ₁	v ₂	v ₃	v ₄	v ₂	v ₃	v ₄
1	470	966	1049, 1092	605, 578, 569	866, 874*	1429, 1456, 1500*	720
2	480	966	1050, 1093	605, 578, 570	866, 874*	1428, 1456, 1500*	727
3	470	965	1049, 1093*	605, 575, 567	872, 868*	1423, 1456, 1500*	719
4	470	965	1049, 1092*	604, 576, 567	875, 868*	1426, 1454, 1500*	717
5	470	964	1048, 1093*	604, 576, 567	874, 868*, 878*	1422, 1456, 1500*	726
Палеогеновый копролит [Лапо, 1979]	460–470	971	1050	608, 582, 572	872	1440, 1475	726
Фторапатит из щелочных магматитов, Хибинны	467	962	1047, 1094	603, 575	Не обн.	1426, 1453	Не обн.
Кальцит			Не обн.		876	1432	712
Сидерит			—”—		869	1433	736
Родохрозит			—”—		866	1432	726

*Плечо на фоне основной полосы.

Примечание. 1 и 2 – вещество, соответственно, со светлых (без FeMn-оксигидроксидов) и темных (с FeMn-оксигидроксидами) участков.

* Leverage (shoulder) against the background of the main band.

Note. 1 and 2 – substance, respectively, with light (without FeMn-oxyhydroxides) and dark (with FeMn-oxyhydroxides) sites.

ющая карбонатапатиту. Осложняющие ее компоненты с максимумами при 868 и 878 см⁻¹ можно приписать незначительной гетерофазной примеси соответственно сидерита и кальцита.

Эффективным методом изучения фазового состава копролитов в микро- и нанометровом диапазоне размеров минеральных индивидов является спектроскопия ЭПР [Гилицкая, 1979; Силаев, 1996]. Нами соответствующие спектры были получены при комнатной температуре. Основной их особенностью является широкая линия ($\Delta B = 55\text{--}56$ мТ) в области g-фактора 2.00 (рис. 9, 10). В области низких полей регистрируется второй широкий компонент с максимумом при $g = 5.1$. В спектре от исходного образца палеогенового копролита интегральная интенсивность этого сигнала ($\Delta B \cdot I_{\text{гр}}$) вдвое превышает таковую в спектрах, полученных от того же образца, но очищенного от черных омарганцованных примесей, и от образца раннетриасового копролита (табл. 3). Этот сложный сигнал можно интерпретировать как анизотропный спектр магнитного резонанса с $g_{\parallel} = 5.1$ и $g_{\perp} = 2.0$ от примеси железомарганцевых оксигидроксидов в палеогеновых копролитах и от примеси железофосфатов в раннетриасовых копролитах.

После отжига палеогеновых копролитов при 350°C форма и интенсивность спектра ЭПР не изменяются, но после их нагревания до 600°C спектр преобразуется в более широкий (90–100 мТ) и почти симметричный одиночный компонент с меньшим значением g-фактора в пределах 2.12–2.15 (см. рис. 9). Интегральная интенсивность этого компонента возрастает более чем на порядок, что объясняется превращением в ходе отжига железомарганцевых оксигидроксидов в безводные оксиды со спи-

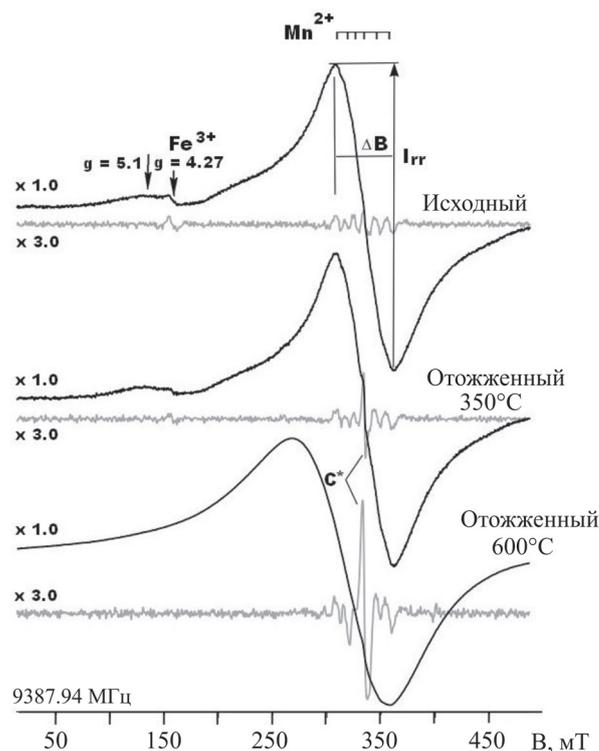


Рис. 9. Спектры ЭПР, полученные от светлых участков в палеогеновых копролитах до и после отжига.

Серой линией показаны отфильтрованные в пострегистрационной процедуре узкие компоненты спектров. Слева приведены коэффициенты усиления.

Fig. 9. ESR spectra of the light areas of Paleogene coprolites before and after the heat treatment.

The grey line indicates the narrow spectrum components filtered during the post-registration procedure. Gain coefficients are given on the left side.

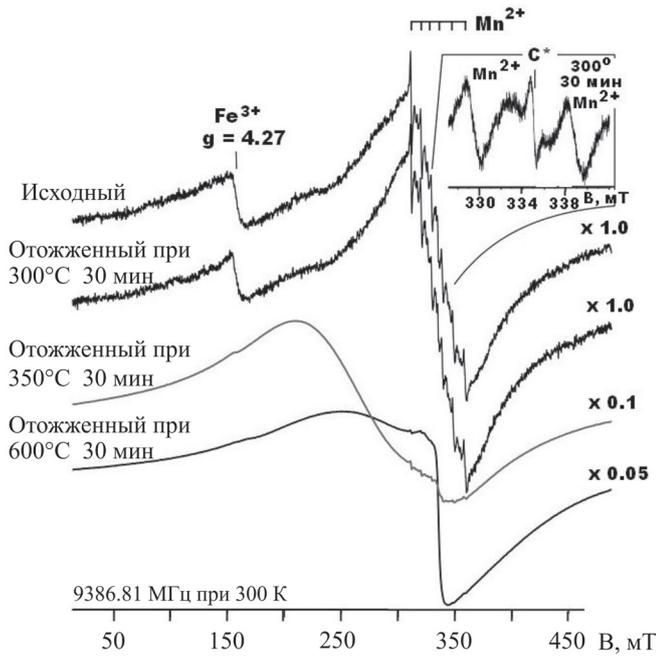


Рис. 10. Спектры ЭПР, полученные от раннетриасовых копролитов до отжига и после него.

Справа приведены коэффициенты усиления, на врезке – часть спектра с линией органических радикалов.

Рис. 10. ESR spectra of Early-Triassic coprolites before and after the heat treatment.

Gain coefficients are given on the right side; the inset represents a spectral part of organic radical band.

нелевой структурой [Силаев и др., 1997]. Устойчивость исходного сигнала $g_{\parallel}=5.1$ и $g_{\perp}=2.0$ к отжигу при 350°C позволяет отнести железомарганцевые оксигидроксиды в палеогеновых копролитах к относительно устойчивым минералам с туннельным типом структуры, например к тодорокиту.

В случае триасовых копролитов спектр ЭПР остается неизменным до температуры отжига 300°C , но при повышении до 350°C он кардинально изменяется (см. рис. 10). Линия с $g = 2.0$ преобразуется в очень широкую полосу ($\Delta B = 135$ мТ) с $g = 2.44$, резко перегибающуюся в точке с $g = 2.00$. Интегральная интенсивность полосы увеличивается при этом вдвое. После отжига образца полоса сужается, в ней нарастает узкий компонент с $g = 2.0$. В итоге интегральная интенсивность полосы возрастает более чем на порядок и спектр в целом приобретает квазиаксиальный вид с $g_{\parallel} = 2.68$ и $g_{\perp} = 1.99$. Можно предположить, что описанное изменение спектра обусловлено окислением на воздухе фосфатов Fe^{2+} с образованием смешанных ферри-феррофосфатов, например $\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}[\text{PO}_4]_2$.

Как известно, в спектрах ЭПР линия с $g = 2.0032$ характерна для растительного, а линия с $g = 2.0028$ – для животного углеродного вещества. Ввиду того что органические радикалы в палеогеновом копролите обнаруживаются только после отжига, можно предполагать, что органическое вещество в них находится на самой начальной стадии метаморфизации. В нижнетриасовых копролитах органическое вещество, похоже, метаморфизовано в большей сте-

Таблица 3. Параметры линий ЭПР исходных и прогретых образцов палеогеновых (1, 2, 5, 6, 8, 9) и раннетриасовых (3, 4, 7, 10) копролитов

Table 3. The parameters of the EPR lines of the initial and heated samples of Paleogene (1, 2, 5, 6, 8, 9) and Early-Triassic (3, 4, 7, 10) coprolites

Образец	Широкий компонент		Узкие компоненты		
	$g, \Delta B$	$I_{\text{гр}} \cdot \Delta B^2, \text{ у. е.}$	$\text{Fe}^{3+}(4.27), I_{\text{гр}} \cdot \Delta B^2, \text{ у. е.}$	$\text{Mn}^{2+}(\text{секстет}), I_{\text{гр}} \cdot \Delta B^2, \text{ у. е.}$	$\text{C}^*, I_{\text{гр}} \cdot \Delta B^2, \text{ у. е.}$
	Исходный				
1	2.00, 55 мТ	600	0.08	0.11	Не обн.
2	2.00, 55 мТ	330	0.04	0.06	—”—
3	2.00, 56 мТ	240	2.6	0.04	0.005
	Отжиг 300°C , 30 мин				
4	2.00, 56 мТ	260	2.3	0.04	0.004
	Отжиг 350°C , 30 мин				
5	2.00, 55 мТ	640	0.07	0.12	0.04
6	2.00, 55 мТ	330	0.03	0.06	0.03
7	2.44, 135 мТ	530	0.29	0.04	0.004
	Отжиг 600°C , 30 мин				
8	2.15, 98 мТ	33 000	Не обн.	0.13	0.95
9	2.12, 90 мТ	7500	—”—	0.15	0.46
10	$g_{\parallel} = 2.68, g_{\perp} = 1.99, 94$ мТ	8700	0.1	0.04	0.002

Примечание. 1, 5, 8 – вещество со светлых участков, 2, 6, 9 – вещество с темных.

Note. 1, 5, 8 – substance from light, 2, 6, 9 – substance from dark areas.

пени. Это следует из того, что органические радикалы в этом образце фиксируются уже в непрогретом образце, а отжиг не приводит к формированию новых порций органических радикалов.

Некоторые кристаллохимические особенности вещества копролитов выявляются и с помощью рентгенолюминесценции. Соответствующий спектр для образца палеогеновых копролитов был получен Т.Н. Бушневой при комнатной температуре в диапазоне 230–830 нм. В целях стабилизации интенсивности возбужденной люминесценции образец выдерживался под рентгеновским излучением в течение получаса. Зарегистрированный спектр был скорректирован на спектральную чувствительность аппаратуры. В результате было установлено, что исследуемый образец характеризуется слабым рентгеностимулированным свечением, которому в спектре РЛ в области 550–700 нм отвечает широкая полоса сложной формы с высоким уровнем искажений (рис. 11). Максимум свечения приходится на 620 нм. В составе упомянутой полосы можно выделить не менее трех компонент с максимумами при 580, 616 и 655 нм. Первая из этих компонент приписывается излучению на изоморфных ионах Mn^{2+} в решетке карбонатапатита. Две другие компоненты отвечают ионам Mn^{2+} в решетке карбонатов. Соотношение интегральных интенсивностей апатитовой полосы и суммы карбонатных полос составляет $(16 \pm 4) / [(23 \pm 11) + (30 \pm 8)] = 0.3 \pm 1$. Отсюда видно, что основная часть изоморфных ионов Mn^{2+} , ответственных за РЛ, локализована именно в карбонатных фазах.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

В исследуемых копролитах выявлены 55 микроэлементов, включая щелочные и щелочноземельные элементы, элементы-гидролизаты, лантаноиды, халькоцидифилы, полуметаллы и неметаллы (табл. 4). Суммарная концентрация этих элементов в нижнетриасовых и палеогеновых копролитах колеблется в следующих соответствующих пределах (г/т, в скобках – среднее): 5860–9147 (8218) и 9331–11691 (10511). Анализ полученных данных по группам элементов приводит к следующим выводам.

В первой группе микроэлементов (рис. 12а, б) щелочноземельные заметно преобладают над щелочными, при этом дифференциация по КК этих элементов в палеогеновых копролитах гораздо контрастнее, чем в нижнетриасовых. По отношению к наземным организмам наблюдается разброс КК в диапазоне 3.0–3.5 порядка, при этом Rb и Be в копролитах находятся в резком дефиците, а остальные элементы – в избытке.

Элементы-гидролизаты в копролитах (рис. 12в, г) в большинстве своем уступают по концентрациям таковым в терригенных осадочных породах, за ис-

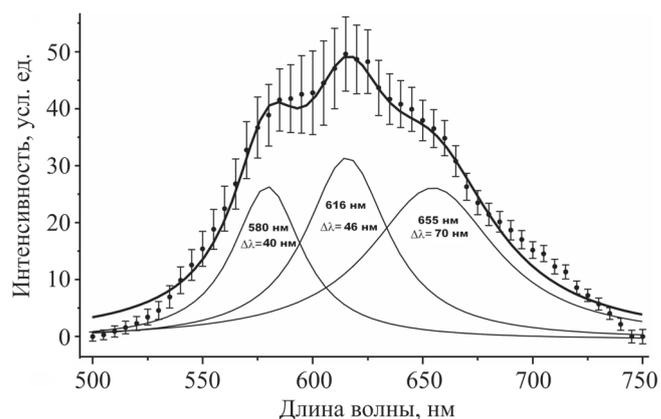


Рис. 11. Аддитивный спектр рентгенолюминесценции палеогенового копролита и результат его разложения на простые компоненты.

Fig. 11. Additive X-Ray luminescence spectrum of Paleogene coprolite and the result of its deconvolution into elementary components.

ключением Y и U, первый из которых избыточно обогащает нижнетриасовые, а второй – палеогеновые копролиты. В сравнении с наземными организмами копролиты обогащены почти всеми рассматриваемыми элементами на 1–5 порядков. К наиболее избыточным относятся Sc, Ti, Nb (в триасовых) и U (в палеогеновых). В целом палеогеновые копролиты элементами-гидролизатами несколько беднее триасовых. Возможно, это объясняется именно различием в их геологическом возрасте.

Лантаноиды сильно обогащают копролиты (рис. 13) вследствие их карбонатапатитового состава. При этом триасовые и палеогеновые копролиты характеризуются разными трендами концентраций – соответственно субгоризонтальным и наклонно-положительным (с подъемом в сторону иттриевых лантаноидов). На кривых КК наблюдаются экстремумы – минимумы для Sm, Lu и максимумы для Eu, Tm.

Концентрации халькофильных и сидерофильных микроэлементов в исследуемых копролитах довольно однообразно дифференцированы в диапазоне трех порядков (рис. 14а, б). К наиболее избыточным элементам относятся Au, Cd, Pb, Mn, а в число наиболее дефицитных входят Cu, Zn, Tl, Sn. В сравнении с наземными организмами исследуемые копролиты сильно (на 2–5 порядков) обогащены почти всеми халькофилами и сидерофилами, особенно Cr, W, Mn, Co.

Полуметаллы и неметаллы по содержаниям в копролитах тоже сильно (на три порядка) дифференцированы (см. рис. 14в, г). Максимально обогащающими, в сравнении с терригенными осадочными породами, являются As, Bi, Se, а относительно дефицитными – B, Sb, S. По сравнению с наземными организмами копролиты сильно обогаще-

Таблица 4. Функциональные группы микроэлементов в исследуемых копролитах

Table 4. Microelement functional groups in the studied coprolites

Элемент	Северное Приуралье, ранний триас				Восточный Казахстан, палеоген	
	Элементы эссенциальные					
Cd	0.281	0.257	0.271	0.301	1.457	1.12
Be	0.893	0.734	0.548	2.134	2.152	1.941
Se	1.984	1.352	0.63	1.416	5.318	3.056
Zn	20.962	19.421	18.642	81.951	11.078	10.749
S	39.198	27.513	He обн.	170.138	62.811	60.568
As	10.044	8.006	4.875	29.682	1.907	1.561
Bi	0.065	0.054	0.052	0.05	0.074	0.085
Mo	0.719	0.749	0.622	0.545	1.224	1.5
Pb	9.665	10.614	6.488	19.903	46.251	11.794
Th	4.44	3.209	2.679	0.575	0.15	0.227
Rb	14.424	13.457	14.895	2.766	0.42	0.345
Ag	0.231	0.298	0.344	0.302	0.284	0.17
Cu	6.926	6.27	5.968	34.847	29.761	20.308
Sr	343.52	263.10	206.08	857.36	1901.8	1743.76
Sn	0.47	0.491	0.436	0.348	0.05	0.069
Ni	19.484	16.733	13.086	338.3	8.849	18.416
Hf	1.409	1.006	0.919	1.305	0.354	0.318
Cs	0.744	0.706	0.829	0.174	0.078	0.032
U	2.423	2.106	2.116	10.371	242.656	79.423
Sb	0.293	0.257	0.16	0.764	0.737	0.514
Y	190.42	150.013	106.35	206.45	493.177	450.584
Co	18.665	16.777	11.082	13.163	1.75	2.221
Zr	41.626	28.165	31.408	51.84	18.377	17.704
V	31.525	25.832	27.024	13.098	11.131	11.235
Сумма	760.411	597.12	455.504	1837.783	2841.846	2437.7
	Элементы ксенобионтные					
Ba	259.75	220.27	194.19	592.38	163.705	154.91
Cr	27.711	17.698	17.27	17.762	136.223	14.666
Ti	1620.2	923.185	814.39	145.44	15.03	17.918
Li	3.915	2.334	3.757	0.626	0.301	0.308
Mn	5567.9	6541.883	6824.8	2262.4	5490.508	8469.362
Ga	3.786	3.055	3.112	1.427	0.825	0.796
Ge	0.647	0.541	0.485	0.223	0.065	0.036
La	167.62	133.949	97.495	198.22	151.436	132.431
B	0.639	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Sc	6.659	4.612	3.335	19.212	6.948	6.065
Ce	382.203	304.172	219.886	409.292	246.04	210.257
Pr	37.53	29.471	21.567	40.547	15.333	13.741
Nd	158.769	126.18	91.722	171.143	64.993	56.784
Sm	34.096	27.308	19.779	34.025	12.116	10.768
Eu	8.514	6.79	4.894	8.526	4.306	3.687
Gd	32.313	25.693	20.398	37.726	28.038	24.372
Tb	4.853	3.921	2.905	5.097	4.685	4.164
Dy	27.851	23.466	17.33	31.999	41.432	35.711
Ho	5.643	4.691	3.551	6.611	12.287	10.709
Er	14.873	12.57	9.401	18.298	41.981	38.092
Tm	1.87	1.565	1.202	2.302	5.996	5.436
Yb	10.568	8.928	6.765	13.327	36.964	34.485
Lu	1.42	1.666	0.907	1.888	5.841	5.341
Te	0.009	0.019	0.006	He обн.	0.083	0.034
Ta	0.341	0.237	0.226	0.116	0.118	0.108
W	0.391	0.321	0.323	0.261	0.481	0.509
Nb	3.581	2.326	2.334	0.194	0.209	0.195
Rh	0.014	0.013	0.009	0.049	0.108	0.093
Pd	2.068	1.488	1.318	2.327	2.503	2.288
Au	0.023	0.017	0.022	0.052	0.208	0.034
Tl	0.384	0.302	0.221	0.404	0.015	0.009
Сумма	8386.141	8428.671	8383.6	4021.874	6488.778	9253.309
Итого	9146.552	9025.791	8839.104	5859.657	9330.624	11691.01

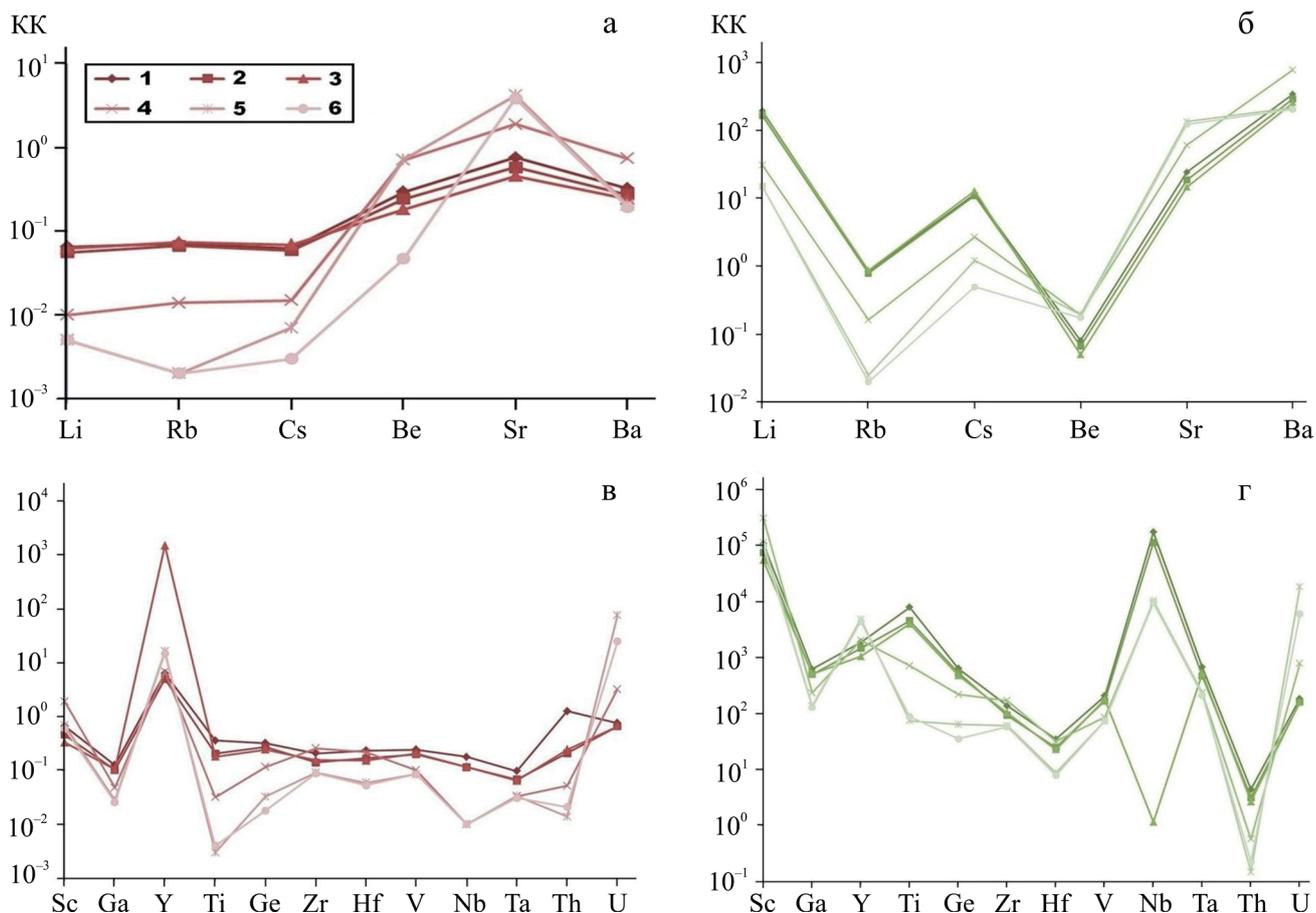


Рис. 12. Кларки концентрации (КК) микроэлементов щелочных и щелочноземельных (вверху), гидролизатов (внизу) в образцах раннетриасовых (1–4) и палеогеновых (5, 6) копролитов.

Концентрации нормированы по кларкам терригенных осадочных пород (а, в) и наземных организмов (б, г).

Fig. 12. Concentration clarkes (КК) of alkali and alkali-earth (above) and hydrolysat (below) microelements in Early-Triassic (1–4) and Paleogene (5, 6) coprolites.

The concentrations are normalised to the clarkes of terrigenous sedimentary rocks (а, в) and terrestrial organisms (б, г).

ны всеми рассматриваемыми микроэлементами, за исключением В и Se. В целом палеогеновые копролиты по большинству полуметаллов-неметаллов богаче триасовых.

По функциональным свойствам микроэлементы в исследуемых копролитах можно подразделить на 24 эссенциальных (жизненно необходимых) и 31 ксенобиотик (см. табл. 4). Групповое содержание этих элементов колеблется в следующих пределах (г/г, в скобках – среднее): нижнетриасовые копролиты-эссенциалы – 455–1838 (913), ксенобиотики – 4022–8386 (7305); палеогеновые копролиты-эссенциалы – 2438–2842 (2640), ксенобиотики – 6489–9253 (7871). Отношения концентраций элементов эссенциалов и ксенобиотиков в нижнетриасовых и палеогеновых копролитах варьируют в диапазонах (в скобках среднее): 0.05–0.46 (0.17) и 0.26–0.44 (0.35) соответственно. Анализ показал, что в общем балансе ми-

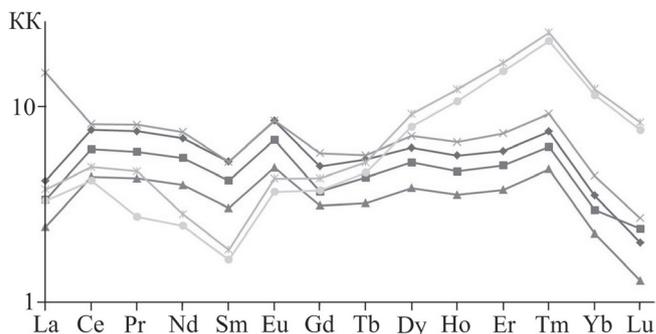


Рис. 13. Кларки концентрации лантаноидов в образцах триасовых и палеогеновых копролитов.

Условные обозначения см. на рис. 12.

Fig. 13. Lanthanide concentration clarkes of Triassic and Paleogene coprolites.

Legend see Fig. 12.

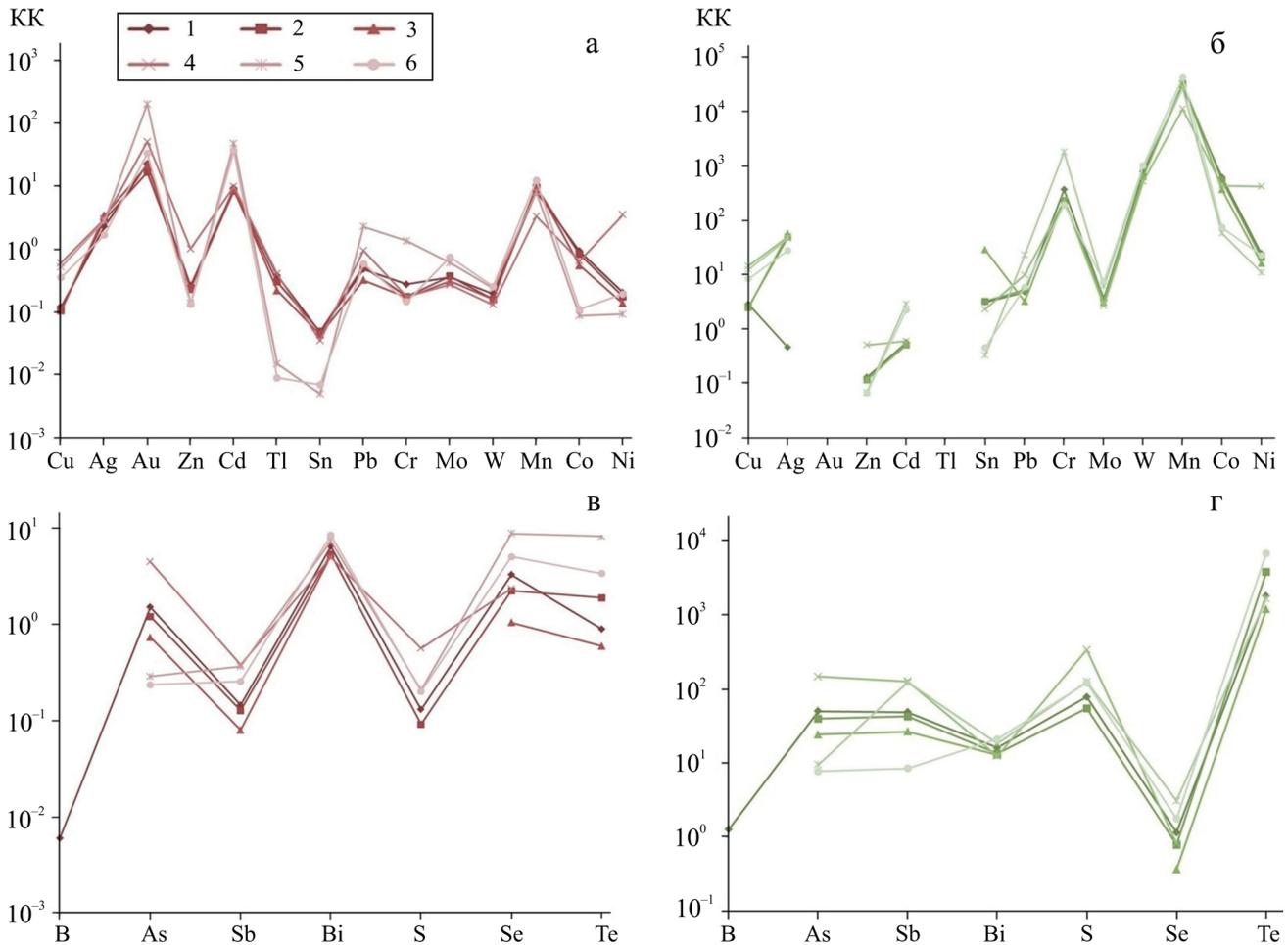


Рис. 14. Кларки концентрации халькосидерофильных микроэлементов (вверху) и полуметаллов-неметаллов (внизу).

Условные обозначения см. на рис. 12.

Fig. 14. The concentration clarkes of chalcosiderophile microelements (above) and semi-metals and nonmetals (below).

Legend see Fig. 12.

кредментов среди дефицитных микроэлементов преобладают эссенциалы, а среди избыточных – ксенобиотики. Очевидно, что такая диспропорция обусловлена фоссилизацией первичного фекального вещества.

Обобщение геохимических данных указывает на следующие различия исследуемых копролитов. Палеогеновые копролиты богаче нижнетриасовых суммой микроэлементов на 20–25%, они характеризуются большей дифференциацией содержания щелочных и щелочноземельных элементов, сильной избыточностью концентрации урана против иттрия в нижнетриасовых копролитах, положительно-наклонным трендом концентраций лантаноидов против горизонтального тренда в нижнетриасовых копролитах, большим содержанием полуметаллов и неметаллов, большим обогаще-

нием эссенциальными микроэлементами. Вся эта картина геохимических различий может быть объяснена не только разным геологическим возрастом копролитов, но и очевидными их тафономическими особенностями.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЭМПИРИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ

Состав карбонатапатита и парагенетичных ему минералов в копролитах определялся рентгено-спектральным микрозондовым методом. Полученные результаты пересчитывались на эмпирические формулы и минеральный состав.

В карбонатапатите фоссилий из триасовых копролитов установлены постоянные примеси Fe₂O₃, MnO, SO₃, спорадически (с частотой 15–25%)

Таблица 5. Химический состав фторгидроксилкарбонатапатита в раннетриасовых фоссилиях (1–6), раннетриасовых (7–19) и палеогеновых (20–25) копролитах, мас. %

Table 5. The chemical composition of fluor-hydracyl-carbon-apatite in Early-Triassic fossils (1–6), Early-Triassic (7–19) and Paleogene (20–25) coprolites, wt %

№ п/п, статистические параметры	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	SrO	Сумма
1	40.76	1.39	He обн.	He обн.	2.71	0.79	52.26	He обн.	97.91
2	38.01	1.80	—”—	—”—	2.75	0.78	52.01	2.11	97.46
3	28.54	4.16	6.87	3.05	5.22	0.75	48.10	He обн.	96.69
4	36.74	0.76	He обн.	He обн.	2.30	He обн.	53.60	—”—	93.40
5	38.98	0.72	—”—	—”—	2.06	0.79	51.30	—”—	93.85
6	35.41	0.83	—”—	—”—	2.17	1.03	57.71	—”—	97.15
Среднее	36.41	1.61	1.15	0.51	2.87	0.69	52.50	0.35	96.08
Среднее квадратичное отклонение	3.90	1.20	2.56	1.14	1.08	0.32	2.87	0.79	1.78
Коэффициент вариации, %	10.71	74.53	222.61	223.53	37.63	46.38	5.47	225.71	1.85
7	33.28	He обн.	1.65	—”—	2.04	0.84	49.02	1.88	88.71
8	33.58	—”—	2.92	1.13	2.59	0.73	50.07	He обн.	91.02
9	35.13	1.33	He обн.	He обн.	2.72	0.86	48.91	—”—	88.95
10	33.32	He обн.	2.94	1.13	2.59	0.73	50.06	—”—	90.77
11	35.15	—”—	2.21	1.61	2.30	He обн.	46.57	—”—	87.84
12	33.04	1.43	2.27	1.25	4.58	1.09	51.44	—”—	95.10
13	38.05	1.34	He обн.	0.76	3.95	0.84	48.38	—”—	93.32
14	36.34	1.49	1.40	0.63	3.32	0.45	48.88	—”—	92.51
15	31.87	1.25	3.43	1.63	3.94	0.77	43.34	—”—	86.23
16	37.41	He обн.	He обн.	He обн.	1.75	0.55	48.08	—”—	87.79
17	33.72	1.56	—”—	—”—	2.45	0.53	47.48	—”—	85.74
18	35.20	1.26	—”—	—”—	1.72	—”—	47.87	1.75	87.80
19	36.79	1.43	—”—	—”—	1.73	0.64	47.70	1.72	90.01
Среднее	34.84	0.85	1.29	0.68	2.74	0.67	48.29	0.41	89.68
Среднее квадратичное отклонение	1.82	0.68	1.30	0.63	0.90	0.26	1.88	0.75	2.68
Коэффициент вариации, %	5.22	80	100.77	92.65	32.85	38.81	3.89	182.93	2.99
20	39.27	3.80	He обн.	He обн.	He обн.	0.79	54.88	1.26	100
21	38.09	3.58	—”—	—”—	0.67	0.78	56.88	He обн.	—”—
22	38.10	2.53	—”—	—”—	0.60	0.93	57.84	—”—	—”—
23	38.17	2.69	—”—	—”—	0.70	1.18	55.96	1.36	—”—
24	34.82	4.06	—”—	—”—	3.65	1.64	55.83	He обн.	—”—
25	34.08	3.31	1.19	—”—	4.23	2.67	53.56	0.96	—”—
Среднее	37.09	3.33	0.20	—”—	1.64	1.33	55.83	0.60	—”—
Среднее квадратичное отклонение	2.10	0.61	0.49	He опр.	1.81	0.73	1.50	0.67	He опр.
Коэффициент вариации, %	5.66	18.32	245.00	—”—	110.36	54.88	2.69	111.67	—”—

встречаются SiO₂, Al₂O₃, SrO (табл. 5). В карбонатапатите собственно копролитов постоянно встречаются Fe₂O₃, MnO, почти постоянно SO₃ и SiO₂, спорадически SrO. В карбонатапатите из палеогеновых копролитов стабильно встречаются Fe₂O₃, MnO, SO₃, часто обнаруживается SrO, изредка – SiO₂. Таким образом, при всем сходстве составов можно все же отметить, что карбонатапатит в триасовых копролитах, по сравнению таковым в палеогеновых копролитах, больше обогащен примесью SiO₂ и Al₂O₃. Обращает также на себя внимание тот факт, что карбонатапатит в триасовых фоссилиях более устойчив по примеси SO₃, но заметно реже содержит примесь SiO₂, чем карбонатапатит в собственно копролитовом веществе.

По результатам расчета формул и миналов (табл. 6) мы приходим к выводу о том, что в фоссилиях из нижнетриасовых копролитов получил развитие S-содержащий фторапатит и карбонатфторапатит, характеризующиеся постоянной катионной примесью Mn, реже Mn + Sr. Расчетное содержание структурного углерода в этом минерале в единицах формульного коэффициента составляет 0.23 ± 0.30 (средняя степень изоморфного замещения фосфора серой и углеродом – 3.8 ат. %). В нижнетриасовых копролитах присутствует карбонатапатит, близкий по составу катионных примесей к минералу в фоссилиях, но более сложный в своей анионной части – от S-содержащего до Si + S-... и далее до Si-со-

Таблица 6. Минеральный состав (мол. %) и эмпирические формулы фторгидроксилкарбонатапатита в раннетриасовых фоссилиях (1–6), раннетриасовых (7–19) и палеогеновых копролитах (20–25)**Table 6.** Mineral composition (mol. %) and empirical formulas of fluorhydroxylcarbon-apatite in Early-Triassic fossils (1–6), Early-Triassic (7–19) and Paleogene coprolites (20–25)

№ обр. и статистические параметры	Карбонат-apatит	Эндокриптная примесь железозофосфата*	Эндокриптная примесь алюмофосфата*	Эмпирическая формула карбонатапатита
1	92.85	7.15	Не обн.	$(Ca_{9.88}Mn_{0.12})_{10}[(P_{5.81}S_{0.19})_6O_{24}] (F, OH)_{2.19}$
2	92.96	7.04	—	$(Ca_{9.62}Mn_{0.12}Sr_{0.26})_{10}[(P_{5.76}S_{0.24})_6O_{24}] (F, OH)_{2.24}$
3	78.60	13.82	7.58	$(Ca_{9.87}Mn_{0.13})_{10}[(P_{5.14}S_{0.66}C_{0.20})_6O_{24}] (F, OH)_{2.46}$
4	93.66	6.34	Не обн.	$Ca_{10}[(P_{5.16}S_{0.10}C_{0.74})_6O_{24}] (F, OH)_{1.36}$
5	98.89	1.11	—	$(Ca_{9.87}Mn_{0.03})_{10}[(P_{5.71}S_{0.10}C_{0.19})_6O_{24}] (F, OH)_{1.91}$
6	94.74	5.26	—	$(Ca_{9.86}Mn_{0.14})_{10}[(P_{5.90}S_{0.10})_6O_{24}] (F, OH)_{2.10}$
Среднее	91.95	6.79	1.26	
Среднее квадрат. отклонение	6.31	3.75	2.82	$(Ca_{9.62-10}Mn_{0-0.14}Sr_{0-0.26})_{10}[(P_{5.14-5.90}S_{0.10-0.66}C_{0-0.74})_6O_{24}] (F, OH)_{2.46}$
Коэффициент вариации, %	6.86	55.23	223.81	
7	94.10	5.90	Не обн.	$(Ca_{9.63}Mn_{0.13}Sr_{0.24})_{10}[(P_{5.37}Si_{0.31}C_{0.32})_6O_{24}] (F, OH)_{1.37}$
8	90.22	6.93	2.85	$(Ca_{9.88}Mn_{0.12})_{10}[(P_{5.47}Si_{0.53})_6O_{24}] (F, OH)_{1.47}$
9	92.36	7.64	Не обн.	$(Ca_{9.86}Mn_{0.14})_{10}[(P_{5.81}S_{0.19})_6O_{24}] (F, OH)_{2.19}$
10	91.05	6.77	2.18	$(Ca_{9.88}Mn_{0.12})_{10}[(P_{5.43}Si_{0.57})_6O_{24}] (F, OH)_{1.48}$
11	88.82	6.76	4.42	$Ca_{10}[(P_{5.50}Si_{0.46}C_{0.04})_6O_{24}] (F, OH)_{1.50}$
12	85.66	11.57	2.77	$(Ca_{9.82}Mn_{0.18})_{10}[(P_{5.36}Si_{0.43}S_{0.21})_6O_{24}] (F, OH)_{1.78}$
13	86.98	11.03	1.99	$(Ca_{9.86}Mn_{0.14})_{10}[(P_{5.60}S_{0.20}C_{0.20})_6O_{24}] (F, OH)_{2.40}$
14	89.03	9.30	1.67	$(Ca_{9.92}Mn_{0.08})_{10}[(P_{5.38}Si_{0.28}S_{0.22}C_{0.12})_6O_{24}] (F, OH)_{1.82}$
15	83.90	11.59	4.51	$(Ca_{9.84}Mn_{0.16})_{10}[(P_{4.84}Si_{0.81}S_{0.22}C_{0.13})_6O_{24}] (F, OH)_{1.28}$
16	94.78	5.22	Не обн.	$Ca_{10}[(P_{5.89}C_{0.11})_6O_{24}] (F, OH)_{1.94}$
17	92.88	7.12	—	$(Ca_{9.91}Mn_{0.09})_{10}[(P_{5.76}S_{0.24})_6O_{24}] (F, OH)_{2.24}$
18	94.97	5.03	—	$(Ca_{9.77}Sr_{0.23})_{10}[(P_{5.81}S_{0.19})_6O_{24}] (F, OH)_{2.19}$
19	94.90	5.10	—	$(Ca_{9.67}Mn_{0.10}Sr_{0.23})_{10}[(P_{5.70}S_{0.30})_6O_{24}] (F, OH)_{2.30}$
Среднее	90.74	7.69	1.57	
Среднее квадрат. отклонение	3.55	2.32	1.65	
Коэффициент вариации, %	3.91	30.17	105.10	$(Ca_{9.63-10}Mn_{0-0.18}Sr_{0-0.24})_{10}[(P_{4.84-5.81}Si_{0-0.81}S_{0-0.30}C_{0-0.32})_6O_{24}] (F, OH)_{2.30}$
20	100	0	Не обн.	$(Ca_{9.77}Mn_{0.11}Sr_{0.12})_{10}[(P_{5.51}S_{0.47}C_{0.02})_6O_{24}] (F, OH)_{2.45}$
21	98	2	—	$(Ca_{9.90}Mn_{0.10})_{10}[(P_{5.16}S_{0.44}C_{0.40})_6O_{24}] (F, OH)_{2.04}$
22	98	2	—	$(Ca_{9.13}Mn_{0.87}Sr_{0.12})_{10}[(P_{5.07}S_{0.31}C_{0.62})_6O_{24}] (F, OH)_{1.69}$
23	98	2	—	$(Ca_{9.70}Mn_{0.16}Sr_{0.14})_{10}[(P_{5.16}S_{0.32}C_{0.52})_6O_{24}] (F, OH)_{1.80}$
24	90	10	—	$(Ca_{9.70}Mn_{0.30})_{10}[(P_{4.57}S_{0.50}C_{0.93})_6O_{24}] (F, OH)_{1.57}$
25	89	11	—	$(Ca_{9.51}Mn_{0.39}Sr_{0.10})_{10}[(P_{4.57}S_{0.50}Si_{0.21}C_{0.72})_6O_{24}] (F, OH)_{1.57}$
Среднее	95.50	4.50		
Среднее квадрат. отклонение	4.72	4.72	Не опр.	$(Ca_{9.13-9.90}Mn_{0.10-0.87}Sr_{0-0.14})_{10}[(P_{4.57-5.51}S_{0.31-0.50}Si_{0-0.21}C_{0.02-0.93})_6O_{24}] (F, OH)_{1.57}$
Коэффициент вариации, %	4.94	104.89		

*При расчете в качестве железозофосфатного и алюмофосфатного минералов принимались соответственно кальциферрит $Ca_3Fe_3[PO_4]_4(OH)_3 \cdot 8H_2O$ и кандаллит $CaAl_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot H_2O$.

*Calcium ferrite $Ca_3Fe_3[PO_4]_4(OH)_3 \cdot 8H_2O$ and cranondallite $CaAl_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot H_2O$ were taken as the iron-phosphate and aluminophosphate minerals, when calculated.

держашего. Расчетное содержание структурного углерода здесь резко снижается до 0.7 ат. %. В палеогеновых копролитах явно преобладает S-содержащий карбонатапатит с примесью Mn и Sr. Содержание структурного углерода в этом минерале самое высокое – 0.54 ± 0.07 (9 ат. %).

Судя по расчетам, в карбонатапатите нижнетриасовых фоссилий и собственно копролитов присутствует эндокриптная примесь железозо- и алюмофосфатов с суммарным содержанием 8–10 мол. %. В карбонатапатите палеогеновых копролитов минеральная примесь алюмофосфата не обнаружена, а

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и эмпирические формулы карбонатов из палеогеновых копролитов

Table 7. Chemical composition (wt %) and empirical formulas of carbonates of Paleogene coprolites

MnO	MgO	FeO	CaO	Эмпирические формулы	Минералы
47.65	5.85	4.96	1.42	$(\text{Mn}_{0.74}\text{Mg}_{0.16}\text{Fe}_{0.08}\text{Ca}_{0.02})[\text{CO}_3]$	Родохрозит Fe-Mg
52.48	He обн.	0.77	7.70	$(\text{Mn}_{0.83}\text{Fe}_{0.01}\text{Ca}_{0.16})[\text{CO}_3]$	Кальциородохрозит
40.88	—”—	13.82	6.44	$(\text{Mn}_{0.65}\text{Fe}_{0.22}\text{Ca}_{0.13})[\text{CO}_3]$	Родохрозит Ca-Fe
38.31	—”—	15.56	7.21	$(\text{Mn}_{0.61}\text{Fe}_{0.24}\text{Ca}_{0.15})[\text{CO}_3]$	То же
39.28	5.28	12.13	3.21	$(\text{Mn}_{0.61}\text{Mg}_{0.14}\text{Fe}_{0.18}\text{Ca}_{0.07})[\text{CO}_3]$	Родохрозит Ca-Mg-Fe
43.30	He обн.	10.56	7.20	$(\text{Mn}_{0.69}\text{Fe}_{0.17}\text{Ca}_{0.14})[\text{CO}_3]$	Родохрозит Ca-Fe
47.15	—”—	3.71	9.89	$(\text{Mn}_{0.74}\text{Fe}_{0.06}\text{Ca}_{0.20})[\text{CO}_3]$	Кальциородохрозит железосодержащий

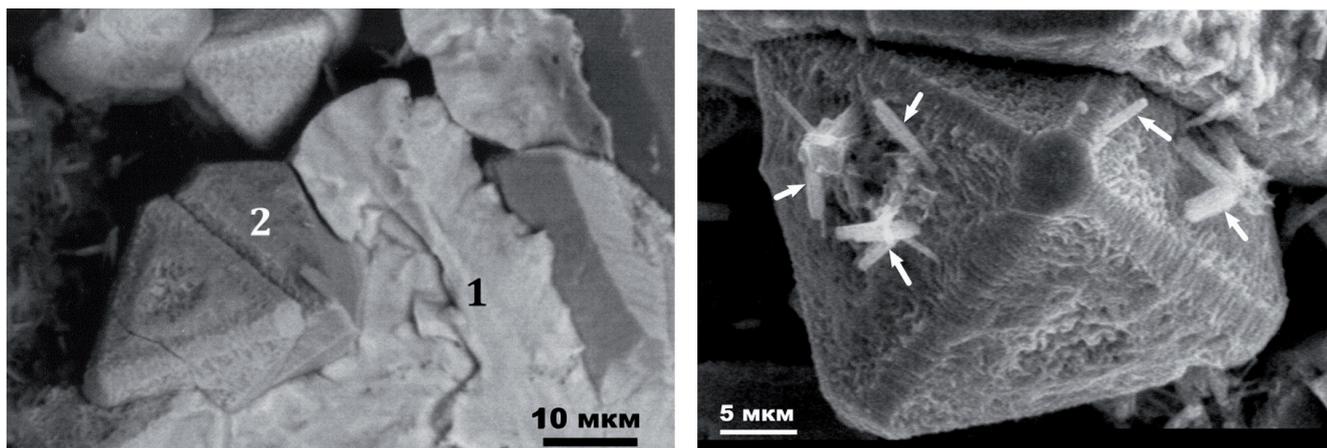


Рис. 15. Морфология и микроскульптура метакристаллов пирита в раннетриасовых копролитах.

1 – микрозернистая пиритовая масса, 2 – метакристаллы. Стрелками отмечены индивиды карбонатапатита, нарастающие на октаэдрические грани индивидов пирита.

Fig. 15. The morphology and microsculpture of the pyrite metacrystals in the Early-Triassic coprolites.

1 – fine-grained pyrite mass, 2 – metacrystals. Arrows indicate the carbonate-apatite individuals overgrowing on the octahedral faces of pyrite individuals.

по содержанию примеси железофосфата они явно уступают карбонатапатиту в копролитах триасового возраста.

Наиболее важной фазово-гетерогенной примесью в исследуемых объектах являются карбонаты, которые в нижнетриасовых копролитах представлены в основном кальцитом, изредка сидеритом, а в палеогеновых копролитах – более сложными по составу карбонатами системы MnCO_3 – FeCO_3 – MgCO_3 – CaCO_3 . Последние подразделяются на родохрозит, родохрозит железо-магнезиальный и кальцио-железистый, кальциородохрозит железосодержащий и кальциородохрозит (табл. 7).

Еще одной важной минеральной примесью как в нижнетриасовых, так и в палеогеновых копролитах выступает аутигенный пирит, который наблюдается, во-первых, в виде микрозернистых агрегатов, обрастающих фоссилии и явно замещающих фосфатное вещество копролитов, а во-вторых, в виде относительно крупных метакристаллов, развивающихся в пределах микрозернистой пиритовой массы и имеющих редкий для пирита октаэдрический

габитус (рис. 15), что может быть объяснено кислотными условиями минералообразования. Грани метакристаллов характеризуются необычной микроскульптурой, обусловленной травлением и регенерацией. Характерной особенностью микрозернистого пирита в копролитах является его нестехиометричность, проявляющаяся в сильных отклонениях от нормы пропорции между катионом и серой (табл. 8). Это выражается в колебаниях формульного коэффициента при катионе в пределах от 0.90 до 1.20. Указанный диапазон соответствует 30% катионных позиций в нормальном по стехиометрии пирите. Метакристаллы тоже характеризуются нестехиометричностью, но при этом обнаруживают еще и стабильную примесь Ni в пределах 1–2 мас. %.

Наиболее редкой примесью, установленной только в палеогеновых копролитах, является барит. Этот минерал явно тяготеет к участкам вторичных изменений, образует микрогнездовую вкрапленность, его индивиды проявляют сильный идиоморфизм, ограняясь поверхностями ромбических призм $\{011\}$, $\{210\}$ и $\{101\}$. По составу барит стехиоме-

Таблица 8. Химический состав пирита из раннетриасовых (1–19) и палеогеновых (20–22) копролитов, мас. %**Table 8.** Chemical composition of the pyrite from Early-Triassic (1–19) and Paleogene (20–22) coprolites, wt %

№ п/п, статистические параметры	Fe	Ni	S	Эмпирические формулы
1	46.66	He обн.	53.34	FeS ₂
2	48.04	—”—	51.96	Fe _{1.06} S ₂
3	50.99	—”—	49.01	Fe _{1.19} S ₂
4	44.74	—”—	55.26	Fe _{0.93} S ₂
5	44.74	—”—	55.26	Fe _{0.93} S ₂
6	45.75	—”—	54.25	Fe _{0.98} S ₂
7	46.17	—”—	53.83	Fe _{0.98} S ₂
8	46.69	—”—	53.31	FeS ₂
9	44.26	1.70	54.04	(Fe _{0.98} Ni _{0.03}) _{1.01} S ₂
10	43.39	0.71	55.90	(Fe _{0.88} Ni _{0.02}) _{0.9} S ₂
11	44.04	He обн.	55.96	Fe _{0.90} S ₂
12	43.79	2.11	54.10	(Fe _{0.93} Ni _{0.05}) _{0.98} S ₂
13	47.07	2.05	50.88	(Fe _{1.05} Ni _{0.05}) _{1.10} S ₂
14	46.15	1.02	52.83	(Fe _{1.0} Ni _{0.03}) _{1.03} S ₂
15	45.32	1.93	52.75	(Fe _{0.98} Ni _{0.04}) _{1.02} S ₂
16	45.15	He обн.	54.85	Fe _{0.94} S ₂
17	44.45	0.92	54.63	(Fe _{0.93} Ni _{0.02}) _{0.95} S ₂
18	44.03	He обн.	55.97	Fe _{0.90} S ₂
19	47.42	—”—	52.58	Fe _{1.03} S ₂
Среднее	45.73	0.55	53.72	
Стандартное отклонение	1.84	0.81	1.81	(Fe _{0.88–1.19} Ni _{0–0.05}) _{0.90–1.19} S ₂
Коэффициент вариации, %	4.02	147.27	3.37	
20	47.52	He обн.	52.48	Fe _{1.03} S ₂
21	44.62	—”—	55.38	Fe _{0.92} S ₂
22	46.62	—”—	53.38	FeS ₂
Среднее	46.25		53.75	
Стандартное отклонение	1.48	He опр.	1.48	Fe _{0.92–1.03} S ₂
Коэффициент вариации, %	3.20		2.75	

Примечание. Данные приведены к 100%.

Note. Data are given to 100%.

тричен, иногда обнаруживает примесь SrO в пределах 2–3 мас. %. Средняя эмпирическая формула такого минерала определяется как (Ba_{0.94}Sr_{0.06})[SO₄].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В континентальных нижнетриасовых и палеогеновых терригенных и карбонатно-терригенных осадочных породах на территории гряды Чернышева и Зайсанской синеклизы выявлена значительная концентрация рыбных костей, зубов и чешуи, а также копролитов лабиринтодонтов. Для фоссилий характерно гораздо более плотное слоистопластинчатое строение, вещество копролитов имеет более рыхлую конституцию. По минеральному составу фоссилии и копролиты практически полностью сложены карбонатапатитом В-типа. В нижнетриасовых фоссилиях и копролитах преобладают соответственно S- и Si+S-содержащие карбонатапатиты, в палеогеновых копролитах резко преобладает S-содержащий карбонатапатит с постоянной примесью Mn и Sr. В качестве эндокриптной примеси в карбонатапатитах выявлены железо- и алю-

мофосфаты в суммарном содержании до 10 мол. %. Фазово-гетерогенные примеси в копролитах представлены кальцитом, сидеритом, поликомпонентными карбонатами системы MnCO₃–FeCO₃–MgCO₃–CaCO₃, баритом и пиритом редкого для этого минерала октаэдрического габитуса. Присутствие этих примесей надежно подтверждено результатами термического анализа.

В исследуемых копролитах выявлены 55 микроэлементов, включая щелочные и щелочноземельные элементы, элементы-гидролизаты, лантаноиды, халькосидерофилы, полуметаллы и неметаллы, концентрация которых варьируется в пределах 3–5 порядков. По функциональным свойствам эти микроэлементы подразделяются на 24 эссенциальных (жизненно необходимых) элемента и 31 элемент-ксенобионт (токсин). Отношения концентраций элементов эссенциалов и ксенобионтов в нижнетриасовых и палеогеновых копролитах различаются, составляя в среднем соответственно 0.17 и 0.35. В общем балансе микроэлементов среди дефицитных микроэлементов преобладают эссенциалы, а среди избыточных – ксенобионты, что, очевидно, обуслов-

лено фоссилизацией фосфатно-органического вещества исходных фекалий. Геохимические различия нижнетриасовых и палеогеновых копролитов объясняются их разным геологическим возрастом и очевидными тафономическими особенностями.

Впервые получены данные о содержании в копролитах литогенных газов и изотопном составе примесного углеродного веществ. Исходя из изотопных данных, можно сделать вывод о том, что лабиринтодонты могли употреблять в пищу растения, а также растительноядную и плотоядную рыбу.

Находки копролитов на гряде Чернышева и в Зайсанской синеклизе в широком мезокайнозойском хронологическом диапазоне и в очень разных геологических ситуациях свидетельствуют о вероятности гораздо более распространенного, чем считалось ранее, развития в природе копрогенно-фосфатных осадочных пород. Последние в случае высокой концентрации копролитов могут послужить новым и весьма ценным типом фосфоритового сырья, промышленное освоение которого не потребует никаких предварительных процедур.

Авторы благодарят М.Ф. Самотолкову, Т.Н. Бушеневу, И.В. Смолеву, А.Ф. Хазова, С.Н. Шанину и Н.В. Чередниченко за ценную помощь в исследованиях.

ИСП-МС исследования микроэлементного состава копролитов проведены в Центре коллективного пользования "Геоаналитик" Института геологии и геохимии УрО РАН в рамках государственной темы № 0393-2016-0025 "Спектроскопия, спектрометрия и физика гео-, космо- и биогенных минералов на основе аналитических методик с высоким пространственным разрешением: оксиды, силикаты, фосфаты, карбонаты". Остальные анализы были осуществлены в АЦ "Геонаука" в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блисковский В.З. (1979) Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов. *Вещественный состав фосфоритов*. Новосибирск: Наука, 16-36.
- Блисковский В.З., Фридман Н.Г., Кузьмина Т.С. (1975) Термографическое исследование фосфатного вещества фосфоритов. *Вещественный состав фосфоритовых руд. Тр. ГИГХС*, **30**, 105-141.
- Борнеман-Старынкевич И.Д., Белов Н.В. (1953) О карбонат-апатитах. *Докл. АН СССР*, **90**(1), 89-92.
- Васильева З.В. (1968) Минералогические особенности и химический состав апатита. *Апатиты*. М.: Наука, 31-56.
- Вялов А.С. (1982) Копролиты из эоплейстоцена Северного Кавказа. *Палеонтолог. сб.*, **19**, 57-60.
- Гилянская Л.Г. (1979) Электронный парамагнитный резонанс в изучении фосфатов кальция. *Исследование фосфатов кальция физическими методами*. Новосибирск: Наука, 39-48.
- Кнубовец Р.Г. (1976) Результаты исследования фосфоритов методом инфракрасной спектроскопии. *Литология фосфоритовых отложений*. М.: Наука, 124-136.
- Кнубовец Р.Г. (1979) Некоторые кристаллохимические особенности реальной структуры фосфатов кальция. *Исследования фосфатов кальция физическими методами*. Новосибирск: Наука, 22-29.
- Кривоконова Г.К. (1964) О карбонатистых фторапатитах из месторождения Аргаыннахайского интрузива. *Рентгенография минерального сырья*. М.: Недра, 64-74.
- Кузьмина Т.С. (1979) Термический анализ фосфатов кальция. *Исследование фосфатов кальция физическими методами*. Новосибирск: Наука, 63-67.
- Куликова Г.В., Борисов Б.А. (1986) О фосфоритизированных копролитах из континентальных палеогеновых отложений Зайсанской впадины (Восточный Казахстан). *Докл. АН СССР*, **289**(2), 443-449.
- Куликова Г.В., Липатова Э.А., Розина Е.Л., Соседко Т.А., Фурмакова Л.Н. (1991) Результаты и методические аспекты диагностики франколитов в фоссилиях и копролитах. *Зап. ВМО*, **3**, 116-133.
- Лапо А.В. (1979) Следы былых биосфер. М.: Знание, 176 с.
- Майдль Т.В., Безносос П.А., Смолева И.В., Силаев В.И. (2016) Результаты минералого-геохимических исследований ихтиофоссилий и необычная микроминерализация из девонских карбонатных отложений на Южном Тимане. *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016)*. Сыктывкар: Геопринт, 152-153.
- Масленников Б.М., Кавицкая Ф.А. (1956) О фосфатном веществе фосфоритов. *Докл. АН СССР*, **109**(5), 190-192.
- Накамото К. (1991) ИК-спектры и спектры КР неорганических координационных соединений. М.: Мир, 536 с.
- Наугольных С.В. (2011) Палеоэкологический палимпсест. *Природа*, **2**, 69-75.
- Новиков М.В. (1994) Биостратиграфия континентально-триаса Тимано-Североуральского региона по фауне тетрапод. М.: Наука, 139 с.
- Россеева Е.В., Зимин П., Шварц У., Будер Я., Франк-Каменецкая О.В., Книп Р. (2009а) Апатито-желатиновые наноконплексы – аналоги биологических твердых тканей. 1. Синтез и характеристика композитов. Изоморфные замещения в структуре карбонатсодержащего апатита-(СаF). *Зап. РМО*, **4**, 53-71.
- Россеева Е.В., Франк-Каменецкая О.В., Голованова О.А., Шварц У., Книп Р. (2009б) Изоморфные замещения в структуре карбонатсодержащих фторапатитов, полученных при биомиметическом синтезе. *Вестн. СПбГУ. Сер. 7*, **3**, 35-48.
- Силаев В.И. (1996) Минералогия фосфатноносных кор выветривания. СПб.: Наука, 136 с.
- Силаев В.И., Забоев А.Ф., Иловайский В.И., Хорошлова Л.А. (1977) Фазовые превращения некоторых сульфидов при нагревании. *Эксперимент в минералогии и моделирование минералообразующих процессов*. Сыктывкар: ИГ Коми ФАН СССР. 88-96.
- Силаев В.И., Янулова Л.А., Терентьев А.В. (1997) Тер-

- мические превращения гипергенных манганитов из марганцевой шляпы Парнокского железомарганцевого проявления. *Сыктывкарский минералогический сборник № 26*. Сыктывкар: Геопринт, 131-137.
- Чалышев В.И. (1961) Находка триасовых рыб и стегоцефалов в Северном Приуралье. *Докл. АН СССР*, **136**(4), 904-906.
- Чалышев В.И. (1962) Морской триас в Северном Приуралье. *Докл. АН СССР*, **144**(6), 1340-1343.
- Чалышев В.И. (1964) Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печорском Приуралье. *Литология и полезн. ископаемые*, **4**, 124-126.
- Чалышев В.И. (1965) О перспективах фосфоритоносности палеозойских и мезозойских отложений Северного Приуралья. *Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и Севера Урала. Тр. IV геол. конф. Коми АССР*. Сыктывкар, 216-229.
- Юдович Я.Э., Кетрис К.П. (2000) Основы литохимии. СПб., Наука, 479 с.
- Юшкин Н.П., Силаев В.И., Жарков В.А., Филиппов В.Н., Лютоев В.П., Симакова Ю.С. (2013) Мезозойские копролиты: минералого-геохимические свойства и отношение к прогнозу фосфатоносности. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Мат-лы научных чтений памяти П.Н. Чурвинского – 2013*. Пермь: Изд-во ПГУ, 26-52.
- Bradley W.H. (1946) Coprolites from formation of Wyoming: their composition and microorganisms. *Amer. J. Sci.*, **244**(3-4), 215-239.
- Edwards P. D., Yatkova D. (1974) Coprolites of the White River (Oligocene) carnivorous mammals: origin, paleoecology and sedimentology significance. *Wyoming Univ. Contribut. Geol.*, **13**(2), 63-73.
- McConnell D. (1938) A Structural investigation of the isomorphism of the apatites group. *Amer. Mineral.*, **11**, 699-707.
- McConnell D. (1977) Apatite, its chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. Wien; N.Y., 111 p.
- Young R.A., Elliott I.C. (1966) Atomic-scale bases for several properties of apatites. *Arch. Oral. Biol.*, **11**, 699-707.
- Bliskovskii V.Z. (1979) Mineralogical nature of calcium phosphate phosphorites. *Veshchestvennyi sostav fosforitov* [Material composition of phosphorites]. Novosibirsk: Nauka Publ., 16-36. (In Russian)
- Bliskovskii V.Z., Fridman N.G., Kuz'mina T.S. (1975) Thermographic study of the phosphate substance of phosphorites. *Veshchestvennyi sostav fosforitovykh rud. Trudy GIGKhS* [Material composition of phosphorite ores. Proceedings of GIGKhS], **30**, 105-141. (In Russian)
- Borneman-Starynkevich I.D., Belov N.V. (1953) About carbonate-apatites. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **90**(1), 89-92. (In Russian)
- Bradley W.H. (1946) Coprolites from formation of Wyoming: their composition and microorganisms. *Amer. J. Sci.*, **244**(3-4), 215-239.
- Chalyshev V.I. (1961) The discovery of Triassic fish and stegocephalus in the Northern Urals. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **136**(4), 904-906. (In Russian)
- Chalyshev V.I. (1962) Marine Triassic in the Northern Urals. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **144**(6), 1340-1343. (In Russian)
- Chalyshev V.I. (1964) Phosphoritic deposits of the Lower Triassic in the Pechora Cis-Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, **4**, 124-126. (In Russian)
- Chalyshev V.I. (1965) About the perspectives of phosphorite-bearingness of Paleozoic and Mesozoic deposits of the Northern Cis-Urals. *Geologiya i poleznye iskopaemye severo-vostoka evropeiskoi chasti SSSR i Severa Urala. Trudy IV geol. konf. Komi ASSR* [Geology and minerals of the northeast of the European part of the USSR and the North of the Urals. Proceedings of the IV geol. confer. Komi ASSR]. Syktyvkar, 216-229. (In Russian)
- Edwards P.D., Yatkova D. (1974) Coprolites of the White River (Oligocene) carnivorous mammals: origin, paleoecology and sedimentology significance. *Wyoming Univ. Contribut. Geol.*, **13**(2), 63-73.
- Gilinskaya L.G. (1979) Electron paramagnetic resonance in calcium phosphate studies. *Issledovanie fosfatov kal'tsiya fizicheskimi metodami* [The studies of calcium phosphates by physical methods]. Novosibirsk: Nauka Publ., 39-48. (In Russian)
- Knubovets R.G. (1976) The results of the phosphorite investigation by infrared spectroscopy method. *Litologiya fosforitonosnykh otlozhenii* [Lithology of phosphorite deposits]. Moscow, Nauka Publ., 124-136. (In Russian)
- Knubovets R.G. (1979) Some crystallochemical features of the real structure of calcium phosphates. *Issledovaniya fosfatov kal'tsiya fizicheskimi metodami* [The studies of calcium phosphates by physical methods]. Novosibirsk, Nauka Publ., 22-29. (In Russian)
- Krivokoneva G.K. (1964) About the carbonate fluorapatite from the Argaynnakhkhai intrusive deposit. *Rentgenografiya mineral'nogo syr'ya* [Radiography of mineral raw materials]. Moscow, Nedra Publ., 64-74. (In Russian)
- Kulikova G.V., Borisov B.A. (1986) About the phosphoritized coprolites from the continental Paleogene deposits of the Zaysanskaya Depression (East Kazakhstan). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **289**(2), 443-449. (In Russian)
- Kulikova G.V., Lipatova E.A., Rozinova E.L., Sosedko T.A., Furmakova L.N. (1991) The results and methodological aspects of the francolite diagnosis in fossils and coprolites. *Zapiski VMO*, **3**, 116-133. (In Russian)
- Kuz'mina T.S. (1979) Thermal analysis of calcium phosphates. *Issledovanie fosfatov kal'tsiya fizicheskimi metodami* [The studies of calcium phosphates by physical methods]. Novosibirsk, Nauka Publ., 63-67. (In Russian)
- Lapo A.V. (1979) *Sledy bylykh diosfer*. The traces of the former biospheres. Moscow, Znanie Publ., 58-59. (In Russian)
- Maid' T.V., Beznosov P.A., Smoleva I.V., Silaev V.I. (2016) The results of mineralogical and geochemical studies of ichthyofossils and unusual micromineralization from Devonian carbonate deposits on Southern Timan. *Sovremennye problemy teoreticheskoi, eksperimental'noi i prikladnoi mineralogii (Yushkinskie chteniya – 2016)* [The modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings – 2016)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 152-153. (In Russian)
- Maslennikov B. M., Kavitskaya F. A. (1956) About the phosphate substance of phosphorites. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **109**(5), 190-192. (In Russian)

- McConnell D. (1938) A Structural investigation of the isomorphism of the apatites group. *Amer. Mineral.*, **11**, 699-707.
- McConnell D. (1977) Apatite, its chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. Wien; N.Y., 111 p.
- Nakamoto K. (1991) IR and Raman spectra of inorganic coordination compounds. Moscow, Mir Publ., 536 p. (In Russian)
- Naugol'nykh S.V. (2011) Paleoecological palimpsest. *Priroda*, **2**, 69-75. (In Russian)
- Novikov M.V. (1994) Biostratigraphy of the continental Triassic of the Timan-Severouralsk region according to the tetrapod fauna. Moscow, Nauka Publ., 139 p. (In Russian)
- Rosseeva E.V., Frank-Kamenetskaya O.V., Golovanova O.A., Shvarts U., Knip R. (2009) Isomorphic substitutions in the structure of carbonate-containing fluorapatites obtained by biomimetic synthesis. *Vestn. St.Petersb. St/Univ. Ser. 7*, **3**, 35-48. (In Russian)
- Rosseeva E.V., Zimon P., Shvarts U., Buder Ya., Frank-Kamenetskaya O.V., Knip R. (2009) Apatite-gelatin nanocomplexes – the analogs of biological solid tissues. 1. Synthesis and characterization of composites. Isomorphic substitutions in the structure of carbonate-bearing apatite-(CaF). *Zapiski RMO*, **4**, 53-71. (In Russian)
- Silaev V.I. (1996) Mineralogy of phosphate-bearing weathering crusts. St.-Petersburg, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Silaev V.I., Ponomarev D.V., Simakova Yu.S., Shaniina S.N., Smoleva S.V., Tropnikov E.M., Khazov A.F. (2016) Contemporary studies of fossil bone detritus: paleontology, mineralogy, geochemistry. *Vestn. Instituta geologii Komi NTs UrO RAN*, **5**, 19-31. (In Russian)
- Silaev V.I., Yanulova L.A., Terent'ev A.V. (1997) Thermal transformations of hypergenic manganites from the manganese hat of the Parnok ferromanganese manifestation. *Sykt'yvkar'skii mineralogicheskii sbornik No. 26*. Sykt'yvkar, Geoprint Publ., 131-137. (In Russian)
- Silaev V.I., Zaboev A.F., Ilovaiskii V.I., Khoroshilova L.A. (1977) Phase transformations of some sulfides during heating. *Eksperiment v mineralogii i modelirovanie mineraloobrazuyushchikh protsessov* [Experiment in mineralogy and modeling of mineral-forming processes]. Sykt'yvkar, IG Komi Filial Akad. Nauk SSSR 88-96. (In Russian)
- Vasil'eva Z.V. (1968) Mineralogical features and chemical composition of apatite. *Apatity* [Apatites]. Moscow, Nauka Publ., 31-56. (In Russian)
- Vyalov A.S. (1982) Late Pleistocene coprolites from the North Caucasus. *Paleontologicheskii sbornik* [Paleontological collection of works], **19**, 57-60. (In Russian)
- Young R.A., Elliott I.C. (1966) Atomic-scale bases for several properties of apatites. *Arch. Oral. Biol.*, **11**, 699-707.
- Yudovich Ya.E., Ketris K.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.-Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Yushkin N.P., Silaev V.I., Zharkov V.A., Filippov V.N., Lyutoev V.P., Simakova Yu.S. (2013) Mesozoic coprolites: mineralogical-geochemical properties and attitude towards the phosphate-bearing prognosis. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: Materialy nauchnykh chtenii pamyati P.N. Chirvinskogo – 2013* [The issues of mineralogy, petrography and metallogeny: the materials of scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky – 2013]. Perm, Perm St. Univ. Publ., 26-52. (In Russian)

УДК 552.13

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала

© 2019 г. С. В. Прибавкин, Г. А. Каллистов, Т. А. Осипова, И. А. Готтман, Е. А. Зинькова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: pribavkin@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 01.11.2018 г., принята к печати 21.11.2018 г.

Объект исследований. Высокомагнезиальные породы, ассоциированные с гранитоидными массивами Урала, представлены габбродиоритами и их меланократовыми разновидностями (горнблендитами), диоритами, кварцевыми диоритами, сложенными порфирокристами амфибола, часто совместно с клинопироксеном и флогопитом в базисе из кислого плагиоклаза с интерстициальными кварцем и калиевым полевым шпатом. Уникальной особенностью пород, помимо высокой магнезиальности, равной 0.5–0.8 ед., является экстремально высокое содержание хрома, достигающее 1200 г/т. **Методы.** Исследование состава высокомагнезиальных пород выполнено на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000, электронно-зондовом микроанализаторе Самеса SX-100 и энергодисперсионной приставке INCA Energy 450 X-Max 80. Предел обнаружения Cr₂O₃ на микроанализаторе составляет 0.05, на ЭДС приставке – 0.2 мас. %. **Результаты.** Установлено различие в поведении хрома в двух главных минеральных ассоциациях, связанных с магматическими и постмагматическими процессами. Средняя концентрация оксида хрома в минералах ранней ассоциации по разным образцам составляет, мас. %: 0.10–0.50 – в клинопироксене, 0.29–0.68 – в амфиболе, 0.08–0.36 – во флогопите при их вариациях от 0.0 до 1.6. В состав поздней ассоциации входят минералы, представляющие собой продукты постмагматического преобразования пироксенов, глиноземистого амфибола в низкоглиноземистую магнезиальную роговую обманку, актинолит, титанит, эпидот, мусковит. Преобразование хромшпинелида на этой стадии сопровождалось обменными процессами с силикатами, в результате которых последние были обогащены хромом. Средняя концентрация оксида хрома в минералах ассоциации составляет, мас. %: 0.24–0.80 – в амфиболе, 1.38–3.08 – в эпидоте, 1.03 – в титаните, 3.5 – в мусковите. **Заключение.** Предполагается, что кристаллизация ранней ассоциации железомagneзиальных силикатов проходила из водных высокомагнезиальных расплавов. Последующее постмагматическое изменение таких силикатов привело к развитию фаз с близким, а иногда и более высоким содержанием хрома, что можно объяснить их взаимодействием с хромитом в условиях низкой окисленности флюида, недостаточной для образования магнетита.

Ключевые слова: высокомагнезиальные диориты, гранитоидные массивы, минеральные ассоциации, хромит, амфибол, пироксен, слюды, титанит, эпидот, распределение хрома

Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals

Sergei V. Pribavkin, Gennady A. Kallistov, Tatiana A. Osipova,
Irina A. Gottman, Elena A. Zin'kova*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterindurg, 620016 Russia,
e-mail: pribavkin@igg.uran.ru*

Received 01.11.2018, accepted 21.11.2018

Subject. High-magnesia rocks associated with the granitoid massifs of the Urals are represented by gabbro-diorites and their melanocratic varieties (hornblendites), diorites, quartz diorites. These rocks are composed of amphibole porphyrocrysts, frequently combined with clinopyroxene and phlogopite, immersed in a basis of acid plagioclase with interstitial quartz and potassium feldspar. A unique feature of the rocks, in addition to high magnesia is 0.5–0.8 units. is an extremely high content of chromium, up to 1200 ppm. **Methods.** The study of the composition of high-magnesian rocks was performed on an ELAN 9000 inductively coupled plasma mass spectrometer, an SX-100 Cameca electron probe microanalyzer, and an energy dispersive device INCA Energy 450 X-Max 80. The detection limit for Cr₂O₃ on the microanalyzer is 0.05, on the energy dispersive device – 0.2 wt %. **Results.** The difference in the chromium behavior in two main mineral associations related to magmatic and post-magmatic processes. The average concentrations of chromium oxide in minerals of magmatic

Для цитирования: Прибавкин С.В., Каллистов Г.А., Осипова Т.А., Готтман И.А., Зинькова Е.А. (2019) Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала. *Литосфера*, 19(3), 416-435. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

For citation: Pribavkin S.V., Kallistov G.A., Osipova T.A., Gottman I.A., Zin'kova E.A. (2019) Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals. *Litosfera*, 19(3), 416-435. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

associations for different samples are, wt %: 0.10–0.50 in clinopyroxene, 0.29–0.68 in amphibole, 0.08–0.36 in phlogopite with variations from 0.0 to 1.6. The late association includes minerals representing the products of postmagmatic (hydrothermal) transformation of pyroxenes and alumina amphibole into low-alumina magnesia hornblende, actinolite, titanite, epidote, muscovite. The transformation of chromospinelide at this stage was accompanied by exchange processes with silicates, as a result of which the silicates were enriched with chromium. The average concentrations of chromium oxide in the minerals of the association are, wt %: 0.24–0.80 in amphibole, 1.38–3.08 in epidote, 1.03 in titanite, and 3.5 in muscovite. *Conclusion.* It is assumed that the crystallization of the early association of iron-magnesium silicates proceeded from aqueous high-magnesium melts. The posterior post-magmatic change of such silicates led to the development of phases with close and sometimes higher chromium content, which can be explained by their interaction with chromite under conditions of low fluid oxidation, which is insufficient for the formation of magnetite.

Keywords: high-Mg diorites, granitoid massifs, mineral associations, chromite, amphibole, pyroxene, micas, titanite, epidote, chromium distribution

Acknowledgements

Work is performed under the theme 0393-2016-0020 State task IGG UB RAS (No. state reg. AAAAH-A18-118052590029-6).

ВВЕДЕНИЕ

В орогенных поясах фанерозоя выделяется группа необычных пород основного-среднего состава, нормальной или повышенной (в более кремнекислых разностях) щелочности, ассоциированная с крупными гранитоидными ареалами, в которых образует изолированные тела, включения, краевые фации. Их главной петрографической особенностью является преобладание среди мафических минералов призматических кристаллов амфибола, погруженных в амфибол-кварц-полевошпатовый базис, что указывает на признаки высоководных магматитов. Они обладают высокими значениями индекса магнезиальности, концентрации Sr, Ni, иногда Sr, Ba, позволяющими отождествлять их с такими породами, как аппиниты, санукитоиды, адакиты, высокомагнезиальные андезиты [Tatsumi, Ishizaka, 1982; Hamidullah, 1987, 2007; Fowler, 1988; Stern et al., 1989; Rock, 1991; Pitcher, 1997; Bea et al., 1999, 2003; Atherton, Ghani, 2002; Castro et al., 2003; Tatsumi, Furukawa, 2003; Martin et al., 2005; Fowler et al., 2008; Ye et al., 2008; Molina et al., 2009, 2015; Scarrow et al., 2009a, б; Tiepolo et al., 2011; Murphy, 2013; и др.]. В отношении их происхождения рассматривается несколько гипотез, но все они исходят из того, что такие породы образуются в конвергентных обстановках из магм, часто аномально обогащенных водой. Кроме того, ряд исследователей предполагают существование связей между этими породами и гранитоидными батолитами, а также между временем их появления и прекращением субдукции [Fowler, 1988; Pitcher, 1997; Bea et al., 1999; Fowler et al., 2001, 2008; Atherton, Ghani, 2002; Castro et al., 2003; и др.]. На Урале подобным породам ранее не уделялось должного внимания, тогда как их выделение и изучение могут стать важным ключом к пониманию процессов мантийно-корового взаимодействия и вклада мантийной компоненты в генезис гранитоидов повышенной основности и формирования континентальной коры.

В этой статье рассматриваются вопросы распределения хрома в минералах высокомагнезиальных плутонических пород среднего состава, впервые обсуждается поведение хрома в минералах магматической и постмагматической стадий эволюции вещества пород, приводятся факторы, влияющие на распределение хрома между фазами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

На Урале высокомагнезиальные диоритоиды обнаружены в составе гранитоидных массивов, входящих в состав Главной гранитной оси Урала. На Среднем Урале они встречены в гранодиорит-гранитных плутонах западной части Восточно-Уральской зоны (рис. 1а) и наиболее полно проявлены в Шабровском адамеллитовом массиве, где ранее были описаны как меланодиориты [Пушкарев, Осипова, 1993; Зинькова, Ферштатер, 1999; Прибавкин, 2000; Прибавкин, Пушкарев, 2011]. В этом массиве они слагают крупное тело размером 250 × 300 м, имеющее многофазное строение. В его составе преобладают габбродиориты и кварцевые диориты с секущими контактами между собой. Реже встречаются лейкократовые пегматоидные включения округлой формы и секущие прожилки пегматитов. Геологические контакты высокомагнезиальных пород с адамеллитами главной фазы массива не установлены, но отмечено пересечение дайками гранодиоритов и адамеллитов. Данные U-Pb (SHRIMP-II) исследования циркона кварцевых диоритов высокомагнезиальной серии и вмещающих адамеллитов составляют 305 ± 5 , 300 ± 4 млн лет, совпадая в пределах погрешности [Прибавкин, Пушкарев, 2011], что указывает на их тесную временную связь.

В составе Верхисетского батолита эти породы выявлены в поле гранодиоритов Северского плутона с возрастом 315–306 млн лет [Смирнов и др., 2014; Зинькова и др., 2017], где представлены флогопитовыми горнблендитами, габбродиоритами,

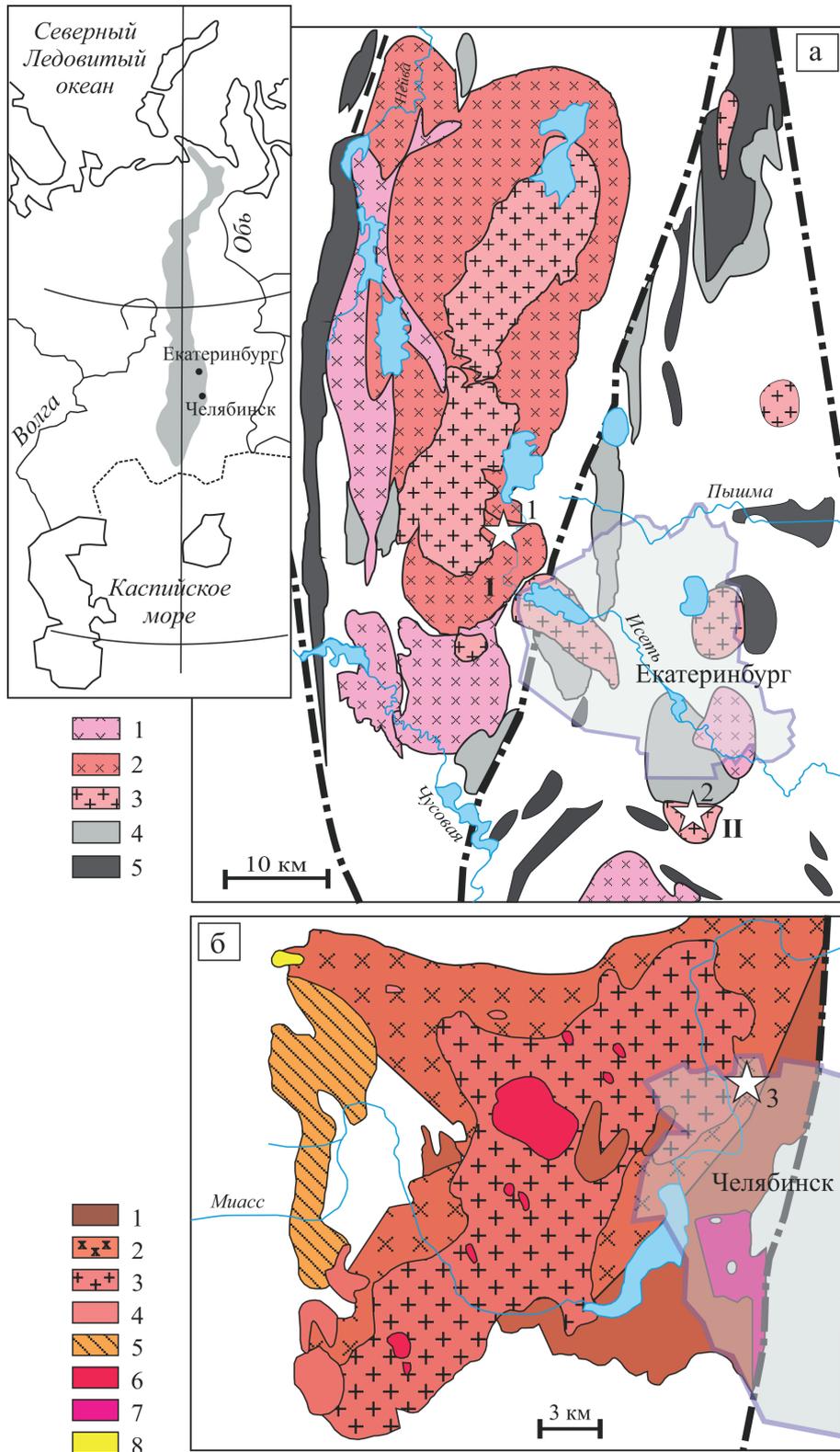


Рис. 1. Позиция высокомагнезиальных пород в гранитоидных массивах Урала: Верхисетском (1), Шабровском (2), Челябинском (3) (показаны звездочкой).

а – схема геологического строения западной части Восточно-Уральской зоны (составлена на основе государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000). 1 – кварцевые диориты, тоналиты западно-верхисетского комплекса (D_{2-3}); 2 – гранодиориты, граниты верхисетского комплекса (C_{2-3}); 3 – граниты аятского комплекса (C_3); 4 – габбро балтымского комплекса (D); 5 – альпинотипные гипербазиты (O-S). Римскими цифрами обозначены отдельные плутоны: I – Северский, II – Шабровский.

б – схема геологического строения Челябинского батолита [Каллистов, 2011]. 1–4 – высококалиевая серия: 1 – кварцевые диориты (D_3-C_1), 2 – гранодиориты (D_3-C_1), 3 – граниты биотитовые (C_1), 4 – лейкограниты биотит-мусковитовые (C_1); 5 – умеренно-калиевая серия, граниты гнейсированные (C_{1-2}); 6, 7 – субщелочная серия: 6 – лейкограниты биотитовые флюоритсодержащие (P_1), 7 – лейкограниты биотитовые (P_2); 8 – лейкограниты гранат-мусковитовые (T_2).

Fig. 1. Star indicates high-Mg rocks positions in granitoid massifs of the Urals: Verkhisetsk (1), Shabry (2), Chelyabinsk (3).

а – geological map of the western part of East Uralian zone (according to the State geological maps 1 : 200 000). 1 – quartz diorites, Western Verkhisetsk complex tonalites (D_{2-3}); 2 – granodiorites, Verkhisetsk complex granites (C_{2-3}); 3 – Ayat' complex granites (C_3); 4 – Baltym complex gabbro (D); 5 – ophiolitic rocks (O–S). Roman numerals indicate separate plutones: I – Severskiy, II – Shabry. б – geological map of Chelyabinsk batholith [Kallistov, 2011]. 1–4 – high-K series: 1– quartz diorite (D_3-C_1), 2 – granodiorite (D_3-C_1), 3 – biotite granite (C_1), 4 – leucogranite (C_1); 5 – moderate-K series (gneised granite (C_{1-2})); 6, 7 – subalkaline series: 6 – biotite-fluorite-bearing leucogranite (P_1), 7 – biotite leucogranite (P_2); 8 – garnet-muscovite leucogranite (T_2).

кварцевыми диоритами. Возраст пород высокомагнезиальной серии на настоящий момент неизвестен.

На Южном Урале они установлены среди гранодиоритов ранней серии Челябинского батолита (рис. 1б). Слагаемая ими синплутоническая дайка габбродиоритового состава мощностью 3–4 м не имеет закаленных контактов и разделена по простиранию на отдельные фрагменты округлой и неправильной формы, что доказывает ее синплутоническую природу [Каллистов, Осипова, 2017]. Возраст гранодиоритов, вмещающих дайку, составляет 361 ± 4 млн лет [Каллистов, 2014].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование состава пород выполнено в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик”. Химический анализ минералов получен на рентгеновском микроанализаторе SX-100 фирмы Самеса при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 20 нА (аналитик А.В. Михеева), а также ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, время набора спектра 30–60 с (аналитик И.А. Готтман). Предел обнаружения хрома 0.05 мас. % на микроанализаторе и 0.2 мас. % на ЭДС-приставке. Различия значений концентрации хрома в диапазоне 0.2–1.0 мас. %, анализируемых в одних и тех же зернах минералов на микрозонде и ЭДС-приставке, находятся в пределах ± 50 –20%. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV фирмы Jeol. Химический состав пород получен на волновом спектрометре XRF 1800, а содержание FeO и потери при прокаливании определены методом мокрой химии (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Высокомагнезиальные породы обладают общими структурными и вещественными характеристиками.

Они имеют массивную текстуру и порфировидную структуру (рис. 2). В их модальном составе преобладают амфибол и плагиоклаз. В подчиненном количестве присутствуют флогопит, клинопироксен, калиевый полевой шпат и кварц. Важнейшей особенностью разностей пород основного состава является наличие двух форм выделений амфибола. Первая представлена крупными порфировидными короткопризматическими кристаллами размером 3–15 мм, содержащими лейсты флогопита. В настоящее время амфибол образует внешне хорошо оформленные кристаллы, обладающие в сечении пятнистой или лоскутной текстурой. Такие текстуры выражены в диффузном развитии поздних генераций амфибола вдоль трещин и фазовых границ раннего амфибола на постмагматическом этапе. Вторая форма выделений представлена мелкими (0.5–3.0 мм) идиоморфными зернами, не содержащими флогопита или содержащими его в незначительном количестве. Для пород среднего и кислого состава характерна вторая форма выделений амфибола, при этом флогопит может отсутствовать вовсе. Клинопироксен встречается во всех разновидностях, образуя зерна размером менее 0.5 мм, заключенные в амфиболе или салическом базисе. Обычно в меланократовых породах он замещен амфиболом (иногда псевдоморфно) и представлен лишь реликтами неправильной формы, тогда как в мезо- и лейкократовых – сохраняется в виде субидиоморфных зерен. Салический базис пород сложен агрегатом мелких гипидиоморфных зерен или крупных, размером до 20 мм, пойкилокристов кислого плагиоклаза, интерстициальное пространство между которыми выполнено кварцем и иногда решетчатым микроклином. Для пегматитовых прожилков и лейкократовых включений обычны микропегматитовые или гигантозернистые сростания кварца с полевым шпатом, содержащие небольшое количество темноцветов: клинопироксена, амфибола, флогопита. Акцессорные минералы представлены ортитом, эпидотом, апатитом, цирконом, хромитом, сульфидами Fe, Ni, титанитом. В качестве вторичных минералов встречаются актинолит, хлорит, титанит, рутил, мусковит, клиноцоизит, альбит.



Рис. 2. Меланократовые породы в составе гранитоидных массивов.

а – порфировидный габбродиорит (Ук-117), Шабровский массив; б – лейкократовые включения в кварцевом диорите (Ук-475), Шабровский массив; в – флогопитовый горнблендит (Пс-7), Верхисетский батолит; г – габбродиорит (Чл-484), Челябинский батолит.

Fig. 2. Melanocratic rocks image.

а – porphyritic gabbrodiorite (Ук-117), Shabry massif; б – leucocratic inclusions in the quartz diorite (Ук-475), Shabry massif; в – phlogopite hornblendites (Пс-7), Verkhisetsk batholith; г – gabbro-diorite (Чл-484), Chelyabinsk batholith.

На петрохимической диаграмме кремнезем – сумма щелочей высокомагнезиальные породы относятся к подотряду пород основного, среднего и кислого состава нормальной щелочности, располагаясь в полях габбро, габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов (рис. 3а). Они образуют обособленную от вмещающих пород тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации петрохимическую серию, обладающую высокими содержанием магния и индексом магнезиальности (рис. 3б). Величина последнего составляет 0.80–0.70 для богатых магнием пород и 0.53–0.40 – для бедных (табл. 1). Содержание хрома в горнблендитах, габбродиоритах варьирует от 600 до 1200 г/т, в диоритах, гранодиоритах – от 200 до 900 г/т (рис. 3в). Столь высокое содержание хрома является характерной особенностью высокомагнезиальных магматических серий, представленных бонинитами, санукитоидами, магнезиальными андезитами, адакитами, аппинитами [Shiraki, 1997].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХРОМА В МИНЕРАЛАХ

Исследование минерального состава высокомагнезиальных пород выявило присутствие в них хромита и силикатов с повышенным содержанием хрома (амфибола, пироксена, слюд, эпидота, титанита). Из хромсодержащих минералов на магматическом этапе были сформированы идиоморфные кристаллы хромшпинелида, клинопироксена, глиноземистого амфибола, флогопита. На постмагматическом этапе они были преобразованы в актинолит, появились эпидот, титанит, мусковит.

Хром в минералах магматической ассоциации

Как указано ранее, амфибол формирует крупные короткопризматические кристаллы, в настоящее время представленные низкоглиноземистой роговой обманкой, актинолитом, в котором лишь фрагментарно сохраняются реликты глиноземистого

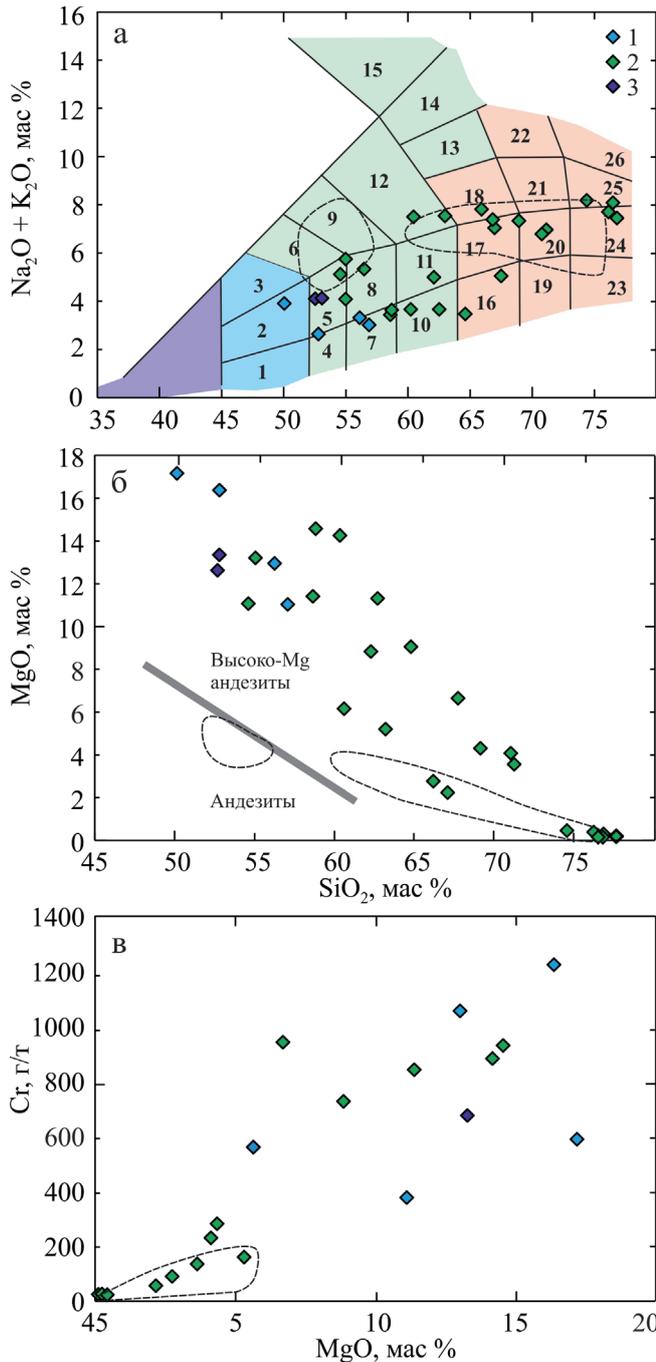


Рис. 3. Химический состав пород.

а – диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации plutonic пород основного, среднего и кислого составов [Шарпенюк и др., 2013]. Поля на диаграмме: 1 – низкощелочные габбро, 2 – габбро, 4 – низкощелочные габбродиориты, 5 – габбродиориты, 7 – низкощелочные диориты, 8 – диориты, 10 – низкощелочные кварцевые диориты, 11 – кварцевые диориты, 12 – монзониты, 16 – низкощелочные гранодиориты, 17 – гранодиориты, 18 – граносиениты, 20 – граниты, 21 – умереннощелочные граниты, 24 – лейкограниты, 25 – умереннощелочные лейкограниты. Наименования других полей см. в оригинальной работе.
б – диаграмма MgO–SiO₂, разделяющая андезитовые серии по магнезиальности [McCarro, Smellie, 1998].

в – диаграмма Cr–MgO. Массивы: 1 – Верхисетский, 2 – Шабровский, 3 – Челябинский. Штриховой линией выделено поле гранитоидов и разных включений в них, вмещающих породы высокомагнезиальной серии.

Fig. 3. Chemical composition of rocks.

а – TAS-diagram for plutonic rocks [Sharpenok et al., 2013]. Areas on the diagram: 1 – low-alkali gabbro, 2 – gabbro, 4 – low-alkali gabbro-diorites, 5 – gabbro-diorites, 7 – low-alkali diorites, 8 – diorites, 10 – low-alkali quartz diorites, 11 – quartz diorites, 12 – monzonites, 16 – low-alkali granodiorites, 17 – granodiorites, 18 – granosienites, 20 – granites, 21 – medium-alkali granites, 24 – leucogranites, 25 – medium-alkali leucogranites. For other areas names see the original paper.

б – MgO–SiO₂ correlation diagram for distinguishing high-Mg andesite from normal andesite [McCarro, Smellie, 1998].

в – Cr–MgO-diagram. 1 – Verkhisetsk batholith, 2 – Shabry massif, 3 – Chelyabinsk batholith. Dash-line designates granitoids field containing high-Mg rocks.

амфибола и пироксена (рис. 4). Амфибол характеризуется высокой магнезиальностью (0.66–0.83), по составу отвечает паргаситу и глиноземистой магнезиальной роговой обманке (табл. 2, рис. 5а). Содержание Cr₂O₃ в амфиболе варьирует от 0.0 до 1.6 мас. %. Его распределение внутри кристаллов во многом искажено постмагматическими преобразованиями, тем не менее намечаются небольшое снижение хрома в амфиболе главных разностей пород и выраженное снижение в лейкократовых включениях (обособлениях гранитного и лейкогранитного материала), коррелирующее с алюминием (рис. 5б).

Формы выделения клинопироксена в высокомагнезиальных породах разного состава сходные. В основных и средних разностях он присутствует в виде реликтовых зерен неправильной формы внутри крупных кристаллов амфибола. Идиоморфные кристаллы пироксена, равновесные с амфиболом, чаще встречаются в средних и кислых разностях пород. Тем не менее наличие реликтов клинопироксена в зернах амфибола свидетельствуют о его более ранней кристаллизации. Химический состав минерала демонстрирует его принадлежность к диопсиду (табл. 3), в котором содержание хрома достигает 1.4 мас. %. Пироксены, заключенные внутри и вне кристаллов амфибола (см. рис. 4г), идентичны по составу.

Флогопит образует отдельные чешуйки или их скопления, размер которых иногда сопоставим с таковым вмещающего амфибола. Отмечается наличие доминирующих ориентировок, указывающих на структурную обусловленность взаимоотношений между этими минералами, вызванную замещением флогопитом амфибола на позднемагматической стадии. Наиболее распространенный случай таких взаимоотношений показан на рис. 4а. Состав флогопита приведен в табл. 4 и

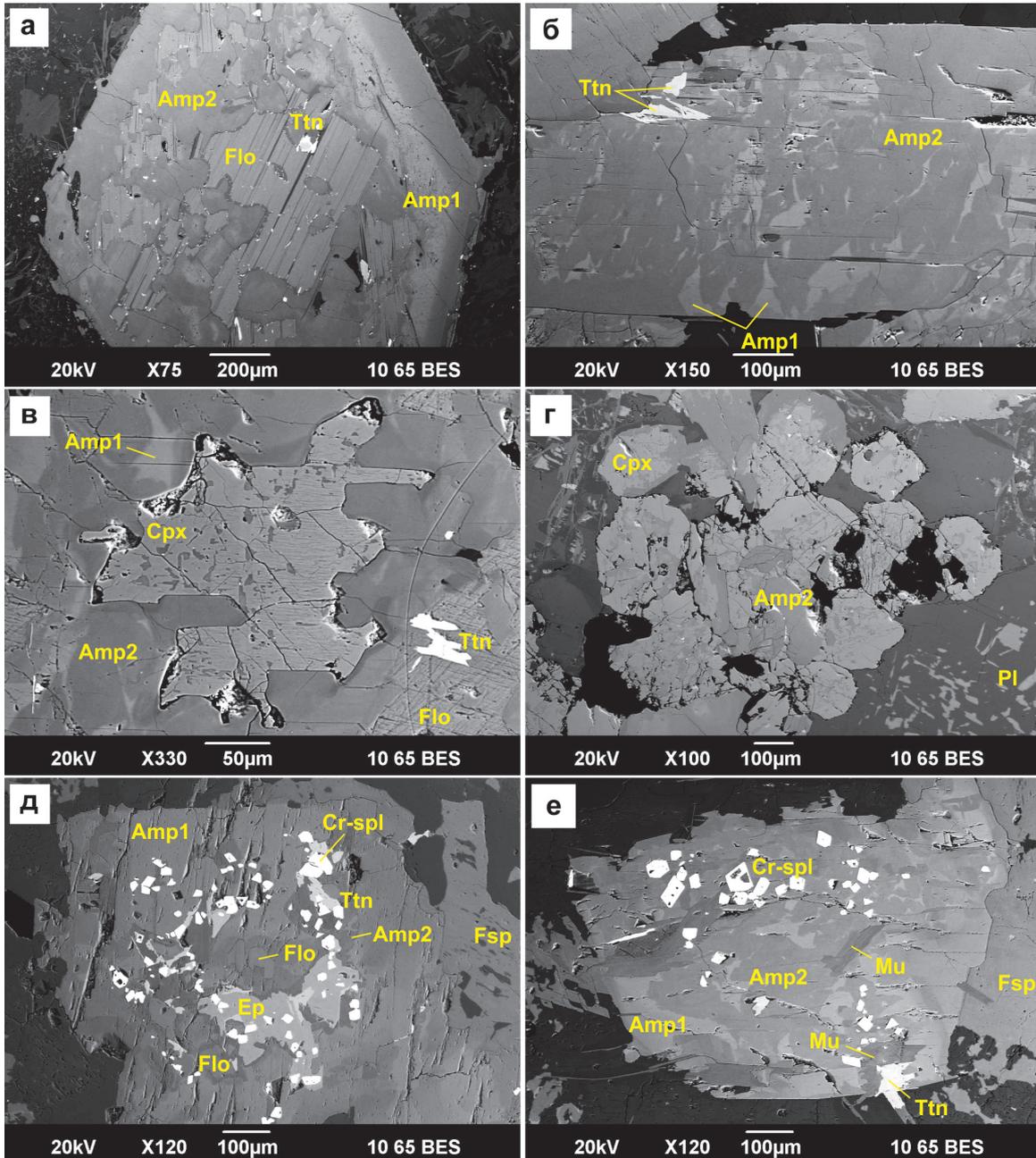


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов амфибола. Съемка в обратно-рассеянных электронах.

а – порфiroкpист амфибола с лоскутной текстурой (Чл-484). В правой части кристалла имеется реликтовый глиноземистый амфибол (*Amp1*), замещенный низкоглиноземистым амфиболом (*Amp2*) и флогопитом (*Flo*). В левой части кристалла глиноземистый амфибол сохраняется в виде небольших пятен. В центральной части кристалла лейсты флогопита ориентированы в двух направлениях (параллельно [100] и [110] амфибола). Выделения титанита (*Ttn*) сконцентрированы в низкоглиноземистом амфиболе вдоль границ с флогопитом или внутри флогопита вдоль участков хлоритизации.

б – кристалл амфибола с пламевидной текстурой (Ук-117). Ранний амфибол сохраняется в виде отдельных лоскутков.

в – реликт диопсида в амфиболе. Последний показывает облачную и лоскутную текстуру (Ук-117). Клинопироксен (*Cpx*) содержит ориентированные субграфические вростки глиноземистого амфибола, замещенного низкоглиноземистым амфиболом.

г – скопление кристаллов пироксена в плагиоклазе (Ук-117). Диопсид с краев замещается актинолитом. Первичный плагиоклаз (*Pl*) содержит антипертиты барийсодержащего калишпата (правый нижний угол фотографии). Вторичный плагиоклаз содержит включения клиноцоизита, мусковита (левый верхний угол фотографии).

д – кристалл амфибола с включениями хромита (Ук-151). Хромит находится в окружении низкоглиноземистого хромсодержащего амфибола, титанита, эпидота (*Ep*). В правой части фотографии амфибол контактирует с пертитовым калишпатам (*Fsp*).

е – преобразованный кристалл амфибола (Ук-151) с включениями хромита, титанита, мусковита (*Mu*).

Fig. 4. Photomicrographs (BSE) of amphibole crystals.

- a – amphibole porphyrocryst with patchwork texture (Чл-484). In the right-hand part of the crystal there is a relict aluminous amphibole (*Amp1*), replaced by low aluminous amphibole (*Amp2*) and phlogopite (*Flo*). In the left-hand part of the crystal the aluminous amphibole is present as small spots. In the central part of the crystal phlogopite is oriented in two directions (parallel to [100] and [110] amphibole planes). Titanite grains (*Ttn*) are concentrated in low aluminous amphibole either along the borders with phlogopite or within phlogopite along chloritization regions.
- b – amphibole crystal with flame-like structure (Ук-117). Early amphibole is preserved as separate spots.
- в – relict diopside in amphibole. The latter shows cloud-like and scrappy texture (Ук-117). Clinopyroxene (*Cpx*) contains oriented subgraphic inclusions of aluminous amphibole, replaced by low aluminous amphibole.
- г – pyroxene crystals cluster in plagioclase (Ук-117). Diopside contains subgraphic inclusions of amphibole and is partially replaced by actinolite. Primary plagioclase (*Pl*) contains antiperthites Ba-bearing feldspar (bottom right corner of the picture). Secondary plagioclase contains inclusions of clinzoisite, muscovite (upper left corner of the picture).
- д – amphibole crystal with chromite inclusions (Ук-151). Chromite is surrounded by Cr-bearing low aluminous amphibole, titanite, epidote (*Ep*). In the right-hand side of the picture amphibole contacts with perthite feldspar (*Fsp*).
- е – transformed amphibole crystal (Ук-151) with inclusions of chromite, titanite, muscovite (*Mu*).

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах

Table 1. Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in rocks

Массив № обр.	Верхисетский		Шабровский							Челябинский
	Пс-7	Пс-9	Ук-117	Ук-111	Ук-113	Ук-152	Ук-151-1	Ук-151-2	Ук-151-3	Чл-484
SiO ₂	48.87	56.00	56.88	60.75	61.33	66.69	58.53	70.35	75.92	52.09
TiO ₂	0.73	0.67	0.62	0.85	0.38	0.21	0.31	0.14	0.00	0.78
Al ₂ O ₃	8.38	8.27	8.90	10.17	7.55	8.41	6.86	12.34	13.64	11.70
Fe ₂ O ₃	3.75	2.00	2.90	2.33	2.16	2.07	3.70	1.20	0.12	8.51
FeO	5.39	3.95	4.33	4.70	3.61	1.81	3.36	0.87	0.14	–
MnO	0.15	0.10	0.13	0.11	0.10	0.08	0.04	0.03	0.00	0.14
MgO	16.73	10.86	11.00	8.59	11.01	6.60	14.46	4.08	0.10	12.53
CaO	9.42	13.19	8.54	5.17	7.97	7.67	8.68	3.33	1.25	8.63
Na ₂ O	1.13	1.85	1.66	2.64	1.92	1.98	2.33	4.03	4.62	2.25
K ₂ O	2.65	1.08	1.67	2.23	1.64	2.99	1.25	2.73	3.26	1.78
P ₂ O ₅	0.31	0.19	0.34	0.10	0.13	0.04	0.00	0.11	0.03	0.23
П. п. п.	1.87	0.95	3.96	3.86	0.99	2.11	3.74	1.11	0.14	1.70
Сумма	99.38	99.11	100.93	101.50	98.79	100.66	103.26	100.32	99.22	100.42
Mg #	0.78	0.77	0.74	0.70	0.78	0.76	0.80	0.79	0.43	0.74
Rb	106	26	23	39	12	25	10	25	30	66
Sr	310	298	728	586	407	778	445	1372	1818	437
Ba	472	334	638	603	–	2362	556	1894	2528	464
V	200	135	115	129	–	76	70	36	4	124
Cr	1130	1070	823	642	–	918	848	214	6	688
Co	60	33	36	31	–	30	32	12	1	45
Ni	200	260	279	206	–	364	385	117	4	313
Y	15	16	12	9	–	8	7	6	1	15

Примечание. Пс-7 – полевошпат-флогопитовый горнблендит; Пс-9 – гранофир диоритового состава; Ук-117 – габбродиорит; Ук-111, Ук-113 – кварцевый диорит; Ук-152 – гранодиорит; Ук-151 – расслоенное лейкократовое включение; Чл-484 – габбродиорит. Mg# = MgO/(MgO + 0.55Fe₂O₃ + 0.5FeO) – индекс магнезиальности. Прочерк – элемент не определялся.

Note. Пс-7 – Plagioclase-phlogopite hornblende; Пс-9 – granophyre diorite composition; Ук-117 – gabbrodiorite; Ук-111, Ук-113 – quartz diorite; Ук-152 – granodiorite; Ук-151 – layered leucocratic inclusion; Чл-484 – gabbrodiorite. Mg# = MgO/(MgO + 0.55Fe₂O₃ + 0.5FeO). Dash – the element was not determined.

на рис. 6. Как и амфибол, он характеризуется высокой магнезиальностью (0.68–0.78) и повышенной хромистостью. Содержание хрома находится в диапазоне от 0.0 до 0.8 мас. % Cr₂O₃ в породах среднего и основного состава и 0.8–3.1 мас. % Cr₂O₃ – в кислых разностях.

Хромитинелид по причине утраты им первичных характеристик рассмотрен далее совместно с минералами постмагматической ассоциации.

Хром в минералах постмагматической ассоциации

Как уже указано, эта ассоциация возникла в результате преобразования ранее выделившихся кристаллов. При этом пироксен и ранний глиноземистый амфибол трансформировались в актинолит, появились титанит, эпидот, мусковит. Содержание хрома в минералах этой ассоциации определяется

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) глиноземистого амфибола**Table 2.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of aluminous amphibole

Массив	Верхисетский		Шабровский				Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 3)	Пс-9 (n = 2)	Ук-117 (n = 7)	Ук-113 (n = 4)	Ук-152 (n = 3)		Ук-151 (n = 10)
SiO ₂		45.43 ± 0.34 45.79–44.98	47.28 ± 1.67 48.95–45.61	45.64 ± 1.60 48.08–43.67	48.97 ± 1.76 50.76–46.18	47.85 ± 0.40 48.30–47.33	49.07 ± 1.60 52.66–46.56	45.66 ± 1.80 48.12–43.98
TiO ₂		0.65 ± 0.01 0.66–0.64	1.24 ± 0.47 1.71–0.77	1.38 ± 0.39 1.82–0.81	1.98 ± 0.87 2.90–0.57	1.59 ± 0.24 1.89–1.30	1.07 ± 0.25 1.31–0.56	0.96 ± 0.32 1.45–0.69
Al ₂ O ₃		11.38 ± 0.33 11.72–10.93	8.78 ± 0.86 9.63–7.92	10.08 ± 1.04 11.41–8.34	7.32 ± 1.14 9.05–5.91	8.78 ± 0.29 9.19–8.57	7.75 ± 1.07 9.18–5.29	10.27 ± 1.70 11.93–7.97
Cr ₂ O ₃		0.33 ± 0.03 0.37–0.29	1.06 ± 0.90 0.96–0.16	0.39 ± 0.36 1.11–0.14	0.29 ± 0.08 0.41–0.20	0.31 ± 0.25 0.60–0.00	0.68 ± 0.37 1.56–0.26	0.39 ± 0.25 0.85–0.16
FeO _{общ}		8.93 ± 0.27 9.24–8.58	10.26 ± 0.47 10.73–9.79	10.98 ± 0.88 12.16–9.72	8.55 ± 0.73 9.71–7.78	7.75 ± 0.52 8.41–7.13	8.53 ± 1.11 10.94–7.10	11.03 ± 0.90 12.10–9.58
MnO		0.14 ± 0.03 0.17–0.10	0.14 ± 0.01 0.14–0.13	0.21 ± 0.03 0.26–0.16	0.16 ± 0.03 0.20–0.11	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.15 ± 0.05 0.21–0.05	0.20 ± 0.03 0.25–0.14
MgO		15.57 ± 0.30 15.97–15.24	14.78 ± 0.69 15.46–14.09	14.17 ± 1.06 15.76–13.07	17.40 ± 1.52 19.40–15.40	16.76 ± 0.59 17.55–16.13	16.64 ± 1.39 19.53–14.30	14.39 ± 0.63 15.38–13.78
CaO		11.95 ± 0.19 12.22–11.80	12.62 ± 0.26 12.87–12.36	11.78 ± 0.24 12.06–11.40	11.92 ± 0.24 12.10–11.52	11.65 ± 0.32 12.09–11.33	11.72 ± 0.48 13.05–11.29	11.84 ± 0.45 12.39–11.32
Na ₂ O		1.71 ± 0.04 1.75–1.65	1.29 ± 0.10 1.39–1.19	1.64 ± 0.09 1.78–1.46	1.77 ± 0.24 2.06–1.39	1.67 ± 0.19 1.93–1.50	1.81 ± 0.20 2.11–1.49	1.38 ± 0.35 1.76–0.94
K ₂ O		0.82 ± 0.04 0.86–0.76	0.87 ± 0.12 0.98–0.75	0.94 ± 0.23 1.18–0.66	0.57 ± 0.10 0.64–0.40	0.64 ± 0.05 0.68–0.57	0.60 ± 0.11 0.84–0.48	0.70 ± 0.20 0.89–0.43
Сумма		96.90	98.30	97.21	98.91	96.99	97.93	96.82
mg#		0.76 ± 0.01 0.77–0.75	0.72 ± 0.02 0.74–0.70	0.70 ± 0.03 0.75–0.66	0.79 ± 0.03 0.81–0.74	0.80 ± 0.02 0.82–0.78	0.78 ± 0.04 0.83–0.70	0.70 ± 0.02 0.74–0.68
Расчет формульных коэффициентов O = 23								
Si		6.57 ± 0.06	6.82 ± 0.21	6.67 ± 0.17	6.91 ± 0.15	6.86 ± 0.05	7.00 ± 0.16	6.66 ± 0.23
Al ^{IV}		1.43 ± 0.06	1.18 ± 0.21	1.33 ± 0.17	1.09 ± 0.15	1.14 ± 0.05	1.00 ± 0.16	1.34 ± 0.23
Al ^{VI}		0.51 ± 0.03	0.32 ± 0.06	0.41 ± 0.03	0.17 ± 0.08	0.34 ± 0.01	0.30 ± 0.08	0.42 ± 0.07
Ti		0.07 ± 0.00	0.14 ± 0.05	0.15 ± 0.04	0.23 ± 0.10	0.17 ± 0.03	0.10 ± 0.03	0.11 ± 0.04
Cr		0.04 ± 0.00	0.12 ± 0.10	0.05 ± 0.04	0.03 ± 0.01	0.05 ± 0.02	0.08 ± 0.04	0.05 ± 0.03
Fe ³⁺		0.25 ± 0.07	0.06 ± 0.00	0.11 ± 0.02	0.29 ± 0.24	0.15 ± 0.02	0.14 ± 0.06	0.29 ± 0.14
Fe ²⁺		0.83 ± 0.05	1.22 ± 0.03	1.23 ± 0.13	0.81 ± 0.30	0.72 ± 0.10	0.91 ± 0.20	1.05 ± 0.09
Mn		0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.04 ± 0.01	0.02 ± 0.00
Mg		3.36 ± 0.04	3.18 ± 0.13	3.09 ± 0.20	3.66 ± 0.28	3.58 ± 0.11	3.52 ± 0.25	3.13 ± 0.12
Ca		1.85 ± 0.01	1.95 ± 0.03	1.84 ± 0.03	1.80 ± 0.04	1.79 ± 0.05	1.79 ± 0.08	1.85 ± 0.06
Na		0.48 ± 0.01	0.36 ± 0.01	0.46 ± 0.03	0.49 ± 0.06	0.46 ± 0.05	0.50 ± 0.06	0.39 ± 0.08
K		0.15 ± 0.01	0.16 ± 0.02	0.18 ± 0.04	0.10 ± 0.02	0.12 ± 0.01	0.11 ± 0.02	0.13 ± 0.04

Примечание. Здесь и в табл. 3–7 номера проб соответствуют таковым в табл. 1. В числителе – среднее значение и стандартное отклонение, знаменателе – минимальное и максимальное содержание. n – количество проб.

Note. Here and at Table 3–7 the sample numbers are the same as in Table 1. In the numerator – the average value and standard deviation, in the denominator – the minimum and maximum content. n – quantity of samples.

составом первичного силиката и его близостью к зернам хромита. Последнее подтверждается наличием обширных ореолов хрома в актинолите и других силикатах на контакте с зернами хромита.

По химическому составу граница между амфиболами ранней и поздней ассоциаций может быть проведена условно на уровне 5–6 мас. % Al₂O₃, поскольку именно при этом значении отмечается резкое изменение в содержании титана – элемента, входение которого в структуру минерала во многом контролируется температурой. Например, в породах Шабровского массива ранний глино-

земистый амфибол имеет средние значения TiO₂ более 1.0 мас. %, а поздний – менее 0.6 мас. % (табл. 5). Особенности позднего амфибола являются высокая магнезиальность (0.74–0.86) и вариативность содержаний хрома в диапазоне от 0.0 до 1.7 мас. % Cr₂O₃.

Зерна хромита в породах, богатых амфиболом (горнблендитах, габбродиоритах), находятся в виде включений в амфиболе и имеют очень небольшие размеры – не более 5–30 мкм, располагаясь по одному или группами. В лейкократовых включениях они концентрируются вдоль их границ или в их

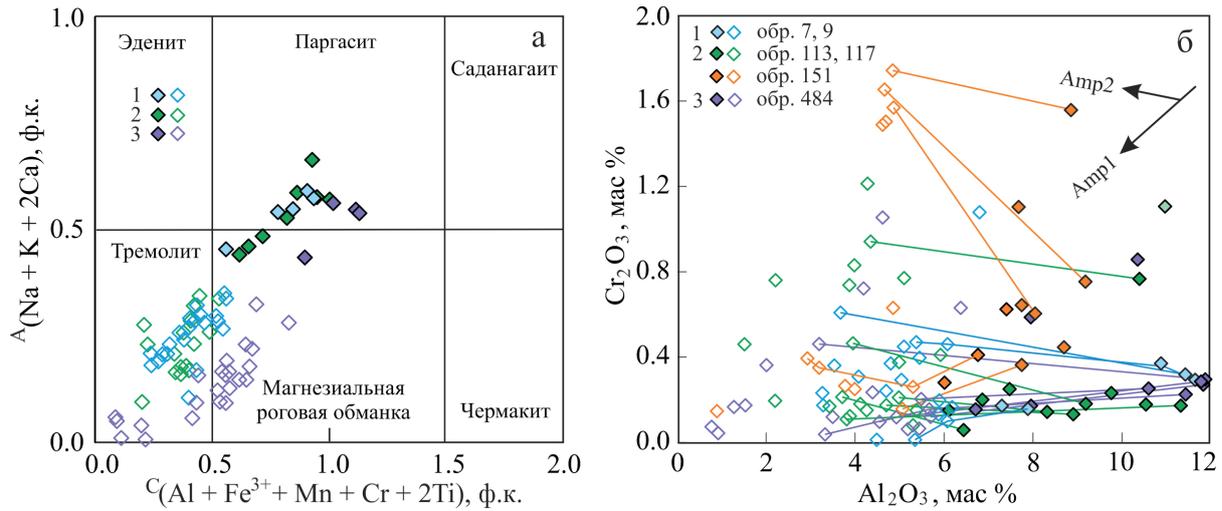


Рис. 5. Состав амфиболов высокомагнезиальных пород.

а – классификационная диаграмма $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ для кальциевых амфиболов [Hawthorne et al., 2012].
б – диаграмма составов амфибола в координатах Cr–Al, демонстрирующая изменение содержания хрома в амфиболах ранней и поздней ассоциаций (соединены конодами).
Номера образцов соответствуют таковым в таблицах. Условные обозначения: 1 – Верхисетский батолит, 2 – Шабровский массив, 3 – Челябинский батолит. Залитый знак обозначает минерал ранней ассоциации, незалитый – поздней ассоциации.

Fig. 5. High-Mg rocks amphiboles composition.

а – $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ classification diagram for calcic amphiboles [Hawthorne et al., 2012].
б – Cr vs Al for calcic amphiboles from high-Mg rocks, demonstrating Cr-content variations in amphiboles of early and late associations (are marked by tie lines).
Sample numbers are the same in tables. Legend: 1 – Verkhisetsk massif, 2 – Shabry massif, 3 – Chelyabinsk massif. Filled diamond – early association mineral, blank diamond – late association mineral.

нижней более меланократовой части также внутри амфибола (см. рис. 4е). Все хромиты имеют однородный состав, отвечающий субферрихромиту-субалюмоферрихромиту по классификации Н.В. Павлова [1949]. Его главная особенность заключается в высокой хромистости: $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.77-0.92$, и железистости: $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.97-0.99$, а также относительно “восстановленном” характере железа. Кроме того, он обладает повышенным содержанием марганца, цинка и почти полным отсутствием магния (табл. 6, рис. 7).

Хромсодержащий титанит обладает янтарной окраской. Его зерна размером 10–50 мкм, редко более, имеют ксеноморфный облик. В составе минерала присутствует до 1.8 мас. % Cr_2O_3 (табл. 7) и отсутствуют ЛРЗЭ. По этим признакам он легко отличается от идиоморфных кристаллов акцессорного титанита, развитых в салическом базисе пород, представляющих собой продукт магматической кристаллизации.

Хромсодержащий эпидот образует мелкие ксеноморфные, реже субидиоморфные кристаллы размером менее 0.5 мм. Макроскопически они имеют желтую или коричневую окраску. Последняя свойственна редкой хромсодержащей разновидности эпидота, плеохроирующей от светло-желтого по Ng и

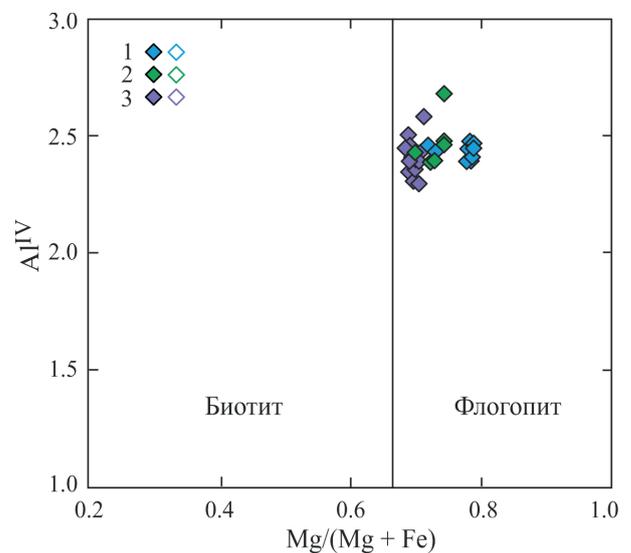


Рис. 6. Состав флогопита на диаграмме $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ [Deer et al., 1986].

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 6. Phlogopite composition on $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ -diagram [Deer et al., 1986].

See Fig. 5 for the legend.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) клинопироксена**Table 3.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of clinopyroxene

Массив № обр.	Верхисетский	Шабровский				Челябинский
	Пс-9 (n = 10)	Ук-117 (n = 20)	Ук-113	Ук-152 (n = 17)	Ук-151 (n = 4)	Чл-484 (n = 2)
SiO ₂	54.17 ± 0.78 55.47–52.37	53.62 ± 1.24 54.65–50.10	54.39	54.45 ± 0.39 54.95–53.24	54.24 ± 0.12 54.36–54.12	53.80 ± 0.05 53.84–53.75
TiO ₂	0.09 ± 0.11 0.27–0.00	0.15 ± 0.19 0.62–0.00	0.20	0.03 ± 0.06 0.20–0.00	0.06 ± 0.00 0.06–0.06	0.20 ± 0.04 0.23–0.16
Al ₂ O ₃	0.98 ± 0.15 1.25–0.76	1.54 ± 0.78 3.67–0.68	1.96	0.91 ± 0.18 1.45–0.71	0.83 ± 0.08 0.90–0.75	1.50 ± 0.22 1.72–1.28
Cr ₂ O ₃	0.15 ± 0.08 0.24–0.00	0.33 ± 0.23 0.97–0.00	0.76	0.10 ± 0.12 0.37–0.00	0.50 ± 0.13 0.63–0.37	1.25 ± 0.19 1.44–1.06
FeO	5.06 ± 0.18 5.34–4.74	4.93 ± 0.49 5.76–3.97	4.35	4.81 ± 0.34 5.19–3.82	4.53 ± 0.65 5.18–3.88	5.48 ± 0.25 5.72–5.23
MnO	0.16 ± 0.02 0.22–0.14	0.21 ± 0.04 0.28–0.14	0.13	0.19 ± 0.09 0.41–0.00	0.25 ± 0.02 0.26–0.23	0.03 ± 0.03 0.06–0.00
MgO	14.92 ± 0.34 15.42–14.18	15.25 ± 0.83 16.61–13.01	14.76	16.22 ± 0.98 17.76–14.00	15.39 ± 0.53 15.91–14.86	14.50 ± 0.10 14.60–14.40
CaO	25.00 ± 0.33 25.62–24.47	22.94 ± 0.44 23.97–22.11	23.07	22.45 ± 0.65 23.66–20.84	23.89 ± 0.04 23.92–23.85	23.33 ± 0.20 23.52–23.13
Na ₂ O	0.48 ± 0.06 0.57–0.39	0.72 ± 0.13 0.96–0.45	0.93	0.50 ± 0.10 0.69–0.35	0.62 ± 0.01 0.62–0.61	0.28 ± 0.00 0.28–0.28
Сумма	100.99	99.67	100.52	99.67	100.29	100.35
mg#	0.84 ± 0.01 0.85–0.84	0.85 ± 0.02 0.88–0.82	0.86	0.86 ± 0.01 0.89–0.83	0.86 ± 0.02 0.88–0.84	0.83 ± 0.01 0.84–0.82
Расчет формульных коэффициентов O = 6						
Si	1.98 ± 0.01	1.98 ± 0.04	1.92	2.00 ± 0.01	1.99 ± 0.01	1.97 ± 0.01
Ti	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.01	0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00
Al	0.04 ± 0.01	0.07 ± 0.03	0.08	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.00	0.06 ± 0.01
Cr	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.04 ± 0.01
Fe ²⁺	0.15 ± 0.01	0.15 ± 0.02	0.17	0.15 ± 0.01	0.14 ± 0.02	0.17 ± 0.01
Mn	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.00	0.01 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.00 ± 0.00
Mg	0.81 ± 0.01	0.84 ± 0.04	0.99	0.89 ± 0.05	0.84 ± 0.02	0.79 ± 0.01
Ca	0.98 ± 0.01	0.91 ± 0.02	0.80	0.88 ± 0.03	0.94 ± 0.00	0.92 ± 0.01
Na	0.03 ± 0.00	0.05 ± 0.01	0.07	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.00	0.02 ± 0.00

№р до апельсиново-желтого по Nm. Интенсивность окраски возрастает с повышением содержания в минерале хрома, количество которого достигает 4.5 мас. % Cr₂O₃ при относительно постоянном содержании Fe₂O₃ (см. табл. 7). Это может объясняться вхождением хрома вместо алюминия преимущественно в позицию M1 эпидота [Giuli et al., 1999; Armbruster et al., 2006]. Данное предположение не противоречит ранее проведенному элементному картированию [Прибавкин, Замятин, 2010], показавшему, что содержание хрома в эпидоте повышается вокруг зерен хромита, тогда как железо распределено относительно равномерно по всему кристаллу. Аналогичное распределение получено в работе [Nagashima et al., 2006].

Богатый хромом мусковит в сростании с хромитом обладает яркой изумрудно-зеленой окраской, содержит от 1 до 6% Cr₂O₃. Его отличительной чертой являются повышенное содержание (Cr + Fe + Mg), приближающее его к полю алюмоселадонита, а также Ti, характерное для мусковита магмати-

ческого происхождения или образованного в условиях эпидот-амфиболитовой и более высокой фации метаморфизма [Miller et al., 1981; Speer, 1984].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые породы имеют преимущественно основной или средний состав и показывают удивительно высокую величину индекса магнезиальности (0.60–0.78), концентрации Cr (200–1200 г/т), Ni (200–360 г/т). Такие особенности пород, несомненно, могут указывать на их тесную связь с плавлением мантийного источника, испытывавшего метасоматизирующее воздействие флюида или расплава, либо на взаимодействие кислых магм с ультраосновными породами, в том числе на уровне становления интрузий в коре. В этом отношении они могут сопоставляться с такими породами, как высокомагнезиальные андезиты, санукитоиды, адакиты, апиниты [Tatsumi, Ishizaka, 1982; Stern et al., 1989; Rock, 1991; Pitcher, 1997; Castro et al., 2003; Tatsumi, Furukawa,

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) флогопита

Table 4. Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of phlogopite

Массив	Верхисетский		Шабровский			Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 11)	Пс-9 (n = 3)	Ук-117 (n = 6)	Ук-113	Ук-151	Чл-484 (n = 17)
SiO ₂		39.09 ± 0.53 39.77–38.29	39.88 ± 0.26 40.09–39.52	38.87 ± 1.04 39.71–37.32	41.80	38.83	38.08 ± 0.45 38.65–36.88
TiO ₂		2.48 ± 0.21 2.76–2.07	2.49 ± 0.24 2.77–2.18	1.56 ± 0.45 2.19–1.06	1.16	2.17	1.20 ± 0.05 1.31–1.11
Al ₂ O ₃		15.96 ± 0.27 16.36–15.39	17.33 ± 0.11 17.48–17.22	16.57 ± 0.51 17.63–15.96	17.66	15.48	17.02 ± 0.24 17.77–16.74
Cr ₂ O ₃		0.36 ± 0.28 1.20–0.17	0.08 ± 0.06 0.13–0.00	0.18 ± 0.14 0.39–0.00	0.83	3.10	0.31 ± 0.21 0.80–0.11
FeO		9.25 ± 0.17 9.57–8.99	11.11 ± 0.29 11.46–10.75	11.64 ± 0.62 12.51–11.06	9.01	10.74	12.27 ± 0.21 12.65–11.93
MnO		0.04 ± 0.06 0.15–0.00	0.03 ± 0.05 0.10–0.00	0.10 ± 0.07 0.19–0.00	0.11	0.08	0.09 ± 0.04 0.19–0.03
MgO		17.69 ± 0.31 18.37–17.26	15.81 ± 0.17 15.96–15.58	16.64 ± 0.82 17.78–15.33	16.24	14.91	15.40 ± 0.43 16.76–14.88
CaO		0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.03 ± 0.04 0.09–0.00	0.16	0.11	0.05 ± 0.05 0.19–0.00
Na ₂ O		0.13 ± 0.10 0.24–0.00	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.04 ± 0.05 0.11–0.00	0.08	0.04	0.06 ± 0.02 0.09–0.02
K ₂ O		9.60 ± 0.20 10.05–9.42	9.86 ± 0.15 10.00–9.66	10.17 ± 0.06 10.25–10.09	7.34	10.02	9.49 ± 0.63 10.26–7.58
Сумма		94.59	96.60	95.87	94.39	95.48	93.96
mg#		0.78 ± 0.00 0.78–0.77	0.72 ± 0.00 0.72–0.72	0.72 ± 0.02 0.74–0.69	0.77	0.72	0.70 ± 0.01 0.71–0.68
Расчет формульных коэффициентов O = 22							
Si		5.57 ± 0.02	5.58 ± 0.02	5.55 ± 0.10	5.58	5.58	5.59 ± 0.07
Al ^{IV}		2.43 ± 0.02	2.42 ± 0.02	2.45 ± 0.10	2.42	2.42	2.41 ± 0.07
Al ^{VI}		0.26 ± 0.03	0.44 ± 0.04	0.34 ± 0.03	0.65	0.21	0.54 ± 0.07
Ti		0.26 ± 0.02	0.26 ± 0.02	0.17 ± 0.05	0.12	0.23	0.13 ± 0.01
Cr		0.04 ± 0.03	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.02	0.09	0.35	0.04 ± 0.03
Fe		1.10 ± 0.01	1.30 ± 0.02	1.39 ± 0.09	1.04	1.29	1.51 ± 0.03
Mn		0.00 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.01	0.01	0.01 ± 0.01
Mg		3.76 ± 0.04	3.30 ± 0.01	3.54 ± 0.14	3.35	3.20	3.37 ± 0.10
Ca		0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.02	0.01 ± 0.01
Na		0.04 ± 0.03	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.01	0.02 ± 0.01
K		1.75 ± 0.03	1.76 ± 0.03	1.85 ± 0.04	1.29	1.84	1.78 ± 0.11

2003; Martin et al., 2005; Ye et al., 2008; Qian, Herman, 2010; Tiepolo et al., 2011; Murphy, 2013; и др.]. Указанные особенности пород отражены не только в их химическом составе, но и в составе слагающих их минералов: амфиболов, слюд, пироксенов; в присутствии аксессуарного хромита.

Высокая степень преобразования первичных минералов, широкое развитие по ним более низкотемпературных фаз, представляющих собой продукты постмагматического изменения, позволяют выделить два этапа формирования петрографического облика пород к настоящему времени – магматический и постмагматический, характеризующиеся и различным поведением хрома.

Минералы магматической ассоциации – глиноземистый амфибол, клинопироксен, флогопит – часто заметно обогащены хромом (см. табл. 2, 3, 4). Повышенное содержание этого элемента характер-

но для железомagneзиальных минералов ультраосновных или генетически связанных с ними пород. Например, в амфиболе из габбро Южно-Калифорнийского батолита содержится менее 0.12 мас. % Cr₂O₃ [Simon, Rollinson, 1976], тогда как в амфиболе мантийных ксенолитов (перидотитов) его содержание составляет 0.2–2.5 мас. % [Deer et al., 1997], что сопоставимо с приводимыми нами данными. В качестве другого примера можно привести значения содержания хрома в минералах вулканических пород высокомагнезиальной серии (бонинитах, санукитоидах, Mg-андезитах), в которых в качестве ранних ликвидусных фаз, помимо хромита, присутствуют энстатит, клиноэнстатит, авгит, где значения концентрации хрома варьируют от 0.1 до 1.4 мас. % Cr₂O₃.

Обогащение хромом силикатных минералов, кристаллизующихся совместно или после хромш-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) низкоглиноземистого амфибола**Table 5.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of low-aluminous amphibole

Массив	Верхисетский		Шабровский				Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 11)	Пс-9 (n = 10)	Ук-117 (n = 17)	Ук-113 (n = 9)	Ук-152 (n = 4)	Ук-151 (n = 13)	Чл-484 (n = 21)
SiO ₂		51.35 ± 1.62 54.04–48.93	52.14 ± 1.17 54.12–50.57	52.09 ± 1.47 55.15–49.10	52.47 ± 1.27 54.90–50.76	52.89 ± 0.61 53.90–52.35	52.94 ± 1.47 56.62–51.40	52.77 ± 1.93 56.50–49.81
TiO ₂		0.36 ± 0.31 1.01–0.15	0.51 ± 0.22 0.84–0.17	0.39 ± 0.17 0.67–0.07	0.57 ± 0.32 1.39–0.17	0.39 ± 0.02 0.41–0.36	0.34 ± 0.16 0.63–0.00	0.37 ± 0.27 1.14–0.00
Al ₂ O ₃		5.48 ± 1.24 7.32–3.31	4.68 ± 0.87 5.92–3.28	4.12 ± 1.23 6.10–1.50	4.52 ± 0.97 5.91–2.85	4.33 ± 0.65 5.05–3.37	4.15 ± 1.18 5.40–0.87	4.13 ± 1.79 6.70–0.77
Cr ₂ O ₃		0.32 ± 0.30 1.08–0.05	0.28 ± 0.13 0.47–0.00	0.28 ± 0.24 0.94–0.05	0.36 ± 0.33 0.83–0.00	0.24 ± 0.04 0.31–0.21	0.80 ± 0.65 1.74–0.14	0.24 ± 0.26 1.06–0.02
FeO _{общ}		6.63 ± 0.48 7.34–5.83	8.05 ± 0.49 8.59–7.28	7.88 ± 0.88 9.85–6.04	7.63 ± 0.51 8.57–6.76	6.81 ± 0.19 7.11–6.60	7.21 ± 0.60 7.91–6.13	8.60 ± 0.95 10.04–6.14
MnO		0.16 ± 0.05 0.21–0.02	0.12 ± 0.06 0.18–0.00	0.18 ± 0.02 0.23–0.13	0.14 ± 0.08 0.21–0.00	0.05 ± 0.08 0.18–0.00	0.14 ± 0.06 0.23–0.02	0.18 ± 0.05 0.26–0.09
MgO		17.88 ± 0.82 19.24–16.62	17.30 ± 0.59 18.16–16.49	18.12 ± 0.89 19.75–16.17	18.85 ± 0.68 19.74–17.61	19.22 ± 0.13 19.39–19.04	18.36 ± 1.03 19.88–16.99	17.95 ± 1.02 19.98–16.05
CaO		12.31 ± 0.42 12.91–11.53	12.97 ± 0.17 13.26–12.73	12.56 ± 0.40 13.33–11.88	12.30 ± 0.43 13.07–11.47	11.63 ± 0.26 12.04–11.36	12.31 ± 0.51 13.30–11.45	12.15 ± 0.59 13.40–11.38
Na ₂ O		1.11 ± 0.24 1.63–0.79	0.73 ± 0.12 0.91–0.55	0.84 ± 0.30 1.41–0.25	1.04 ± 0.25 1.39–0.69	1.14 ± 0.22 1.33–0.078	1.00 ± 0.34 1.48–0.15	0.56 ± 0.28 0.82–0.00
K ₂ O		0.16 ± 0.09 0.28–0.02	0.35 ± 0.09 0.46–0.18	0.34 ± 0.11 0.53–0.08	0.33 ± 0.14 0.51–0.00	0.31 ± 0.01 0.33–0.29	0.29 ± 0.11 0.39–0.04	0.17 ± 0.10 0.36–0.00
Сумма		95.76	97.12	96.79	98.21	97.00	97.54	97.13
mg#		0.83 ± 0.02 0.86–0.80	0.80 ± 0.01 0.81–0.78	0.81 ± 0.02 0.86–0.77	0.82 ± 0.01 0.84–0.80	0.84 ± 0.00 0.84–0.83	0.82 ± 0.02 0.85–0.80	0.79 ± 0.03 0.86–0.74
Расчет формульных коэффициентов O = 23								
Si		7.37 ± 0.16	7.44 ± 0.11	7.43 ± 0.19	7.35 ± 0.21	7.45 ± 0.09	7.47 ± 0.18	7.49 ± 0.24
Al ^{IV}		0.63 ± 0.16	0.56 ± 0.11	0.55 ± 0.19	0.64 ± 0.21	0.55 ± 0.09	0.53 ± 0.18	0.51 ± 0.24
Al ^{VI}		0.30 ± 0.06	0.23 ± 0.04	0.20 ± 0.05	0.15 ± 0.08	0.16 ± 0.02	0.16 ± 0.07	0.18 ± 0.07
Ti		0.04 ± 0.03	0.06 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.07 ± 0.03	0.04 ± 0.00	0.04 ± 0.02	0.04 ± 0.03
Cr		0.04 ± 0.03	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.03	0.05 ± 0.03	0.03 ± 0.00	0.09 ± 0.07	0.03 ± 0.03
Fe ³⁺		0.06 ± 0.06	0.00 ± 0.00	0.15 ± 0.14	0.26 ± 0.20	0.26 ± 0.06	0.17 ± 0.17	0.20 ± 0.09
Fe ²⁺		0.74 ± 0.10	0.96 ± 0.06	0.78 ± 0.14	0.63 ± 0.20	0.55 ± 0.11	0.75 ± 0.20	0.84 ± 0.16
Mn		0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.03 ± 0.02	0.04 ± 0.01
Mg		3.83 ± 0.14	3.68 ± 0.11	3.85 ± 0.16	3.94 ± 0.11	4.03 ± 0.02	3.86 ± 0.19	3.80 ± 0.20
Ca		1.89 ± 0.06	1.99 ± 0.01	1.96 ± 0.06	1.85 ± 0.05	1.75 ± 0.04	1.86 ± 0.08	1.86 ± 0.09
Na		0.31 ± 0.06	0.21 ± 0.03	0.24 ± 0.08	0.28 ± 0.07	0.31 ± 0.06	0.28 ± 0.09	0.18 ± 0.06
K		0.03 ± 0.01	0.06 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.07 ± 0.01	0.06 ± 0.00	0.05 ± 0.02	0.03 ± 0.02

пинелида, связано с его крайне низкой растворимостью в базальтоидных расплавах и исключительно преимущественным вхождением в кристаллизующиеся минералы с октаэдрическими позициями, в результате чего наряду с хромитом пироксены, амфиболы и слюды также значимо удаляют хром из расплава [Sisson, 1994; Shiraki, 1997]. При этом обогащенные хромом амфиболы и слюды могут образоваться как непосредственно из расплава, богатого водой, так и перитектическим разложением богатых хромом пироксенов в соответствии с реакцией: $Cpx + Opx + melt = Amp + melt$, а также субсолидным преобразованием первично-магматического амфибола: $Amp_1 + Pl_1 + melt = Amp_2 + Pl_2 + Bt + Qtz + H_2O$.

С постмагматическим этапом связано замещение пироксена и высокоглиноземистого амфибола (Amp_1) его низкоглиноземистой разновидностью, актинолитом (Amp_2), совместно с титанитом (Ttn), эпидотом (Ep), мусковитом (Mu), альбитом (Ab), которое можно описать реакцией: $Amp_1 + Qtz + H_2O = Amp_2 + Ttn + Ep + Ab + Mu \pm Mt$. Такая реакция вызывает уменьшение объема первичного кристалла амфибола до 30%, провоцируя развитие в нем микротрещин [Okamoto, Toriumi, 2005]. Последнее обстоятельство лавинообразно усиливает диффузное развитие актинолита вдоль все новых и новых трещин и может служить объяснением наблюдаемых текстур в амфиболе. В итоге, несмотря на идиоморфизм вкрапленников, их зональность и

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) хромита

Table 6. Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of chromite

Массив	Верх-исетский	Шабровский		Челябинский
№ обр.	ПС-7	УК-113	УК-151 (n = 6)	ЧЛ-484 (n = 4)
TiO ₂	0.32	0.30	0.39 ± 0.20 0.76–0.17	1.23 ± 1.09 3.10–0.42
Al ₂ O ₃	5.85	7.49	3.97 ± 0.57 4.61–3.19	5.42 ± 1.12 7.21–4.13
Cr ₂ O ₃	56.21	49.56	50.53 ± 3.28 54.20–44.85	39.18 ± 2.35 42.16–35.78
V ₂ O ₃	–	–	0.23 ± 0.03 0.27–0.20	0.38 ± 0.15 0.54–0.21
FeO _{общ}	33.65	36.86	39.82 ± 3.76 45.38–35.18	48.93 ± 1.68 50.44–46.12
MnO	1.35	2.25	2.29 ± 1.05 3.85–1.21	1.24 ± 0.15 1.39–1.08
MgO	0.50	0.35	0.33 ± 0.11 0.50–0.23	0.22 ± 0.05 0.28–0.16
NiO	–	–	0.09 ± 0.00 0.09–0.09	0.05 ± 0.01 0.06–0.04
ZnO	0.86	2.09	0.94 ± 0.25 1.42–0.71	1.31 ± 0.68 2.14–0.61
FeO _{расч}	29.57	27.44	28.51 ± 1.61 30.14–26.04	30.14 ± 1.65 32.59–28.47
Fe ₂ O _{3расч}	4.53	10.47	12.57 ± 2.52 16.94–10.16	20.88 ± 3.53 24.41–15.04
Сумма _{расч}	99.19	99.95	99.84	100.04
Расчет формульных коэффициентов O = 4				
Ti	0.01	0.01	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.04
Al	0.25	0.32	0.17 ± 0.02	0.24 ± 0.05
Cr	1.62	1.41	1.47 ± 0.10	1.13 ± 0.08
Fe ³⁺	0.12	0.28	0.35 ± 0.07	0.58 ± 0.09
V	0.00	0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00
Сумма	2.00	2.02	1.99 ± 0.01	1.95 ± 0.06
Fe ²⁺	0.90	0.83	0.88 ± 0.05	0.92 ± 0.06
Mn	0.04	0.07	0.07 ± 0.03	0.04 ± 0.01
Mg	0.03	0.02	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.00
Ni	0.00	0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
Zn	0.02	0.06	0.03 ± 0.01	0.04 ± 0.02
Сумма	0.99	0.97	0.99 ± 0.01	1.01 ± 0.04
Fe ²⁺ /(Mg + Fe ²⁺)	0.97	0.98	0.98 ± 0.01	0.99 ± 0.00
Fe ³⁺ /ΣFe	0.12	0.25	0.28 ± 0.03	0.38 ± 0.05
Cr/(Cr + Al)	0.87	0.82	0.90 ± 0.02	0.83 ± 0.04

первичный состав значительно, а в некоторых разностях пород и полностью, уничтожаются, появляются дополнительные минеральные фазы.

Сопоставление амфиболов ранней и поздней ассоциаций по содержанию хрома в целом демонстрирует их подобие, однако отмечается различный характер изменения содержания этого элемента. В актинолите, а также других железомagneзиальных силикатах постмагматического этапа концентрация хрома отчетливо возрастает вокруг зерен хромита,

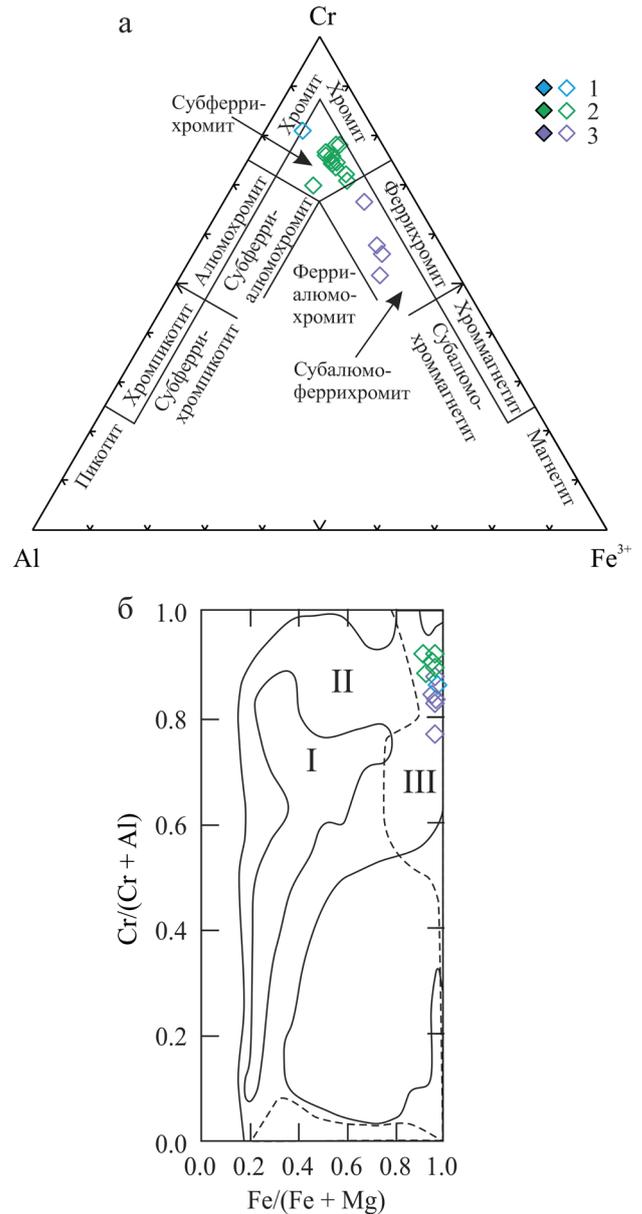


Рис. 7. Состав хромитов высокомагнезиальных пород.

а – классификационная диаграмма Cr–Al–Fe³⁺ для хромшпинелидов [Павлов, 1949].

б – диаграмма составов хромшпинелида в координатах Cr/(Cr + Al)–Fe/(Fe + Mg). Поля: I – более 90% встречающихся составов хромшпинелидов из основных и ультраосновных пород, II – более 50%, III – составы из метаморфических пород [Barnes, Roeder, 2001]. Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 7. High-Mg rocks chromites composition.

а – Cr–Al–Fe³⁺ classification diagram for chrome-spinellids [Pavlov, 1949].

б – chrome-spinellid composition diagram in Cr/(Cr + Al)–Fe/(Fe + Mg) coordinates. Fields: I – more than 90% chrome-spinellid compositions from basic and ultrabasic rocks, II – more than 50%, III – compositions from metamorphic rocks [Barnes, Roeder, 2001]. See Fig. 5 for the legend.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) содержащих хром титанита, эпидота, мусковита**Table 7.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of Cr-bearing titanite, epidote, muscovite

Минерал	Титанит		Эпидот		Мусковит
	УК-151 (n = 7)	ЧЛ-484	УК-151 (n = 8)	ЧЛ-484 (n = 3)	УК-151 (n = 5)
SiO ₂	30.43 ± 0.40 30.96–29.90	29.82	37.56 ± 0.25 37.90–37.13	36.68 ± 0.97 37.62–35.35	47.65 ± 0.55 48.30–46.65
TiO ₂	36.75 ± 0.98 38.22–35.77	37.02	0.07 ± 0.03 0.14–0.02	–	0.69 ± 0.28 1.05–0.32
Al ₂ O ₃	0.90 ± 0.11 1.03–0.68	0.63	23.21 ± 0.77 24.78–22.17	21.61 ± 1.31 22.76–19.78	25.99 ± 1.10 27.33–24.28
Cr ₂ O ₃	1.03 ± 0.42 1.68–0.46	0.97	3.08 ± 1.28 4.66–1.23	1.38 ± 0.56 2.11–0.75	3.51 ± 1.82 6.33–1.24
FeO	0.65 ± 0.14* 0.91–0.49	0.45*	10.05 ± 0.53* 10.95–9.44	11.53 ± 0.32* 11.98–11.27	3.69 ± 0.16 3.92–3.52
MnO	0.01 ± 0.01 0.02–0.00	–	0.04 ± 0.01 0.05–0.03	–	–
MgO	0.01 ± 0.00 0.01–0.00	–	0.01 ± 0.01 0.02–0.00	–	2.89 ± 0.28 3.26–2.42
CaO	28.11 ± 0.60 28.85–27.34	28.16	22.31 ± 0.54 23.03–21.19	20.32 ± 2.65 23.14–16.78	–
SrO	–	–	1.83 ± 1.02 4.02–0.62	1.46 ± 0.96 2.41–0.34	–
Na ₂ O	–	–	–	–	0.13 ± 0.08 0.27–0.04
K ₂ O	–	–	–	–	10.90 ± 0.22 11.20–10.61
Сумма	98.00	97.05	98.16	97.80	95.45
Расчет формульных коэффициентов					
	O = 5		O = 12.5		O = 22
Si	1.01 ± 0.00	1.01	3.01 ± 0.01	3.09 ± 0.02	6.52 ± 0.03
Al	0.04 ± 0.00	0.03	2.11 ± 0.05	2.15 ± 0.09	4.19 ± 0.15
Ti	0.92 ± 0.01	0.94	0.00 ± 0.00	–	0.07 ± 0.03
Cr	0.03 ± 0.01	0.03	0.24 ± 0.07	0.09 ± 0.03	0.38 ± 0.20
Fe	0.02 ± 0.00	0.01	0.65 ± 0.02	0.85 ± 0.09	0.42 ± 0.02
Mg	0.00 ± 0.00	–	0.00 ± 0.00	–	0.59 ± 0.06
Mn	0.00 ± 0.00	–	0.00 ± 0.00	–	–
Ca	1.01 ± 0.01	1.02	1.96 ± 0.02	1.84 ± 0.20	–
Sr	–	–	0.08 ± 0.05	0.05 ± 0.05	–
Na	–	–	–	–	0.03 ± 0.03
K	–	–	–	–	1.90 ± 0.03

* Железо в форме Fe₂O₃.* Iron in the form of Fe₂O₃.

образуя ореолы мощностью в первые десятки микрон. При этом в более крупных (40–50 мкм) зернах хромшпинелида из лейкократовых включений в Шабровском массиве в краю шириной менее 5 мкм повышается доля железа. Этот факт свидетельствует о неравновесности поздних постмагматических силикатов и образованного ранее хромита.

Объяснением наблюдаемого явления служат обменные процессы между амфиболом и хромитом на постмагматической стадии. Их следствием служит появление локально обогащенных хромом фаз. В нашем случае это силикаты, содержащие Cr₂O₃ до 1.7% в амфиболе, 1.8 – титаните, 4.5 – эпидо-

те, 6.0% – мусковите. Столь высокое содержание в этих минералах хрома неоднократно описывалось в связи с наложенным метаморфическим или гидротермальным преобразованием хромитсодержащих пород (перидотитов, коматиитов и продуктов их размыва) в условиях пренит-пумпеллиитовой–амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений [Grapes, 1981; Ashley, Martyn, 1987; Treloar, 1987; Pan, Fleet, 1989; Challis et al., 1995; Sanchez-Vizcaino, 1995; Devaraju et al., 1999; Grapes, Hoskin, 2004; Nagashima et al., 2006; и др.].

Как отмечено ранее, состав хромита в рассматриваемых высокомагнезиальных породах не отве-

чает магматическим разностям: он характеризуется высокими хромистостью и железистостью и низкой долей Fe^{3+} . Поиск информации о подобных хромитах в литературе показывает, что они обычны для метаморфизованных с участием флюида в условиях эпидот-амфиболитовой фации перидотитов, хромитовых руд, коматитов, лампрофиров или иных пород основного и среднего состава и продуктов их размыва в осадочных бассейнах [Pan, Fleet, 1989; Rock, 1991; Sabatier, 1991; Fortey et al., 1994; Challis et al., 1995; Sanchez-Vizcaino, 1995; Buba, Dobosi, 2004; Чашухин, 2008; Barra et al., 2014; Chen et al., 2014; Рыбникова, Светов, 2014; Kubinova et al., 2017; и др.]. В работах [Kimball, 1990; Farahat, 2008; Chen et al., 2014; Ahmed, Surour, 2016] рассмотрены главные изменения первичного состава магматических хромитов в высокотемпературных гидротермальных условиях под воздействием флюида: возрастание хромистости $Cr/(Cr + Al)$ и железистости $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$. Максимальные значения хромистости наблюдаются в хромитах, находящихся в ассоциации с глиноземистыми фазами – амфиболом, хлоритом, в которые перераспределяются Al и Mg, тем самым увеличивая долю Cr и Fe^{2+} в шпинели. Также при диффузном изменении первичного хромшпинелида на контакте с амфиболом в хромите возрастает доля Mn и Zn за счет Mg. При этом полнота преобразования первичного хромшпинелида и сохранность его реликтов определяются соотношением флюид/порода и температурой. В нашем случае высокая флюидонасыщенность, по-видимому, привела к полному преобразованию хромита, на что указывает отсутствие реликтов и широких вариаций состава.

ВЫВОДЫ

Известные к настоящему времени на Урале высокомагнезиальные породы преимущественно габбродиорит-кварцдиоритового состава ассоциируют с гранитоидными массивами повышенной основности. Их образование, как и образование вмещающих гранитов, относится к рубежу девона и карбона на Южном и концу каменноугольного времени на Среднем Урале. Высокомагнезиальные породы сложены порфирокристаллами амфибола (к которым иногда присоединяются диопсид и флогопит), заключенными в полевошпатовый или кварц-полевошпатовый базис.

Изучение взаимоотношений и химического состава породообразующих и аксессуарных минералов выявило различное поведение хрома на магматическом и постмагматическом этапах эволюции пород. Минеральная ассоциация магматического этапа представлена хромитом и обогащенными хромом силикатами – паргаситом, диопсидом, флогопитом, кристаллизующимися из аномально богатого магнием высоководного расплава. Первичный хромшпинелид был полностью преобразован, его

состав характеризуется высокими хромистостью и железистостью, низкой долей Fe^{3+} .

Ассоциация постмагматического этапа представлена преобразованными ранее выделившимися кристаллами в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Замещение пироксена и паргасита на этой стадии сопровождалось развитием низкоглиноземистой роговой обманки, актинолита совместно с эпидотом, титанитом, мусковитом. Содержание хрома в минералах этой ассоциации унаследовано от замещаемых ими амфиболов и пироксена. В контакте с хромитом эти минералы обогащены хромом, что вызвано обменными диффузионными процессами между ними.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке моделей поведения хрома, а также для построения генетических моделей образования высокомагнезиальных плутонических пород среднего состава в орогенных поясах.

Работа выполнена в рамках темы 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН (№ гос. рег. АААА-А18-118052590029-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зинькова Е.А., Монтеро П., Беа Ф. (2017) К вопросу об U-Pb возрасте цирконов из лейкогранитов соколинского камня Верхисетского массива (Средний Урал). *Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН*, 264-268.
- Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. (1999) Габброиды и диориты Верхисетского массива: возможный протолит тоналит-гранодиоритовых серий. *Ежегодник-1998*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 110-1150.
- Каллистов Г.А. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Каллистов Г.А. (2014) Длительность и возрастные этапы становления Челябинского гранитоидного батолита. *Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН*, 343-349.
- Каллистов Г.А., Осипова Т.А. (2017) Геология и геохимия синплутонических даек в Челябинском гранитоидном массиве (Южный Урал). *Геодинамика и тектонофизика*, 8(2), 331-345.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М.: Наука, 88 с.
- Прибавкин С.В. (2000) Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 28 с.
- Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2010) Хромсодержащий эпидот из меланоидиоритов Шабровского массива, Средний Урал. *Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН*, № 157, 173-180.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. (2011) Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов). *Докл. АН*, 438(3), 369-373.
- Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. (1993) Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива. *Ежегодник-1992*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 44-47.

- Рыбникова З.П., Светов С.А. (2014) Геохимия акцессорных хромитов из мезоархейских коматиитов центральной Карелии (на примере совдозерской структуры). *Тр. Карельского НЦ РАН*, (1), 158-166.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. (2014) Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS-датирования цирконов). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **22**(6), 26-44.
- Чашухин И.С. (2008) О природе хромитового оруденения в дунит-клинопироксенитовых комплексах Урала: следствие из состава хромшпинели. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 346-352.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-Диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Регион. геология и металлогения*, **56**, 40-50.
- Ahmed A.H., Surour A.A. (2016) Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.*, **122**, 58-79.
- Armbruster T., Bonazzi C.P., Akasaka V.M., Bermanec V., Chopin C., Giere R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eu. J. Miner.*, **18**(5), 551-567.
- Ashley P.M., Martyn J.E. (1987) Chromium-bearing minerals from a metamorphosed hydrothermal alteration zone in the Archaean of eastern Australia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **157**, 81-111.
- Atherton M.P., Ghani A.A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, **62**, 65-85.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *J. Petrol.*, **42**(12), 2279-2302.
- Barra F., Gervilla F., Hernandez E., Reich M., Padron-Navarta J.A., Gonzalez-Jimenes J.M. (2014) Alteration patterns of chromian spinels from La Cabana peridotite, south-central Chile. *Miner. Petrol.*, **108**, 819-83.
- Bea F., Montero P., Molina J.F. (1999) Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.*, **107**, 399-419.
- Bea F., Montero P., Zinger T. (2003) The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns. *J. Geol.*, **111**, 579-595.
- Buba G., Dobosi G. (2004) Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen: J. Miner. Geochem.*, **180**(2), 115-147.
- Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H. (2003) The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain. *J. Petrol.*, **44**, 1309-1344.
- Challis A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zinziyan chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Can. Miner.*, **33**, 1263-1284.
- Chen X., Wang D., Wang X.L., Gao J.F., Shu X.J., Zhou J.C., Qi L. (2014) Neoproterozoic chromite-bearing high-Mg diorites in the western part of the Jiangnan orogen, southern China: Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **200-201**, 35-48.
- Deer W.A., Howie A., Zussman J. (1986) An introduction to rock-forming minerals. 17th. Longman Ltd. 528 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1997) Rock-forming Minerals: Double-Chain Silicates, V. 2B. Geol. Soc. London, 764 p.
- Devaraju T.S., Raith M.M., Spiering B. (1999) Mineralogy of the Archean barite deposit of Ghattihosahalli, Karnataka, India. *Can. Miner.*, **37**, 603-617.
- Farahat E.S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde*, **68**, 193-205.
- Fortey N.J., Cooper A.H., Henney P.J., Colman T., Nancarrow P.H.A. (1994) Appinitic intrusions in the English Lake District. *Miner. Petrol.*, **51**(2-4), 355-375.
- Fowler M.B. (1988) Ach'uaire hybrid appinite pipes: evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, **16**, 1026-1030.
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2001) Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc.*, **158**, 521-534.
- Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2008) Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, **105**, 129-148.
- Giuli G., Bonazzi P., Menchetti S. (1999) Al-Fe disorder in synthetic epidotes; a single-crystal X-ray diffraction study. *Amer. Miner.*, **84**(5-6), 933-936.
- Grapes R.H. (1981) Chromian epidote and zoisite in kyanite amphibolite, Southern Alps, New Zealand. *Amer. Miner.*, **66**, 974-975.
- Grapes R.H., Hoskin P.W.O. (2004) Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. *Rev. Miner. Geochem.*, **56**, 301-345.
- Hamidullah S. (2007) Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and Appin appinite suites, western Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, **118**(1), 101-115.
- Hamidullah S., Bowes D.R. (1987) Petrogenesis of the appinite suite, Appin District, Western Scotland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, (4), 295-396.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Kimball K.L. (1990) Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contrib. Miner. Petrol.*, **105**, 337-346.
- Kubimova S., Faryad S.W., Verner K., Schmitz M., Holub F. (2017) Ultrapotassic dykes in the Moldanubian Zone and their significance for understanding of the post-collisional mantle dynamics during Variscan orogeny in the Bohemian Massif. *Lithos*, **272-273**, 205-221.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moya J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**, 1-24.
- McCarro J.J., Smellie J.L. (1998) Tectonic implications of

- fore-arc magnesian and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *J. Geol. Soc. Lond.*, **155**, 269-280.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Miner.*, **19**, 25-34.
- Molina Palma J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.
- Molina Palma J.F., Scarrow J.H., Montero P., Bea F. (2009) Petrogenetic significance of Ti-rich amphibole in calc-alkaline mafic to ultramafic rocks: the Variscan appinites of Central Iberia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **158**, 69-98.
- Murphy J.B. (2013) Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Sci. Rev.*, **119**, 35-59.
- Nagashima M., Akasaka M., Sakurai T. (2006) Chromian epidote in omphacite rocks from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **101**(4), 157-169.
- Okamoto A., Toriumi M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 335-356.
- Pan Y., Fleet M. (1989) Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area, Ontario. *Can. Miner.*, **27**, 565-577.
- Pitcher W.S. (1997) The Nature and Origin of Granite. 2-nd ed. London, Chapman and Hall, 395 p.
- Qian Q., Hermann J. (2010) Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths. *J. Petrol.*, **57**(7), 1381-1416.
- Rock N.M.S. (1991) Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 284 p.
- Sabatier H. (1991) Vaugnerites: Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves in Granite Petrology*. (Ed. by J. Didier, B. Barbarin). Amsterdam, Elsevier, 63-81.
- Sanchez-Vizcaino V.L. (1995) The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain. *Can. Miner.*, **33**, 85-104.
- Sisson T.W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 331-344.
- Scarrow J.H., Bea F., Montero P., Molina J.F. (2009a) Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra'-high-K rocks. *Earth and Environmental Sci. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh*, **99**, 1-17.
- Scarrow J.H., Molina Palma J.F., Bea F., Montero P. (2009b) Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.
- Shiraki K. (1997) Geochemical Behavior of Chromium. *Res. Geol.*, **47**(6), 319-330.
- Simon F.O., Rollinson C.L. (1976) Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith. *Chem. Geol.*, **17**, 73-88.
- Speer J.A. (1984) Micas in igneous rocks. *Micas. Rev. Miner.*, **13**, 299-356.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. (1989) Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in South-western Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1688-1712.
- Tatsumi Y., Ishizaka K. (1982) Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**(2), 293-304.
- Tatsumi Y., Furukawa Y. (2003) Slab melting in sanukitoid magma formation: Geophysical and geochemical constraints. *Geophys. Res. Abstracts*, **5**(08022).
- Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A. (2011) High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *J. Petrol.*, **52**, 1011-1045.
- Treloar P.J. (1987) Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland. *Miner. Mag.*, **51**, 593-599.
- Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: implications for Early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Res.*, **13**, 126-138.

REFERENCES

- Ahmed A.H., Surour A.A. (2016) Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.*, **122**, 58-79.
- Armbruster T., Bonazzi C.P., Akasaka V.M., Bermanec V., Chopin C., Giere R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eu. J. Miner.*, **18**(5), 551-567.
- Ashley P.M., Martyn J.E. (1987) Chromium-bearing minerals from a metamorphosed hydrothermal alteration zone in the Archaean of eastern Australia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **157**, 81-111.
- Atherton M.P., Ghani A.A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, **62**, 65-85.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *J. Petrol.*, **42**(12), 2279-2302.
- Barra F., Gervilla F., Hernandez E., Reich M., Padron-Navarta J.A., Gonzalez-Jimenes J.M. (2014) Alteration patterns of chromian spinels from La Cabana peridotite, south-central Chile. *Miner. Petrol.*, **108**, 819-83.
- Bea F., Montero P., Molina J.F. (1999) Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.*, **107**, 399-419.
- Bea F., Montero P., Zinger T. (2003) The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns. *J. Geol.*, **111**, 579-595.
- Buba G., Dobosi G. (2004) Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen: J. Miner. Geochem.*, **180**(2), 115-147.
- Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H. (2003) The ap-

- pinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain. *J. Petrol.*, **44**, 1309-1344.
- Challis A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zinzian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Can. Miner.*, **33**, 1263-1284.
- Chashchuhin I.S. (2008) On the nature of chromite mineralization in the dunite-clinopyroxenite complexes of the Urals: a consequence from the composition of the chromium spinel. *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 346-352.
- Chen X., Wang D., Wang X.L., Gao J.F., Shu X.J., Zhou J.C., Qi L. (2014) Neoproterozoic chromite-bearing high-Mg diorites in the western part of the Jiangnan orogen, southern China: Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **200-201**, 35-48.
- Deer W.A., Howie A., Zussman J. (1986) An introduction to rock-forming minerals. 17th. Longman Ltd. 528 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1997) Rock-forming Minerals: Double-Chain Silicates, V. 2B. Geol. Soc. London, 764 p.
- Devaraju T.S., Raith M.M., Spiering B. (1999) Mineralogy of the archaean barite deposit of Ghattihosahalli, Karnataka, India. *Can. Miner.*, **37**, 603-617.
- Farahat E.S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde*, **68**, 193-205.
- Fortey N.J., Cooper A.H., Henney P.J., Colman T., Nancarrow P.H.A. (1994) Appinitic intrusions in the English Lake District. *Miner. Petrol.*, **51**(2-4), 355-375.
- Fowler M.B. (1988) Ach'uaie hybrid appinite pipes: evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, **16**, 1026-1030.
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2001) Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc.*, **158**, 521-534.
- Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2008) Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, **105**, 129-148.
- Giuli G., Bonazzi P., Menchetti S. (1999) Al-Fe disorder in synthetic epidotes; a single-crystal X-ray diffraction study. *Amer. Miner.*, **84**(5-6), 933-936.
- Grapes R.H. (1981) Chromian epidote and zoisite in kyanite amphibolite, Southern Alps, New Zealand. *Amer. Miner.*, **66**, 974-975.
- Grapes R.H., Hoskin P.W.O. (2004) Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. *Rev. Miner. Geochem.*, **56**, 301-345.
- Hamidullah S. (2007) Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and Appin appinite suites, western Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, **118**(1), 101-115.
- Hamidullah S., Bowes D.R. (1987) Petrogenesis of the appinite suite, Appin District, Western Scotland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, (4), 295-396.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Kallistov G.A. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabiskogo massiva*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk massif. Cand. geol. and mineral. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p. (in Russian)
- Kallistov G.A. (2014) Duration and age stages of the formation of the Chelyabinsk granitoid batholith. *Ezhegodnik-2013*, Proc. IGG. UB RAS, No. 161, 343-349. (in Russian)
- Kallistov G.A., Osipova T.A. (2017) Geology and geochemistry of synplutonic dykes in the Chelyabinsk granitoid massif, South Urals. *Geodynamics and tectonophysics*, **8**(2), 331-345. (In Russian)
- Kimball K.L. (1990) Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contrib. Miner. Petrol.*, **105**, 337-346.
- Kubiinova S., Faryad S.W., Verner K., Schmitz M., Holub F. (2017) Ultrapotassic dykes in the Moldanubian Zone and their significance for understanding of the post-collisional mantle dynamics during Variscan orogeny in the Bohemian Massif. *Lithos*, **272-273**, 205-221.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**, 1-24.
- McCarro J.J., Smellie J.L. (1998) Tectonic implications of fore-arc magnesian and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *J. Geol. Soc. Lond.*, **155**, 269-280.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Miner.*, **19**, 25-34.
- Molina Palma J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.
- Molina Palma J.F., Scarrow J.H., Montero P., Bea F. (2009) Petrogenetic significance of Ti-rich amphibole in calc-alkaline mafic to ultramafic rocks: the Variscan appinites of Central Iberia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **158**, 69-98.
- Murphy J.B. (2013) Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Sci. Rev.*, **119**, 35-59.
- Nagashima M., Akasaka M., Sakurai T. (2006) Chromian epidote in omphacite rocks from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **101**(4), 157-169.
- Okamoto A., Toriumi M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 335-356.
- Pan Y., Fleet M. (1989) Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area, Ontario. *Can. Miner.*, **27**, 565-577.
- Pavlov N.V. (1949) *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of chromspinel in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions]. Moscow, Nauka Publ., 88 p. (In Russian)
- Pitcher W.S. (1997) *The Nature and Origin of Granite*. London, Chapman and Hall, 395 p.
- Pribavkin S.V. (2000) *Petrologiya osnovnykh porod v granitoidakh Shabrovskogo i Shartashskogo massivov*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of the basic rocks in the

- granitoids of the Shabry and Shartash massifs. Cand. geol. and mineral sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 28 p. (In Russian)
- Pribavkin S.V., Pushkarev E.V. (2011) The age of late orogenic granitoids of the Urals based on U-Pb isotope dating of zircons (exemplified by the Shartash and Shabry massifs). *Dokl. Akad. Nauk*, **438**(1), 627-631. (In Russian)
- Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2010) Chromium-bearing epidote from the melanodiorites of the Shabrovsky Massif, Middle Urals. *Ezhegodnik-2009*, Proc. IGG. UB RAS, No. 157, 173-180. (In Russian)
- Pushkarev E.V., Osipova T.A. (1993) Inclusions of granitoids in the basic rocks of the Shabrovsky massif. *Ezhegodnik-1992*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 44-47. (In Russian)
- Qian Q., Hermann J. (2010) Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths. *J. Petrol.*, **57**(7), 1381-1416.
- Rock N.M.S. (1991) Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 284 p.
- Rybnikova Z.P., Svetov S.A. (2014) Geochemistry of accessory chromites in mesoarchean komatiites from central Karelia (sovdzero structure). *Tr. Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*, (1), 158-166. (In Russian)
- Sabatier H. (1991) Vaugnerites: Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves in Granite Petrology*. Ed. by J. Didier, B. Barbarin. Amsterdam, Elsevier, 63-81.
- Sanchez-Vizcaino V.L. (1995) The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain. *Can. Miner.*, **33**, 85-104.
- Scarrow J.H., Bea F., Montero P., Molina J.F. (2009a) Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra'-high-K rocks. *Earth and Environmental Sci. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh*, **99**, 1-17.
- Scarrow J.H., Molina Palma J.F., Bea F., Montero P. (2009b) Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid apinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharenko E.A. (2013) TAS-Diagram the sum of alkalis-silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, **56**, 40-50 p. (In Russian)
- Shiraki K. (1997) Geochemical Behavior of Chromium. *Res. Geol.*, **47**(6), 319-330.
- Simon F.O., Rollinson C.L. (1976) Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith. *Chem. Geol.*, **17**, 73-88.
- Sisson T.W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 331-344.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Larionov A.N. (2014) The U-Pb SIMS zircon age and geodynamic conditions of formation of granitoides of the Verkhisetsk batholith, the eastern slope of the Middle Urals. *Stratigr. Geol. Corre.*, **22**(6), 26-44. (In Russian)
- Speer J.A. (1984) Micas in igneous rocks. *Micas. Rev. Miner.*, **13**, 299-356.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. (1989) Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in South-western Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1688-1712.
- Tatsumi Y., Furukawa Y. (2003) Slab melting in sanukitoid magma formation: Geophysical and geochemical constraints. *Geophys. Res. Abstracts*, **5**(08022).
- Tatsumi Y., Ishizaka K. (1982) Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**(2), 293-304.
- Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A. (2011) High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *J. Petrol.*, **52**, 1011-1045.
- Treloar P.J. (1987) Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland. *Miner. Mag.*, **51**, 593-599.
- Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr apinites-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondw. Res.*, **13**, 126-138.
- Zin'kova E.A., Fershtater G.B. (1999) Gabbroids and diorites of the Verkhisetsk Massif: possible protolith of the tonalite-granodiorite series. *Ezhegodnik-1998*, Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 110-1150. (In Russian)
- Zin'kova E.A., Montero P., Bea F. (2017) On the U-Pb age of zircons from leucogranites of the Sokol Kamen of the Verkhisetsk Massif (Middle Urals). *Ezhegodnik-2016*. Proc. of the Institute of Geol. and Geochem. UB RAS, No. 164, 264-268. (In Russian)

УДК 550.4+552.11+552.31

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой

© 2019 г. П. С. Жегунов^{1,2}, Е. В. Старикова², Д. А. Петров¹, П. А. Львов²¹Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ), 199106, г. Санкт-Петербург, 21-я линия ВО, 2, e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Поступила в редакцию 29.06.2018 г., принята к печати 06.12.2018 г.

Предмет исследований. Приводятся данные о геологической позиции пород оюского гипабиссального долеритового комплекса, их минералого-петрографическая и петрологическая характеристика, результаты изотопного датирования. *Материалы и методы.* Материал для исследований был получен в ходе геолого-съёмочных работ по объекту ГДП-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь). Полевое изучение и опробование оюского комплекса проводилось в южной части хр. Ямб-Пэ. Последующему изучению подвергнуты 21 образец долеритов (петрографическое описание, методы РСФА, ICP-MS) и 26 зерен циркона, выделенных из одной пробы для изотопного датирования (метод SHRIMP-II). *Полученные результаты.* Породы оюского комплекса установлены в нижне-палеозойском разрезе лемвинской зоны Пай-Хоя, где образуют пластовые тела мощностью первые метры – десятки метров и протяженностью от 100 м до 1.5–2 км. Интрузии залегают в средне-позднеордовикских отложениях хенгурской и тальбейтивисской свит и вскрыты в структурах хребта Ямб-Пэ и правобережья р. Бол. Ою. Породы комплекса имеют отчетливый гипабиссальный облик, выражающийся в широком развитии миндалекаменных текстур, порфириковых и стекловатых структур. По петрографическим данным выделено две разновидности – долериты и лейкодолериты, описаны вторичные изменения – пропилитизация и альбитизация. Породы комплекса обогащены SiO₂ (43.05–51.10 мас. %) и соответствуют субщелочной серии (натриевый, реже калиево-натриевый тип щелочности). Оюские долериты обогащены LIL-элементами (Rb, Ba, K, Sr) и обеднены HFS-элементами (Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). Суммарное содержание редкоземельных элементов (La + Sm + Yb) составляет 21.17 (13.57–33.65) г/т, тренд распределения нисходящий, европиевая аномалия не выражена. По результатам изотопного датирования цирконов (SHRIMP-II) получен абсолютный возраст долеритов оюского комплекса – 313.2 ± 2.6 млн. лет. *Выводы.* Проведено сопоставление полученных данных с характеристиками габбро и габбродолеритов хенгурского гипабиссального комплекса, обоснована парагенетическая связь очагов магмообразования оюских и хенгурских интрузий. Высказана гипотеза, связывающая продукты субмаринной гидротермальной деятельности (палеогидротермальные постройки типа “белых курильщиков”, гидротермально-осадочные залежи баритов), распространенные в разрезе ниже-среднекарбонатовых отложений лемвинской зоны, с процессами становления оюского комплекса.

Ключевые слова: оюский гипабиссальный долеритовый комплекс, хенгурской гипабиссальный габбро-долеритовый комплекс, палеозойский магматизм Пай-Хоя

New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyu complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Khoi

Pavel S. Zhegunov^{1,2}, Elena V. Starikova², Dmitrii A. Petrov¹, Pavel A. Lvov²¹Saint-Petersburg Mining University, 2 21-st VO line, St.Petersburg, 199106 Russia e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru²A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Srednii Av., St.Petersburg, 199106 Russia

Received 29.06.2018, accepted 06.12.2018

Research subject. The article presents the geological position of the Oyu hypabyssal complex. The mineralogical, petrographic and petrological characteristics of dolerites were shown and the results of isotope dating were presented. *Materials and methods.* The material for research was obtained during the course of geological field works on the object of the geological mapping in scale 1 : 200 000 of sheets R-41-XX, XXI (Amderminskaya Square). Field research and sampling of the Oyu complex was carried out in the southern part of the ridge Yambpe. 21 samples of dolerites (petrographic description, XRF

Для цитирования: Жегунов П.С., Старикова Е.В., Петров Д.А., Львов П.А. (2019) Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой. *Литосфера*, 19(3), 436-450. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

For citation: Zhegunov P.S., Starikova E.V., Petrov D.A., Lvov P.A. (2019) New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyuuski complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Kho. *Litosfera*, 19(3), 436-450. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

and ICP-MS methods) and 26 grains of zircon isolated from a single sample for isotopic dating (SHRIMP-II method) were subjected to study. *Results.* The rocks of the Oyu complex were established in the Lower Palaeozoic sequences of the Lemva zone of Pai-Khoi, where swarm of layered bodies and dykes are formed with the thickness of the first meters–tens of meters with a length from 100 m to 1.5–2 km. The intrusions are located in the Middle-Late Ordovician sequences of the Khengur and Talbeytyvis formations in the structures of the Yambpe and the right bank of the river Bol'shaya Oyu. The rocks of the complex have a distinct hypabyssal appearance, expressed in the broad development of amygdaloidal structure, porphyry and glassy textures. According to petrographic data, two varieties of rocks have been identified as dolerites and leucodolerites, secondary changes have been described as propylitization and albitization. The rocks of the complex are enriched with SiO₂ (43.05–51.10 wt %) and correspond to the subalkaline series (sodium and potassium-sodium type of alkalinity). Oyu dolerites are enriched in LILE (Rb, Ba, K, Sr) and are depleted in HFSE (Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). The total content of REE (La + Sm + Yb) is 21.17 (13.57–33.65) ppm, the distribution trend is downward, the Eu-anomaly is not pronounced. Based on the results of isotope dating of zircons (SHRIMP II), the absolute age of the dolerites of the Oyu complex is 313.2 ± 2.6 Ma. *Conclusions.* The obtained data are compared with the characteristics of the gabbro and gabbrodolerites of the Khengur hypabyssal complex, the paragenetic connection of the magmatic chambers of the Oyu and Khengur intrusions is substantiated. A hypothesis has been proposed that links submarine hydrothermal processes with the intruded of hypabyssal dolerites bodies. The result of the processes of hydrothermal activity are paleohydrothermal structures of “white smokers” and barite hydrothermal-sedimentary ore bodies, which are localized in the Lower-Middle Carbon Lemva formation.

Keywords: *Oyu hypabyssal dolerite complex, Khengur gabbro-dolerite complex, Palaeozoic magmatism of Pai-Khoi*

ВВЕДЕНИЕ

В результате изучения геологического строения Пай-Хоя в 60–70-х гг. прошлого века в палеозойских отложениях, формирующих осевую часть кряжа, было выделено два гипабиссальных комплекса основного состава: хенгурский и оюский. Наиболее широко распространены интрузии габбро и габбро-долеритов позднедевонского хенгурского комплекса, в части публикаций известного также под названием центрально-пайхойского базальтоидного. Он объединяет многочисленные (более 400 тел) силы долеритов и габбродолеритов, картирующиеся среди отложений ордовика–нижнего-среднего девона в центральной части Пайхойского шарьяж-антиклинория. Строение, состав, металлоносность и возраст интрузий хенгурского комплекса изучались широким кругом специалистов как производственных организаций в ходе геолого-съемочных работ (К.В. Давыдов, О.В. Заборин, А.С. Микляев, Х.Т. Шляхова, ПГО “Полярноуралгеология” (г. Воркута), М.А. Шишкин, ФГБУ “ВСЕГЕИ”), так и научных организаций в процессе тематических исследований (Б.А. Осташенко, Р.И. Шайбеков, Н.П. Юшкин, Ин-т Геологии Коми фил. АН СССР (ныне ИГ Коми НЦ УрО РАН), г. Сыктывкар). Результаты исследований отражены в производственных отчетах, а также в достаточно большом количестве публикаций [Заборин, 1972, 1976; Юшкин и др., 1972, 2007; Осташенко, 1979; Государственная геологическая карта..., 2012; Шайбеков, 2012, 2013].

Породы оюского комплекса установлены в северо-западной части Пайхойского шарьяж-антиклинория в бассейне среднего течения р. Бол. Ою: наибольшее число гипабиссальных интрузий картируется на ее левобережье, где они приурочены к осевой части антиклинали хр. Ямб-Пэ. К этому же

комплексу отнесена группа тел правого берега реки, вскрывающаяся в ядре небольшой синклинали. Комплекс изучен при геологической съемке масштаба 1:50 000, проводившейся с 1968 по 1977 г. под руководством А.С. Микляева (1971 г.), О.В. Заборина и Ю.В. Жукова (1971, 1977 гг.). Основанием для выделения этих пород в самостоятельный гипабиссальный комплекс послужили установленные минералогические и петрохимические отличия от хенгурских габбродолеритов, а также предположение об их приуроченности к другой (Бельско-Елецкой) структурно-формационной зоне. Кроме этого, в качестве отличительных признаков оюских пород названными авторами отмечено, что в наиболее древних (ордовикских) частях разреза тела имеют меньшие размеры и явно выраженный субвулканический облик, кроме того, в них отсутствуют дифференцированные разности. Возраст комплекса по геологическому положению был принят как средне- и позднедевонский. После указанных работ 1970-х гг. изучение этих пород не проводилось и в открытую печать попало крайне мало информации [Заборин, 1972, 1976].

За прошедшие 50 лет исследователями территории неоднократно (преимущественно в производственных отчетах) проводился анализ взаимоотношений комплексов, обсуждались их географическое распространение, геологическая приуроченность, возраст, выполнялась корреляция с магматическими образованиями соседних территорий, однако единого непротиворечивого мнения по вопросу их принадлежности к одному или разным этапам магматической активности так и не возникло. Более того, часто переинтерпретация исходных фактических материалов вносила путаницу, добавляла необоснованные датировки и излишние наименования. Ситуация осложнялась еще и тем, что в районе развития оюских интрузий на северо-

восточном крыле Ямбпэйской антиклинали среди ордовикских отложений распространены эффузивы близкого состава, что позволило обсуждать комагматичность этих образований, обосновывая тем самым среднеордовикский возраст долеритов [Давыдов и др., 1972].

Обоснованность выделения двух палеозойских магматических комплексов сходного состава и предположительно близкого возраста поставлена под сомнение и в одной из последних региональных работ по созданию “Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000” [2012], авторы которой объединили обсуждаемые гипабиссальные интрузии в составе хенгурского габбро-долеритового комплекса. В этой же работе получены абсолютные датировки базитов Центрального Пай-Хоя (верховья р. Хенгорью, проявление “участок Первый”), попавшие в интервал франского яруса (SHRIMP-II) 374.6 ± 2.0 и 381.4 ± 2.0 млн лет [Государственная..., 2012]; близкие значения получены для единичных цирконов из габбродолеритов междуречья рек Хенгорью и Хэйяха (проявление “Сопча”) – 369.8 ± 2.27 млн лет [Шайбеков, 2012]. Эти датировки хорошо соответствуют представлениям о позднедевонской тектоно-магматической активизации региона, отразившейся в многочисленных проявлениях базитового магматизма на Пай-Хое, западном склоне Урала, Тимане, о-ве Вайгач и Новоземельском архипелаге [Корреляция..., 1988; Юдин, 1994; Тимонин, 1998; Тимонин и др., 2004; Юшкин и др., 2007; Государственная..., 2012]. Таким образом, возраст хенгурского комплекса принят позднедевонским и в настоящий момент считается надежно обоснованным. Абсолютных определений возраста долеритов оюского комплекса до настоящего времени получено не было. Приводимые в производственных отчетах датировки, основывающиеся на геологических данных и корреляции с магматическими образованиями смежных областей, варьируют от среднего ордовика до позднего девона–раннего карбона. В легенде Вайгач-Пайхойской серии листов ГК-200, подготовленной в 1999 г. одним из авторов первого описания оюских интрузий, А.С. Микляевым, был принят среднеордовикский возраст комплекса на основании представления о комагматичности долеритов и базальтов хенгурской свиты, вскрытых на северо-восточном крыле Ямбпэйской антиклинали.

В 2012–2016 гг. на территории Пай-Хоя силами ЗАО “Поляргео” (Санкт-Петербург) проводились работы по ГДП-200 и последующему изданию Госгеокарты-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь), в ходе которых вопрос о взаимоотношениях между оюским и хенгурским магматическими комплексами вновь приобрел актуальность. В процессе этих работ получены материалы, легшие в основу настоящей статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЙ-ХОЯ

Палеозойские магматические образования Пай-Хоя картируются в составе глубокоководных отложений Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны, объединяющей карбонатно-кремнистые и глинисто-карбонатно-кремнистые образования склона и подножья континентальной окраины (рис. 1). В большинстве работ по геологии Пай-Хоя данный комплекс осадков объединяется под названием “лемвинские фации”, или Лемвинский (Карский, сланцевый) аллохтон. В современной структуре лемвинские отложения преимущественно имеют аллохтонное залегание и обнажаются в пределах Пайхойского шарьяж-антиклинория, формирующего осевую часть Пайхойского кряжа. Низы разреза, вскрытые в ядре структуры, сформированы нижнепалеозойским батинальным комплексом осадков хенгурской (C_3-O_2hn), тальбейтывисской ($O_{2-3}tb$), сопчинской (O_3sp) и оюской (S_1-D_1os) свит с заключенными в них пластовыми телами гипабиссальных интрузий (силлов) габбродолеритов хенгурского ($v\beta D_3h$) и оюского ($v\beta o$) комплексов. Верхнепалеозойские отложения обнажаются на крыльях антиклинория: в западной и центральной частях преимущественное развитие имеют метаосадки ливановской (D_1lv) и падейской ($D_{1-2}pd$) свит, а в восточной и северо-восточной распространены также более молодые путьюская (D_2pt), громашорская (D_3gr), силовая-хинская (D_3-C_1sl), карская (C_1kr) и карасиловская (C_2-P_1ks) свиты.

Выходы магматических пород образуют вытянутую на 150 км вдоль осевой плоскости шарьяж-антиклинория широкую (до 20 км) полосу. По форме интрузий преобладают силлы, реже встречаются дайки. Мощность тел варьирует от первых до 150–200 м, протяженность наиболее крупных силлов достигает 15–20 км. Основная часть полос выходов сформирована телами габбродолеритов хенгурского гипабиссального комплекса, группа тел на крайнем северо-западе (район среднего течения р. Бол. Ою) объединена в составе оюского (оюско-вайгачского, [Корреляция..., 1988]) гипабиссального долеритового комплекса. Обе группы магматических пород имеют сходные условия залегания и морфологию тел. Внедрение хенгурских силлов фиксируется в диапазоне от хенгурской (C_3-O_2) до ливановской (D_1) свит с тенденцией сокращения их количества вверх по разрезу, оюские интрузии установлены только в низах палеозойского разреза в пределах верхнехенгурской и тальбейтывисской свит (O_{2-3}).

В составе хенгурского комплекса выделяют недифференцированные и дифференцированные интрузии. Наиболее распространены недиф-

ференцированные разности, имеющие однородное или симметрично-зональное строение: наблюдается закономерная смена пород от эндоконтактовых микродолеритов и долерит-порфиринов через мелко- и среднезернистые кварцсодержащие гломеропорфиновые и порфириновые долериты к крупнозернистым габбродолеритам и габбро со шлирами пегматоидных разновидностей в центральных частях тел. Мелкие тела обычно полностью сложены микродолеритами или порфириновыми долеритами. Дифференцированные интрузии распространены ограниченно в нижних горизонтах ордовика и имеют наибольшие размеры. Слагающие их разновидности образуют вертикальную последовательность (снизу вверх): долеритовые порфириты кварцсодержащие–долериты гломеропорфириновые мелкозернистые–габбро биотит-оливиновые–долериты оливинсодержащие порфириновые–долериты кварцсодержащие крупнозернистые, пегматоидные–такситовый горизонт–долериты мелкозернистые–микродолериты эндоконтактовые [Юшкин и др., 1972, 2007; Заборин, Осташенко, 1979; Государственная..., 2012]. С дифференцированными интрузиями генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Экзоконтактовые изменения выражены зонами ороговикования и скарнирования, мощность которых зависит от размеров интрузивного тела и варьирует от сантиметров–первых метров по периферии маломощных даек до десятков метров на контактах крупных силлов.

В составе оюского комплекса картируются сближенные дайки и силлы долеритов, локализованные в средне- и позднеордовикских отложениях хенгурской и тальбейтывисской свит в бассейне р. Бол. Ою. Мощности тел составляют первые метры–десятки метров, редко достигают первых сотен метров. Прослеженная протяженность групп сближенных тел достигает 15–17 км. В составе комплекса установлены только недифференцированные интрузивные тела, структура и строение которых определяются скоростью охлаждения расплава. Первыми исследователями этих пород (А.С. Микляев, К.В. Давыдов, 1971 г.) в силлах мощностью более 50 м отмечены признаки зональности от плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых порфиринов в краевых частях до пегматоидных долеритов и габбродолеритов в центре. Более мелкие тела имеют отчетливый гипабиссальный облик, выражающийся в широком развитии миндалекаменных текстур, порфириновых и стекловатых структур. Мощность зон контактового метаморфизма не превышает первых метров.

В 2016 г. авторами было проведено полевое изучение интрузивных тел оюского комплекса в южной части хр. Ямб-Пэ (см. рис. 1). В осевой зоне хребта (ядро Ямбпэйской антиклинали) долериты образуют серию пластовых тел мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров и про-

тяженностью от 100 м до 1.5–2.0 км в поле развития среднеордовикских пород верхней хенгурской подсвиты (O_2hn_3), представленной здесь углеродистыми глинисто-кремнистыми сланцами. Контакты с вмещающими отложениями наблюдались в единичных обнажениях (т.н. 4103). Интрузии характеризуются субсогласным характером залегания с резкими границами, местами осложненными брекчированием, включениями ксенолитов сланцев, редко – небольшими апофизами во вмещающих породах. В экзоконтактах магматических тел устанавливаются маломощные (5–50 см) зоны закалки и ороговикования. Здесь же обнаженность позволила выявить зональность тел, отмеченную предшественниками, выражающуюся в увеличении степени кристалличности, уменьшении количества и размеров миндалинов и порфириновых вкрапленников по направлению к центральному частям тел, а также установить незначительную асимметрию такой зональности, связанную с положением подошвы и кровли межпластовой интрузии.

На восточной периферии скопления тел оюского комплекса по северо-восточному крылу Ямбпэйской антиклинали наблюдаются протяженные поля развития вулканитов основного состава миндалекаменной текстуры, порфириновой, реже афировой структуры, участками с подушечной отдельностью, отнесенные к верхам разреза верхнехенгурской подсвиты. Эталонный разрез этой толщи по руч. Ядхымальяха (левый приток р. Бол. Ою) (см. рис. 1, т.н. 4105) в предшествующие годы изучался также А.С. Микляевым (1971 г.) и сотрудниками “Поляргео” А.В. Ганелиным и А.А. Романовым (2012 г.). Здесь вскрыта мощная (свыше 1000 м, вероятно, двоякая за счет надвига) вулканическая толща, представляющая собой серию потоков, местами разделенных маломощными пачками черных сланцев. В целом по разрезу преобладают массивные базальты с участками миндалекаменного строения. В верхней части разреза распространены подушечные лавы, отдельность в которых подчеркивается концентрически-зональным распределением миндалинов. Ограниченное развитие, преимущественно в низах разреза, имеют долериты, слагающие внутренние зоны наиболее мощных (10–20 м) потоков.

В предшествующие годы было высказано предположение о комагматичности базальтов верхнехенгурской подсвиты и оюских долеритов [Давыдов и др., 1972], на основании чего принят среднеордовикский возраст комплекса. Однако в ходе работ ГДП-200 (ЗАО “Поляргео”, 2012–2016 гг.) на правом берегу р. Бол. Ою в ядре Меретаяхинской синклинали выходы оюских долеритов были картированы в районе распространения более молодых отложений тальбейтывисской свиты ($O_{2,3tb}$) (см. рис. 1). Непосредственного контакта интрузивов и вмещающих сланцев по условиям обнажен-

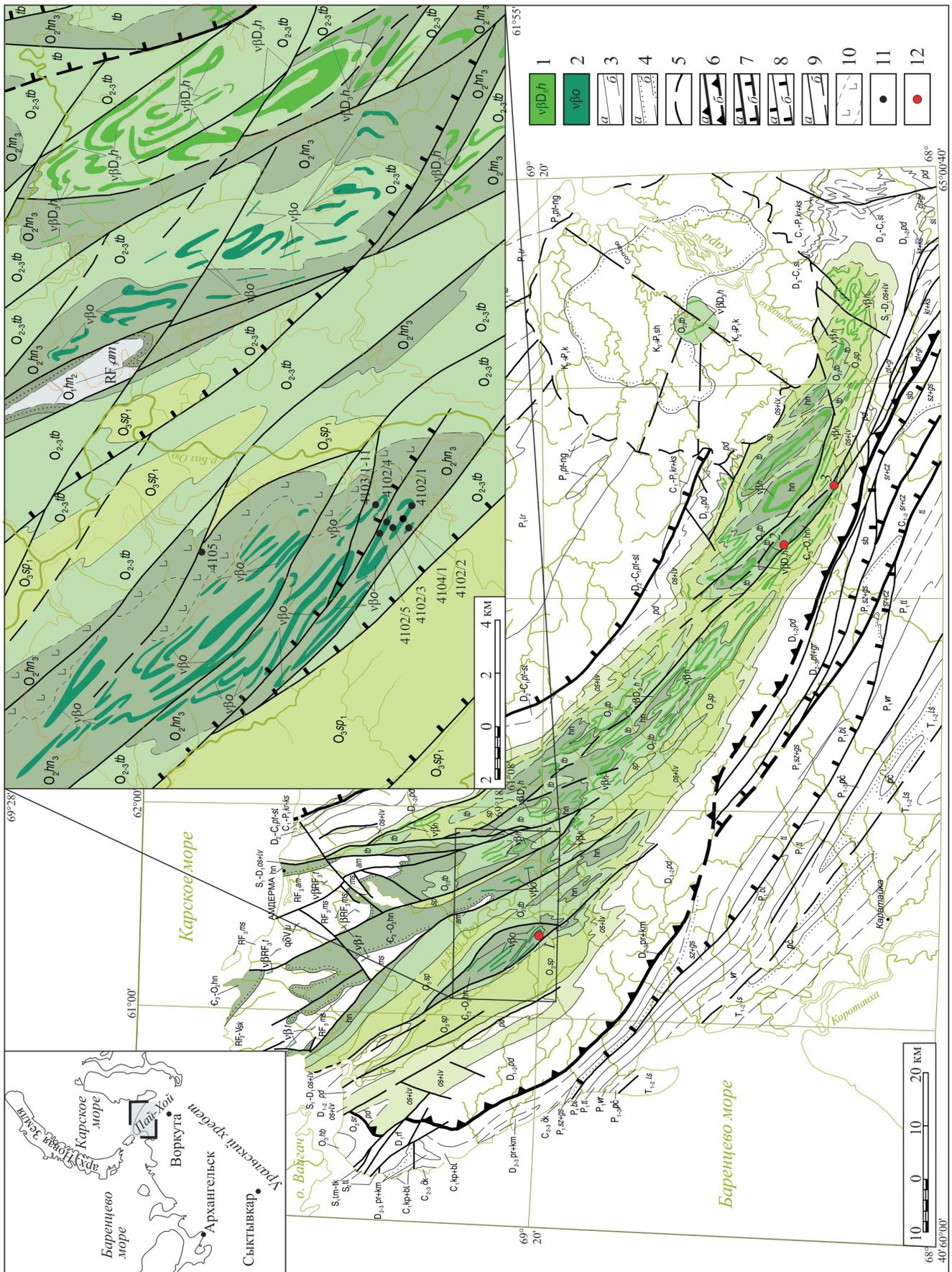


Рис. 1. Геологическая карта Пай-Хоя (масштаб 1 : 1 000 000) [Государственная..., 2012] с участком детализации (масштаб 1 : 200 000) (по материалам ЗАО "Поляргео").

1, 2 – палеозойские магматические комплексы: 1 – $v\beta D_3h$ – хенгурский комплекс габбро-долеритовый, 2 – $v\beta o$ – оюский комплекс долеритовый; 3–5 – геологические границы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые): 3 – согласного залегания, 4 – несогласного залегания, 5 – границы астроблем; 6, 7 – разрывные нарушения (а – наблюдаемые, б – предполагаемые); 8 – шариж, 9 – надвиги, 10 – разломы без разделения по морфокинематическим особенностям; 11 – главные, 12 – второстепенные; 10 – зоны распространения покровов базальтов в хенгурской свите на хр. Ямб-Пэ; 11 – пункты опробования пород оюского комплекса и номера проб, изученных в настоящей работе; 12 – пункты опробования на абсолютный возраст (1 – оюского комплекса, проба 4102/2, наст. работа; 2, 3 – хенгурского комплекса; 2 – по [Шайбеков, 2012], 3 – по [Государственная..., 2012]).

Геологические подразделения Лемвинской структурно-формационной зоны (Карский район) (цветовые показатели подразделений, вмещающие палеозойские магматические комплексы): O_3h – хенгурская свита (O_3h), O_2hn_3 – средняя хенгурская подсвита, O_2hb – верхняя хенгурская подсвита, O_3sp – сопчинская свита (O_3sp), O_1 – нижняя сопчинская подсвита, $S_1-D_{os}+lv$ – оюская и ливановская свиты объединенные, D_3-C_{pt-sl} – падейская свита, D_3-C_{pt-sl} – падейская, гломашорская и силваякхская свиты нерасчлененные, D_3-C_{sl} – падейская и гломашорская свиты объединенные, D_3-C_{sl} – силваякхская свита; C_1-P_{kr+ks} – карская и карасилловская свиты объединенные.

Fig. 1. Geological map of Pai-Khoi (scale 1 : 1 000 000) [Gosudarstvennaya..., 2012] with a site of detail (scale 1 : 200 000) [according to "Polargeo"].

1, 2 – Palaeozoic igneous complexes: 1 – $v\beta D_3h$ – Khengur complex gabbro-dolerite, 2 – $v\beta o$ – Oyu complex dolerite; 3–5 – geological boundaries (a – observed, b – assumed); 3 – consistent occurrence, 4 – inconsistent occurrence, 5 – astrolenle occurrence; 6, 7 – faults (a – observed, b – assumed); 6 – nappe, 7 – thrusts, 8, 9 – faults without separation according to morph-kinetic features; 8 – major, 9 – secondary; 10 – zones of distribution of basal covers in the Khengurskaya Formation on the ridge Yambpe; 11 – sampling points for Oyu complex rocks and sample numbers (present work); 12 – sampling points for the absolute age (1 – Oyu complex, sample 4102/2, current work; 2, 3 – Khengur complex; 2 – according to [Shaibekov, 2012], 3 – according to [Gosudarstvennaya..., 2012]).

Geological subdivisions of the Lemva structural-formational zone (Kara region) (the color of the subdivisions containing the Palaeozoic magmatic complexes is shown): O_3h – Khengur Formation; O_2hn_3 – middle Khengur Subformation; O_2hb – upper Khengur Subformation; O_3sp – Sopcha Formation (O_3sp); lower Sopcha Subformation; $S_1-D_{os}+lv$ – Oyu and Livanova Formations combined; D_3-C_{pt-sl} – Padeya Formation; D_3-C_{pt-sl} – Padeya Formation and Silovayakha formations not divided; D_3-C_{sl} – Put'yus and Gromashor formations are united; D_3-C_{sl} – Silovayakha Formation; C_1-P_{kr+ks} – Kara and Karasilova formations combined.

ности установлено не было, тем не менее, этот факт послужил еще одним поводом для выполнения изотопно-геохронологических исследований долеритов оюского комплекса.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микроскопическое изучение пород оюского комплекса, вмещающих сланцев и контактовых роговиков выполнено на кафедре минералогии, кристаллографии и петрографии Санкт-Петербургского горного университета на оптическом микроскопе LEICA DM750 P. Химический состав пород изучался на базе Центральной лаборатории ВСЕГЕИ: петрохимические данные получены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на приборе ARL-9800, определение количества двухвалентного железа выполнено титрованием, содержания редких элементов установлены методом ICP-MS на приборе Elan 610.

Для выделения цирконов на изотопные исследования была отобрана проба неизмененных долеритов массой 10.3 кг. В секторе пробоподготовки ЦЛ ФГБУ ВСЕГЕИ после цикла дробления-сепарации была выделена монофракция цирконов в количестве 26 зерен. Абсолютное датирование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II, аналитик П.А. Львов. Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной И.С. Вильямсом [Williams, 1998], с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. Pb-U отношения нормализовались по отношению 0.0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту $416.7 \pm \pm 1.30$ млн лет (2 σ) [Black et al., 2003].

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОЮСКОГО КОМПЛЕКСА

Изученные образцы пород оюского комплекса были отобраны в осевой части южного окончания хр. Ямб-Пэ (см. рис. 1). В результате петрографических исследований среди них выделены две разновидности: долериты и лейкодолериты; последние характерны для тел малой мощности.

Долериты имеют мелкозернистое строение, офитовую и пойкилофитовую микроструктуру (рис. 2а). Нередко в результате метасоматических изменений проявлена бластопойкилофитовая структура. Текстура массивная, с элементами миндалекаменной, миндалины заполнены хлоритом. Наблюдается высокая степень вторичных изменений (до 60%), представленных пропилитизацией. Породообразующими минералами выступают плагиоклаз (45%) и пироксен (45%), однако в наиболее измененных разностях также значительны содержания хлорита (до 10%). Плагиоклаз № 30-55

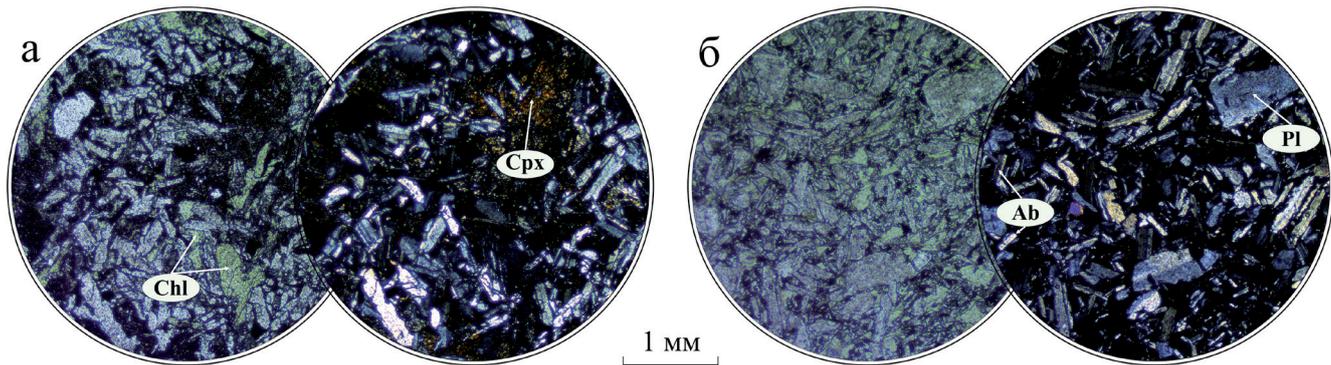


Рис. 2. Микроструктуры основных петрографических разновидностей пород оюского комплекса (фото шлифов, слева – без анализатора, справа – с анализатором).

а – долерит пойкилофитовой структуры с элементами blastopoikilitической структуры (обр. 4102/1); б – лейкодолерит порфирированной структуры (обр. 4103/7). Обозначения минералов: *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз (№ 30-55), *Ab* – альбит, *Chl* – хлорит.

Fig. 2. Microtextures of main petrographic varieties of the Oyu complex (photo of the thin section, on the left without analyser; on the right with the analyser).

а – dolerite with poikilitic texture with elements of the blastopoikilitic (sample 4102/1); б – leucodolerite of the Oyu complex with porphyry texture (sample 4103/7). Mineral symbols: *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – plagioclase (№ 30-55), *Ab* – albite, *Chl* – chlorite.

образует идиоморфные призматические кристаллы размером от 0.02 до 0.75 (в среднем около 0.2 мм), часто сосюртитизирован и альбитизирован, местами наблюдается серицитизация. Пироксен (авгит) представлен призматическими и короткопризматическими ксеноморфными зернами размером до 0.75 мм различной степени хлоритизации и амфиболитизации. Акцессорный рудный минерал полностью лейкоксенизирован. Образует рассеянный по породе агрегат субизометричных или удлинённых зерен размером до 0.5 мм.

Лейкодолериты обладают микродолеритовой или порфирированной структурой с элементами гломеропорфировых сростаний порфировых вкрапленников плагиоклаза (рис. 2б). Текстура массивная, с элементами миндалекаменной. Миндалины размером до первых миллиметров выполнены хлоритом и (или) карбонатом. Наблюдается высокая степень вторичных изменений (до 50–60%), представленная пропилитизацией и карбонатизацией. Среди породообразующих минералов преобладает плагиоклаз (до 75%). Порфирированные вкрапленники плагиоклаза представляют собой широкие идиоморфные таблицы размером около 0.5 (до 1.2) мм. Наблюдается также новообразованный альбит-олигоклаз, занимающий интерстициальное положение относительно плагиоклаза первой генерации, представленный игольчатыми лейстами размером от 0.06 до 0.2 мм, часто серицитизированными. Пироксен в основной массе представлен редкими (до 25%) ксеноморфными зернами размером около 0.7 (до 1) мм, большая часть которых замещена тонкозернистым агрегатом хлорита и амфиболов тремолит-актинолитового ряда.

В незначительном количестве в породе установлены зерна окисленных сульфидов.

Породы оюского комплекса на эпигенетическом этапе были пропилитизированы с образованием типичной для этих метасоматитов ассоциации хлорит, альбит, карбонат, актинолит, серицит, халцедон. На то, что это именно процессы пропилитизации, а не региональный метаморфизм низкой степени, указывают слабые изменения вмещающих глинистых сланцев, которые интенсивно пропилитизированы лишь в экзоконтактах интрузий.

Наиболее полная петро- и геохимическая характеристика пород оюского и хенгурского комплексов, полученная на представительном материале по работам ЗАО “Поляргео” (2009–2016 гг.), выполнена А.А. Романовым и А.В. Ганелиным [2019], в статье которых проводятся сопоставление геохимических особенностей пород данных комплексов и интерпретация геодинамических условий их формирования. Здесь мы кратко остановимся на некоторых особенностях изученных пород.

Исследуемые долериты оюского комплекса характеризуются умеренными и высокими содержаниями SiO_2 (43.05–51.10 мас. %) и преимущественно натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности (табл. 1). На TAS-диаграмме (рис. 3) точки составов долеритов располагаются в полях, соответствующих породам субщелочной серии, в отличие от составов пород хенгурского комплекса, попадающих в поле пород нормальной щелочности. В расположении точек долеритов оюского комплекса на диаграмме наблюдается тренд от умеренно щелочных пикробазальтов к трахиандезитобазальтам. Однако при анализе петрохимических

Таблица 1. Химический состав долеритов оюского комплекса

Table 1. Chemical composition of dolerites of the Oyu complex

Компонент	№ пробы							
	4102/1	4102/2	4102/3	4102/4	4102/5	4103/2	4103/8	4104/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
Петрогенные элементы, мас. %								
SiO ₂	48.8	48.9	45.4	54.1	47.2	44.4	43.7	48.6
Al ₂ O ₃	16.4	16.8	15.9	16.8	15.7	16.7	15.9	16
TiO ₂	2.13	1.45	1.5	1.33	1.75	1.42	1.46	2.26
Fe ₂ O ₃	2.33	1.6	1.95	1.67	1.63	2.32	1.61	2.24
FeO	7.56	6.12	7.78	5.26	7.06	7.2	5.76	7.2
MnO	0.13	0.16	0.18	0.1	0.13	0.11	0.17	0.16
MgO	6.9	7.52	9.95	5.25	8.12	8.99	4.36	8.99
CaO	5.93	8.43	8.08	5.4	10.2	7.6	11.1	4.35
Na ₂ O	4.97	3.95	2.74	5.97	3.22	1.38	5.66	4.77
K ₂ O	0.23	0.53	1.04	0.62	0.47	1.57	0.22	0.47
P ₂ O ₅	0.43	0.35	0.31	0.36	0.22	0.34	0.39	0.35
П.п.п.	3.25	3.65	4.05	2.61	3.63	7.19	9.07	3.6
Сумма	99.9	100	99.6	100	100	100	100	99.8
Микрокомпоненты, г/т								
V	226	205	214	186	258	209	203	272
Cr	153	192	373	112	238	218	137	173
Co	29.9	32.4	49.8	27.6	38.4	36.4	21	37.1
Ni	48.8	83.3	120	62.2	69.3	109	39.7	43.9
Cu	11.6	21.3	7.17	13.9	18.2	12.2	4.25	20.9
Zn	69.5	50.7	68.1	58.2	41.3	69.2	45.8	48.9
Ga	16.6	18.6	16.6	19.4	16.4	19.8	15.1	16.7
Rb	3.27	8.07	19.4	8.32	5.39	41.70	4.62	8.39
Sr	118	102	215	169	104	151	169	184
Y	33.8	27.8	29.4	32.2	28.1	27.8	26.4	35.4
Zr	187	148	144	178	110	143	143	157
Nb	12	8.54	8.94	8.89	4.97	7.94	9.92	8.15
Mo	0.75	0.86	0.87	1.03	<0.6	0.73	<0.6	<0.6
Sn	1.66	1.10	1.43	1.73	1.48	1.28	1.17	1.39
Cs	0.23	0.61	1.06	0.65	0.44	2.66	0.17	0.80
Ba	283	383	1410	395	244	672	108	1200
La	16.3	17.1	12.1	24.9	7.44	13.80	7.51	9.05
Ce	37.3	37.7	28.6	51.5	18.4	31.4	18.3	23.5
Pr	5.09	5.05	4.05	6.59	2.79	4.24	2.65	3.55
Nd	22.7	21.9	18.2	26.6	13.5	18.5	12.3	17.5
Sm	5.56	5.10	4.61	5.66	3.87	4.60	3.34	4.98
Eu	1.74	1.61	1.57	1.68	1.41	1.49	1.09	1.74
Gd	6.0	5.42	5.04	5.89	4.80	4.99	4.07	5.98
Tb	0.99	0.85	0.84	0.96	0.77	0.79	0.69	1.0
Dy	6.0	5.03	5.22	5.67	4.92	4.84	4.56	6.30
Ho	1.21	0.98	1.07	1.10	1.01	0.98	0.96	1.28
Er	3.57	2.75	3.01	3.28	2.93	2.89	2.80	3.67
Tm	0.49	0.42	0.42	0.47	0.43	0.39	0.41	0.53
Yb	3.32	2.60	2.86	3.09	2.73	2.67	2.72	3.44
Lu	0.49	0.39	0.41	0.47	0.41	0.40	0.41	0.51
Hf	4.24	3.33	3.38	4.37	2.79	3.26	3.34	3.73
Ta	0.74	0.50	0.52	0.57	0.31	0.48	0.59	0.51
Th	1.39	1.12	0.79	2.29	0.53	1.07	0.83	0.73
U	0.63	0.48	0.35	1.06	0.24	0.53	0.55	0.33

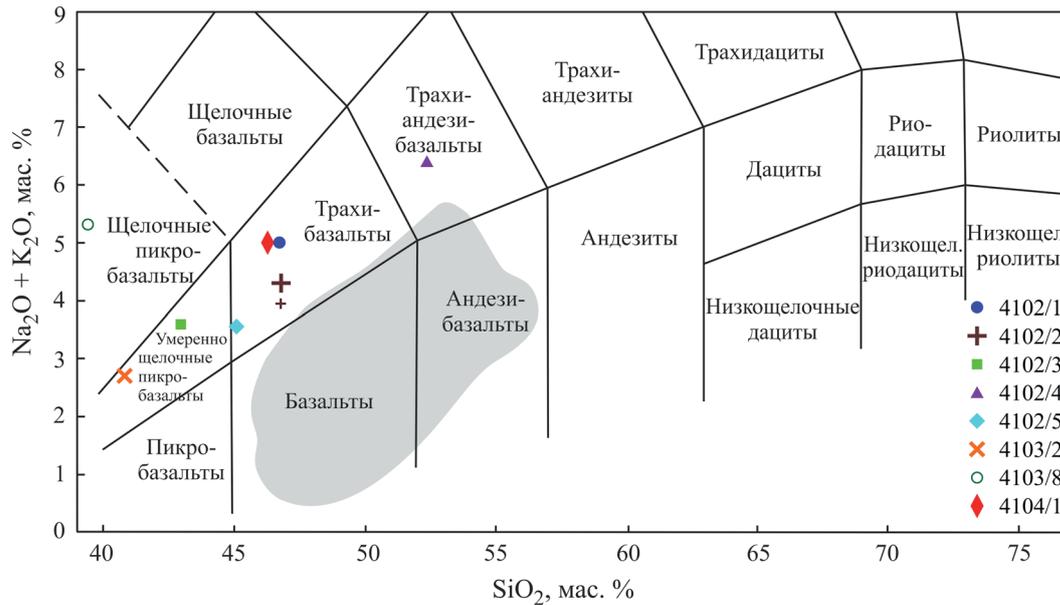


Рис. 3. Классификационная TAS-диаграмма [LeMatre et al., 1989] для долеритов оюского комплекса.

Серое поле – габбродолериты хенгурского комплекса по [Шайбеков, 2013], цветные значки – долериты оюского комплекса.

Fig. 3. Classification TAS diagram for rocks [Le Matre et al., 1989].

Gray field –gabbrodolerites of the Khengur complex of Central Pai-Khoi by [Shaibekov, 2013], colour signs are dolerites of Ouy complex.

данных следует учитывать, что долериты оюского комплекса подверглись процессу альбитизации, в результате которого могло произойти перераспределение петрогенных элементов (в частности, обогащение щелочами). Существенное повышение содержания натрия в оюских долеритах, возможно, обусловлено вовлечением в гидротермальные процессы морской воды, поскольку становление гипабиссального комплекса происходило в пределах континентального склона и подножия.

Долериты оюского комплекса обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как Rb, Ba, K, Sr, и обеднены высокозарядными элементами – Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, HREE (см. табл.1, рис. 4). В спектрах большинства образцов наблюдается слабо выраженная отрицательная Nb аномалия, что является отличительной чертой континентальных траппов [Reichow et al., 2004]. Хенгурские габбродолериты характеризуются сходным спектром распределения редких элементов с более значительным обеднением высокозарядными катионами; различия наблюдаются и в поведении крупноионных литофилов – Rb, Ba, Sr, что, вероятно, связано с вторичными изменениями. Суммарное содержание редкоземельных элементов (La + Sm + Yb) в долеритах оюского комплекса составляет 21.17 (13.57–33.65) г/т. Для исследуемых пород наблюдается нисходящий тренд распределения REE – обеднение тяжелыми редкими землями относительно легких (La/Yb = 4.63 (2.63-8.06)). Среднее зна-

чение La-Yb отношения близко к значению, характерному для толеитовых базальтов: La/Yb = 4.10, в то время как для натровых базальтов щелочной серии это отношение втрое выше (13.10) [Абрамович и др., 1989]. Европиевая аномалия преимущественно не выражена. По отношению к габбродолеритам хенгурского комплекса изучаемые породы в большей степени обогащены редкоземельными элементами, однако для обоих комплексов характерно обеднение тяжелыми редкими землями относительно легких. Кроме того, стоит отметить различное поведение Eu в породах сравниваемых комплексов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

В ходе доизучения пород оюского комплекса было выполнено U-Pb датирование магматических цирконов методом SHRIMP-II. Материал для исследования (всего 26 зерен) был получен из пробы долеритов центральной части крупного пластового тела осевой зоны хр. Ямб-Пэ (проба 4102/2).

Фракция циркона представлена преимущественно бесцветными и желтоватыми, прозрачными и полупрозрачными зернами. Преобладают субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы, для которых характерны хорошо развитая осцилляторная зональность и относительно высокая интенсивность свечения в катодной люминесценции (рис. 5а). Также имеется несколько обломков. В зернах присутствуют темные включения,

трещины. Длина кристаллов от 125 до 270 мкм, коэффициент удлинения 1.2–3.4.

Было выполнено 15 измерений, результаты приведены в табл. 2, график конкордии – на рис. 5б. Для 10 зерен получен конкордантный возраст 313.2 ± 2.6 млн лет, соответствующий средней части карбона (башкирский – московский ярусы). В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 386–978 (1294 в точке 4102/2_14) и 156–485 г/т соответственно. Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьирует в диапазоне от 0.21 до 0.73. В пробе установлены и более древние палеозойские цирконы, возраст которых совпадает с этапами тектоно-магматической активизации региона. Это раннекарбоновая датировка 355 ± 5 млн лет (4102/2_12), близкая ко времени формирования гипабиссальных тел хенгурского комплекса, и два ордовикских значения 456 ± 6 (4102/2_5) и 471 ± 6 млн лет (4102/2_2), приближающиеся к эпохе излияния базальтов хенгурской свиты. Возможно, данные цирконы были захвачены при подъеме расплава к месту кристаллизации. Два зерна, имеющие наиболее молодой возраст (4102/2_1, 4102/2_3), – это, вероятно, следствие техногенного засорения пробы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. Гипабиссальные тела хенгурского комплекса широко распространены в осевой части Пайхойского поднятия, в то время как оюские долериты развиты только в его северо-западном окончании. Породы двух комплексов занимают различное положение в разрезе: внедрение хенгурских силлов фиксируется в диапазоне от хенгурской (C_3 – O_2) до ливановской (D_1) свит; оюские интрузии установлены только в низах палеозойского разреза в пределах верхнехенгурской (O_2) и тальбейтывисской свит ($O_{2,3}$). В составе хенгурского комплекса выделяются недифференцированные (или слабо дифференцированные) и дифференцированные интрузии габбро и габбродолеритов; оюский комплекс формируют только недифференцированные тела долеритов. Различная степень дифференциации обусловлена вариациями мощности магматических тел и скоростью охлаждения расплава. С телами оюских долеритов связаны маломощные зоны ороговикования и пропилитизации вмещающих пород, для хенгурских габбродолеритов характерны более мощные роговики и скарны.

2. Исследованные образцы пород оюского комплекса представлены долеритами и лейкодолеритами, для них характерно широкое развитие эпигенетических процессов с образованием типичной метасоматической ассоциации (хлорит, альбит, карбонат, актинолит, серицит, халцедон). На основании петрохимических данных и с учетом петрографических наблюдений предполагается, что повышенное содержание натрия может быть связано с альбити-

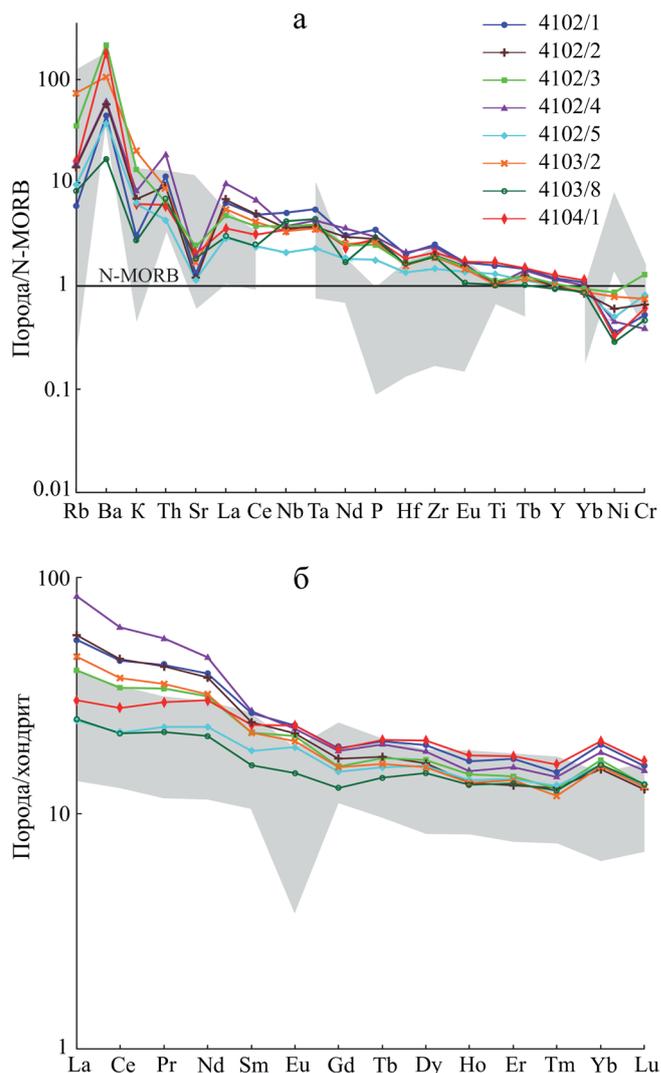


Рис. 4. Спектры распределения элементов-примесей, нормированные по N-MORB [Sun, McDonough, 1989] (а) и редкоземельных, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] (б) в долеритах оюского комплекса.

Серое поле – габбродолериты хенгурского комплекса [Шайбеков, 2013].

Fig. 4. Distribution spectra of impurity elements, normalized to N-MORB [Sun, McDonough, 1989] (a) and rare-earth elements, normalized by chondrites [Sun, McDonough, 1989] (b) for rocks of the Oyu complex.

Gray field – gabbrodolerites of the Khengur complex [Shaibekov, 2013].

зацией, которой породы подверглись на эпигенетическом этапе. Хенгурские и оюские породы характеризуются сходным спектром распределения редких элементов с обеднением высокозарядными катионами, слабо выраженной отрицательной Nb аномалией и несколько отличным поведением крупноионных литофилов, подвижных при наложенных процессах.

Таблица 2. Результаты определения абсолютного возраста по цирконам (U-Pb SHRIMP-II) для долеритов оюского комплекса (проба 4102/2)**Table 2.** Results of the determination of absolute age for zircons (U-Pb SHRIMP-II) for dolerites of the Oyu complex, Yambpe ridge (sample 4102/2)

Точка	% ²⁰⁶ Pb _c	U, мкг/г	Th, мкг/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U воз- раст (млн лет)		(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Err corr
4102/2_1	0.75	147	51	0.36	2.06	103.4	±2	0.1010	10.0	0.01617	2.0	.192
4102/2_2	0.05	1083	262	0.25	70.6	471.1	±5.9	0.5855	1.6	0.07582	1.3	.794
4102/2_3	0.10	357	89	0.26	12.5	257.3	±3.7	0.2911	2.8	0.04072	1.5	.530
4102/2_4	0.04	684	485	0.73	29.3	313.4	±4.2	0.3579	2.0	0.04982	1.4	.685
4102/2_5	1.03	968	230	0.25	61.5	455.5	±5.8	0.5720	2.7	0.07322	1.3	.485
4102/2_6	0.04	939	355	0.39	41.1	320.6	±4.1	0.3691	1.8	0.05099	1.3	.721
4102/2_7	0.72	978	401	0.42	42.3	314.6	±4.1	0.3590	3.0	0.05002	1.3	.451
4102/2_8	0.21	679	237	0.36	28.8	310.6	±4.1	0.3525	2.6	0.04935	1.4	.523
4102/2_9	0.05	613	199	0.34	25.8	307.9	±4.2	0.3537	2.1	0.04892	1.4	.667
4102/2_10	0.09	679	233	0.35	29.7	319.4	±4.3	0.3679	2.1	0.05079	1.4	.656
4102/2_11	0.08	386	156	0.42	16.4	310.2	±4.4	0.3583	2.4	0.04930	1.4	.594
4102/2_12	0.58	608	265	0.45	29.7	354.6	±5	0.4220	3.8	0.05656	1.5	.379
4102/2_13	0.20	752	202	0.28	32.3	313.5	±4.1	0.3635	2.5	0.04984	1.4	.547
4102/2_14	0.16	1294	265	0.21	56.3	318.2	±4.1	0.3675	2.0	0.05060	1.3	.674
4102/2_15	0.00	745	354	0.49	31.1	305.4	±4	0.3511	1.9	0.04852	1.3	.707

Примечание. Все ошибки приведены для интервала 1-сигма; Pb_c и Pb* – доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; 1-сигма ошибка калибровки стандарта – 0.52%; (1) коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному ²⁰⁴Pb; Err corr – коэффициент корреляции ошибок.

Note. All errors are for the 1-sigma interval; Pb_c and Pb* – the shares of ordinary and radiogenic lead, respectively; 1-sigma standard calibration error – 0.52%; (1) correction for ordinary lead was carried out according to the measured ²⁰⁴Pb; Err corr is the error correlation coefficient.

Суммарный уровень редкоземельных элементов для долеритов оюского комплекса несколько повышен относительно хенгурских пород, отмечается различие и в поведении Eu, однако для обоих комплексов наблюдаются сходные тренды распределения REE (обогащение LREE и обеднение HREE).

3. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из пробы долеритов оюского комплекса показали наличие кластера из 10 зерен, конкордантный возраст которого составляет 313.2 ± 2.6 млн лет (средний карбон). Магматические образования среднекарбонного возраста в пределах Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ пока не известны, хотя карбоновые датировки отмечались и ранее в единичных зернах цирконов из пробы хенгурских долеритов (кластер из 5 зерен с конкордантным возрастом 336.2 ± 2.14 млн лет [Шайбеков, 2012]). Особого внимания заслуживает тот факт, что в стратифицированных отложениях этого времени на границе карской и карасиловской свит (C₁₋₂) фиксируется участие гидротермальных растворов, возможно, связанных с магматическими очагами, приводящее к обогащению осадков баритом, вплоть до рудных концентраций (Карское баритовое месторождение) [Юшкин и др., 2007; Государственная..., 2012; и др.] и образованию специфических мраморизованных известняков и палеогидротермальных построек типа “белых курильщиков” [Журавлев, 2012, 2014].

Сопряженные с позднедевонским тектоно-магматическим этапом гидротермально-осадочные образования Пай-Хоя хорошо известны [Микляев, 1991, 1994; Микляев, Беляев, 1994; Юдович и др., 1998; Юшкин и др., 2007; Старикова, 2014]. Это протяженная (свыше 100 км) фаменская марганцевосная кремнистая формация, сложенная мощным (до 50 м) горизонтом яшмоидов, обогащенных марганцем, железом и цветными металлами. Подробная ее характеристика с обоснованием генетических воззрений и связи с позднедевонским магматизмом приводилась нами ранее [Старикова, 2014]. Объяснения субмаринной гидротермальной деятельности, проявившейся в разрезе нижнего-среднего карбона, ранее предложено не было. Полученные данные позволяют увязать появление достаточно экзотических стратифицированных образований с развитием эндогенных процессов в регионе.

4. На основании сказанного мы предполагаем, что породы оюского и хенгурского комплексов образовались из парагенетически связанных глубинных очагов долгоживущей магматической системы. Внедрение хенгурских интрузий происходило в период наиболее масштабной тектоно-магматической активизации, связанной с наложенным рифтообразованием, которое ассоциируется с формированием зоны спрединга в пределах Баренцевоморского региона [Аплонов, 1996; Тимонин, 1998; Тимонин и др., 2004; Юшкин и др., 2007]. Продукты это-

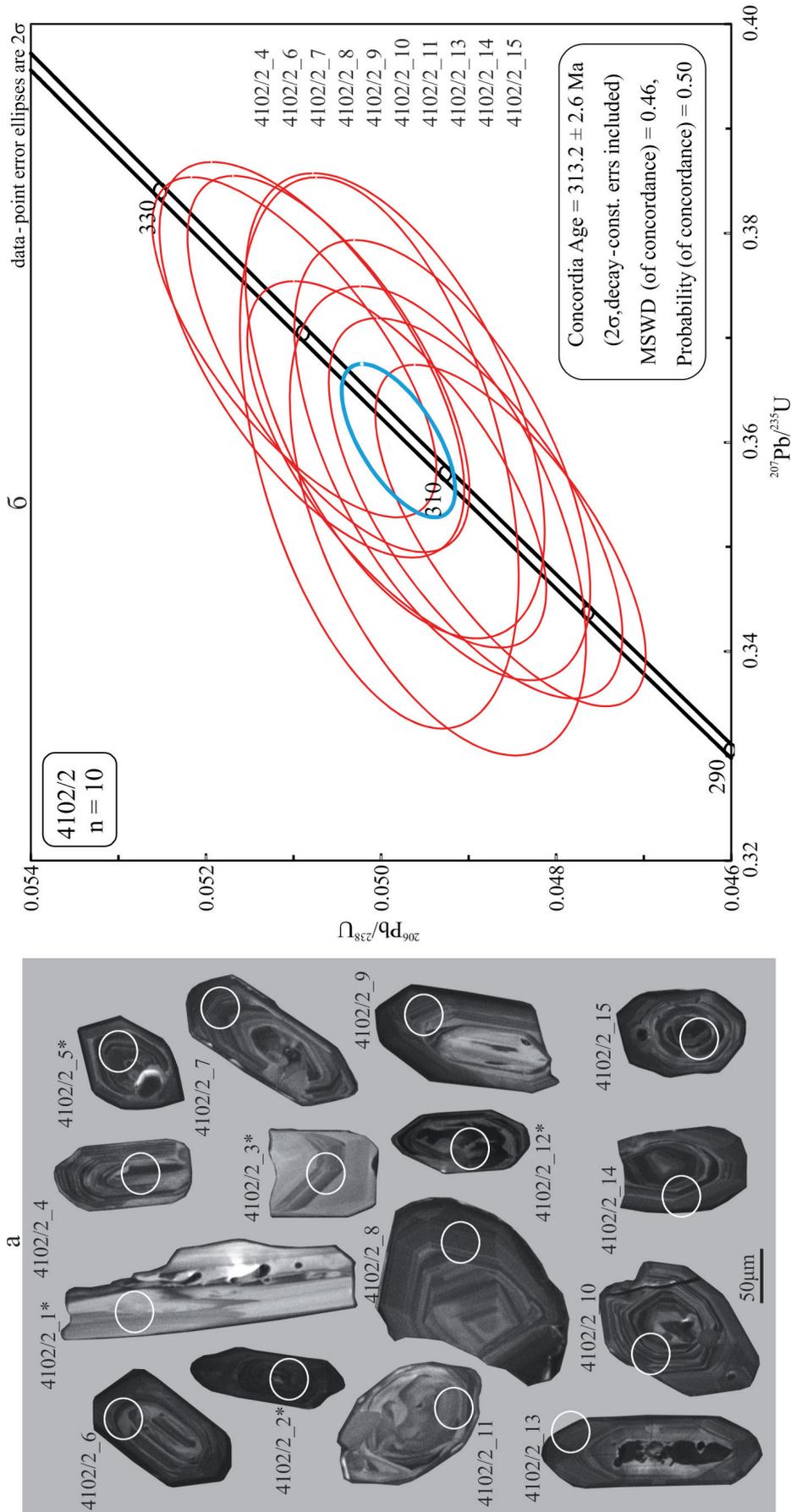


Рис. 5. Результаты определения абсолютного возраста по цирконам (U-Pb SHRIMP-II) из долеритов оюского комплекса, хр. Ямб-Пэ (проба 4102/2).

а – катодолуминесцентные изображения цирконов с позициями точек измерения (* измерения, исключенные из расчета конкордантного возраста), б – кластер из 10 точек с конкордантным возрастом 313.2 ± 2.6 млн лет на графике конкордии.

Fig. 5. Results of the determination of absolute age for zircons (U-Pb SHRIMP-II) from dolerites of the Oyu complex, Yambpe ridge (sample 4102/2).

а – cathodoluminescent images of zircons with positions of measurement points (*measurements excluded from calculation of concordant age); б – cluster of 10 points with a concordant age of 313.2 ± 2.6 Ma on the graph of concordia.

го (позднедевонского) этапа широко развиты среди палеозойских разрезов Пай-Хоя и прилегающих территорий. Среднекаменноугольный этап магматизма, результатом которого стало внедрение оюских интрузий, очевидно, был не столь интенсивным и, вероятнее всего, стал проявлением наиболее поздней фазы магмообразования, связанной с локальным возобновлением активности остаточных глубинных магматических очагов затухающих частей рифтогенной системы на южном продолжении зоны спрединга Восточно-Баренцевоморского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д. и др. (1989) Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 278 с.
- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. (1996) Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным). *Геотектоника*, 4, 58-76.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 (Амдерма) (2012). М.А. Шишкин, Е.В. Молчанова, С.И. Шкарубо, Д.В. Чудакова, А.В. Сотникова и др. СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ.
- Давыдов К.В., Микляев А.С., Давыдова Э.И. (1972) Субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов возвышенности Ямб-Пэ (Пай-Хой). *Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя*. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 42-44.
- Журавлев А.В. (2014) Новый тип гидротермально-осадочных образований в нижнем карбоне Северо-Востока Пай-Хоя. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Матлы XVI Геологического съезда Республики Коми. 2, Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 243-244.
- Журавлев А.В. (2012) Условия формирования раннекаменноугольных отложений Центрального Пай-Хоя. *Ленинградская школа литологии. Мат-лы Всерос. литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. СПб: СПбГУ, 2, 182-184.
- Заборин О.В. (1972) Диабазовая формация Пай-Хоя. *Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя*. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 41-42.
- Заборин О.В. (1976) Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛПИ, 25 с.
- Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий (1988) Свердловск: УрО АН СССР, 56 с.
- Микляев А.С. (1991) Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. *Геология девона северо-востока европейской части СССР*. Тезисы докладов. Сыктывкар, 52-53.
- Микляев А.С. (1994) Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России*. Тезисы Всерос. геол. конф. Сыктывкар, 1, 170-173.
- Микляев А.С., Беляев А.А. (1994) Верхнедевонские и среднекаменноугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя. Обоснование границ стратиграфических подразделений. Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, (82), 27-34.
- Осташенко Б.А. (1979) Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука, 113 с.
- Романов А.А., Ганелин А.В. (2019) Геохимическая характеристика оюского и хенгурского магматических комплексов и интерпретация геодинамических условий их формирования (Югорский полуостров). *Литосфера* (в печати).
- Старикова Е.В. (2014) Фаменская марганценосная формация Пай-Хоя. *Литосфера*, (1), 58-80.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. (2004) Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 225 с.
- Шайбеков Р.И. (2012) Новые данные о возрасте пород габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория (Россия, Ненецкий автономный округ). *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, (4), 67-73.
- Шайбеков Р.И. (2013) Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 108 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 285 с.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998) Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб: Наука, 366 с.
- Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Осташенко Б.А. (1972) Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности. *Вопросы петрографии Северного Урала и Тимана*. Тр. Института геол. Коми фил. АН СССР, 17, Сыктывкар, 3-34.
- Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.И. (2007) Минерализация Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 292 с.
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. et al. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 200 (5), 155-170.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Ludwig K.P. (2000) SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 17 p.
- Ludwig K.P. (2001) Isoplot/Ex. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center. 1a, 56 p.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Perm-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79, 425-452.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders and M.J. Norry) *Geol. Soc.*

Lond., **42**, 313-345.

Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley) *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

REFERENCES

- Abramovich I.I., Burde A.I., Voznesenskii V.D. et al. (1989) *Geodinamicheskie rekonstruktsii (Metodicheskoe posobie dlya regional'nykh geologicheskikh issledovaniy)* [Geodynamic reconstruction (Methodological manual for regional geological researches)]. Leningrad, Nedra Publ., 278 p. (In Russian)
- Aplonov S.V., Shmelev G.B., Krasnov D.K. (1996) Geodynamics of the Kara-Barents Sea shelf (by geophysical data). *Geotektonika*, **4**, 58-76. (In Russian)
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. et al. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**(5), 155-170.
- Davydov K.V., Miklyaev A.S., Davydova E.I. (1972) Subvolcanic bodies of plagioclase porphyrites of the upland Yambpe (Pai-Khoi). *Magmatism, metamorfizm i metallogeeniya severa Urala i Pai-Khoya* [Magmatism, metamorphism and metallogeny of the north of the Urals and Pai-Khoi]. Syktyvkar, Komi filial Akad. Nauk SSSR, 42-44. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 (Amderma) [State Geological Map of the Russian Federation scale 1 : 1 000 000 (the third generation). Series South-Kara. Sheet R-41 (Amderma)]. (2012) S.I. Shkarubo, D.V. Chudakova, A.V. Sotnikova et al. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. (In Russian)
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canada. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Korrelyatsiya magmaticheskikh kompleksov severa Urala i prilgayushchikh territorii* [Correlation of magmatic complexes in the north of the Urals and adjacent territories]. (1988) Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 56 p. (In Russian)
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Ludwig K.P. (2000) SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center, **2**, 17 p.
- Ludwig K.P. (2001) Isoplot/Ex. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center. **1a**, 56p.
- Miklyaev A.S. (1991) Upper Devonian deposits of the Pai-Khoi shale zone and prospects for their ore-bearing. *Geologiya devona severo-vostoka evropeiskoi chasti SSSR. Tezisy dokladov*. [Geology of Devonian of Northeast European part of the USSR. Abstracts]. Syktyvkar, 52-53. (In Russian)
- Miklyaev A.S. (1994) Stratigraphy and prospects of mineralization of the Palaeozoic deposits of the Lemva zone of south-eastern Pai-Khoi. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Evropeyskogo severo-vostoka Rossii. Tezisy Vsesoyuzskoi geol. konf.* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Abstracts Vseross. geol. conf.]. Syktyvkar, **1**, 170-173 (In Russian)
- Miklyaev A.S., Belyaev A.A. (1994) Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of the shale zone of South-eastern Pai-Khoi. Justification of the boundaries of stratigraphic subdivisions. *Trudy Inst. Geol. Komi NTs UrO RAN*, **82**, Syktyvkar, 27-34. (In Russian)
- Ostashchenko B.A. (1979) *Petrologiya i orudnenie Tsentral'no-Paykhoiskogo bazal'toidnogo kompleksa* [Petrology and mineralization of the Central Pai-Khoi basaltoid complex]. Leningrad, Nauka Publ., 1113 p. (In Russian)
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, **79**, 425-452.
- Romanov A.A., Ganelin A.V. (2019) Geochemical characteristics of the Oyu and Hengur magmatic complexes and interpretation of the geodynamic conditions for their formation (Ugra peninsula). *Litosfera*. In press. (In Russian)
- Shaibekov R.I. (2012) New data on the age of gabbro-dolerite complex in the Pai-Khoi anticlinorium (Russia, Nenets Autonomous District). *Izvestiya Komi HTs UrO RAN*, **4**, 67-73. (In Russian)
- Shaibekov R.I. (2013) *Platinosul'fidnaya mineralizatsiya v gabbro-doleritakh Pai-Khoya* [Platinum-sulfide mineralization in the gabbro-dolerites of Pai-Khoi]. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 108 p. (In Russian)
- Starikova E.V. (2014) Famennian manganese formation of Pai-Khoi. *Litosfera*, **1**(64), 58-80. (In Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders and M.J. Norry), *Geol. Soc. Lond.*, **42**, 313-345.
- Timonin N.I. (1998) *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* [Pechora plate: the history of geological development in the Phanerozoic]. Ekaterinburg, UrO RAN, 240 p. (In Russian)
- Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A. (2004) *Paleogeodinamika Pai-Khoya* [Paleogeodynamics of the Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UrO RAN, 225 p. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds: M.A. McKibben, III W.C. Shanks, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Khoya* [Orogenesis north of the Urals and Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998) *Geokhimiya i rudogenez chernykh slantsev Pai-Khoya* [Geochemistry and oregenesis of the black shales of Pai-Khoi]. St. Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russian)
- Yushkin N.P., Davydov V.P., Ostashchenko B.A. (1972) Magmatic formations of Central Pai-Khoi and their metallogenic features. Petrographical questions of the Northern Urals and Timan. *Proc. Inst. Geol. Komi filial Akad. Nauk SSSR*, **17**, Syktyvkar, 3-34. (In Russian)
- Yushkin N.P., Kunts A.F., Timonin N.I. (2007) *Minerageniya Pai-Khoya* [Minerageny of the Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UrO RAN, 292 p. (In Russian)
- Zaborin O.V. (1972) Diabase formation of the Pai-Khoi. *Magmatizm, metamorfizm i metallogeeniya Severa Urala i Pai-Khoya* [Magmatism, metamorphism and metallogeny of the north of the Urals and Pai-Khoi]. Syktyvkar,

- Komi filial AN SSSR, 41-42. (In Russian)
- Zaborin O.V. (1976) *Osnovnye magmaticheskie porody Tsentral'nogo Pai-Khoya (Yugorskii poluostrov)* Diss. ...kand. geol.-min. nauk. [Main magmatic rocks of central Pai-Khoi (Ugra Peninsula)] Cand. geol and min sci. diss., Leningrad, LGI, 25 p. (in Russian)
- Zhuravlev A.V. (2014) A new type of hydrothermal-sedimentary formations in the Lower Carboniferous north-east of Pai-Khoi. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii. Materialy XVI Geologicheskogo s"ezda Respubliki Komi* [Geology and mineral-raw resources of European north-eastern of Russia. Materials of 16-th Geological Congress of Komi Republic]. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, **2**, 243-244. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2012) Conditions for the formation of early Carboniferous deposits of central Pai-Khoi. *Leningradskaya shkola litologii. Materialy V serossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 100-letiyu so dnya rozhdeniya L.B. Rukhina*. [Leningrad school of lithology. Materials All-Russian lithological meeting dedicated to the 100-th anniversary of the birth of L.B. Rukhin]. St.Petersburg, St.Petersburg Stat. Univ. Publ., **2**, 182-184. (In Russian).

УДК: 553.311.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-451-464

К вопросу о генезисе месторождений Первого Северного железорудного узла

© 2019 г. Г. А. Петров^{1,2}¹Уральская геологосъемочная экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail georg_petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2018 г., принята к печати 27.09.2018 г.

Объект исследований. Объектом исследований являются железные руды и рудовмещающие толщи Первого Северного железорудного узла, в северной части Тагильского прогиба, в состав которого входят три мелких промышленных объекта, ныне почти полностью отработанных – это 1-е Северное, Суходойское и Пещерное месторождения, а также несколько рудопроявлений. *Материалы и методы.* В процессе работы проводился анализ опубликованных материалов и производственных отчетов по перечисленным выше объектам, а также собственные полевые наблюдения и поиск месторождений-аналогов в литературных источниках. *Результаты.* До настоящего времени считалось, что магнетитовые руды образовались при контактово-метасоматическом взаимодействии живецких известняков и интрузий габбро-долеритов и долеритов. Наши исследования показали, что типичные скарны на месторождениях распространены весьма ограниченно или отсутствуют, а рудные тела залегают согласно с напластованием осадочных и вулканогенных пород. Наиболее близкими аналогами, по мнению автора, являются известняковые железорудные месторождения района Лан-Дилль в Германии, что позволило предложить альтернативную (вулканогенно-осадочную) модель формирования железорудных залежей Первого Северного железорудного узла. *Выводы.* Привлечение вулканогенно-осадочной модели позволяет изменить поисковые признаки и существенно уточнить (увеличить) перспективы обнаружения новых промышленных месторождений железных руд.

Ключевые слова: Урал, железо, вулканогенно-осадочные месторождения

On the genesis of deposits of the Pervy Severny iron ore district

Georg A. Petrov^{1,2}¹Uralian geological survey expedition, 55 Vainera st., Ekaterinburg, 620014 Russia;²Institute of geology and geochemistry UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia
e-mail georg_petrov@mail.ru

Received 23.03.2018, accepted 27.09.2018

Object of research. The object of research is iron ore and ore-bearing strata of The Pervy Severny iron ore district in the Northern part of the Tagil depression, which includes three small industrial objects, now almost completely spent – this is the Pervoe Severnoe, Sukhodoyskoye and Peshchernoe deposits, as well as several ore occurrences. *Materials and methods.* In the course of work, the analysis of published materials and production reports on the above objects, as well as their own field observations and search for deposits-analogues in literary sources was carried out. *Results.* Hitherto it was believed that magnetite ore was formed by contact-metasomatic interaction of Givetian limestone and intrusions of dolerites and gabbro-diorites. Our research has shown that the typical skarns are very restricted or absent, and the ore bodies occur in accordance with the sedimentary and volcanic rocks. The closest analogues, according to the author, are the known iron ore deposits of the Lan-Dill Region in Germany, which allowed us to offer an alternative (volcanogenic-sedimentary) model of the formation of iron ore deposits of the Pervy Severny iron ore district. *Summary.* Attraction of volcanogenic-sedimentary model allows to change search signs and significantly to specify (increase) prospects of detection of new industrial deposits of iron ores.

Keywords: Urals, iron, volcanogenic-sedimentary deposits

Acknowledgements

The author is sincerely grateful to A.V. Maslov, V.V. Maslennikov, E.S. Kontar and M.T. Krupenin for discussion of problems, useful critical remarks and recommendations.

Research partially performed in the framework of theme № AAAA A18-118053090044-1 of the state task of the IGG UB RAS.

Для цитирования: Петров Г.А. (2019) К вопросу о генезисе месторождений Первого Северного железорудного узла. *Литосфера*, 19(3), 451-464. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-451-464

For citation: Petrov G.A. (2019) On the genesis of deposits of the Pervy Severny iron ore district. *Litosfera*, 19(3), 451-464. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-451-464

ВВЕДЕНИЕ

Первый Северный железорудный узел находится на восточном склоне Северного Урала, в север-

ной части Тагильского прогиба. Узел состоит из трех мелких промышленных объектов, ныне почти полностью отработанных – это Первое Северное, Суходойское и Пещерное месторождения (рис. 1),

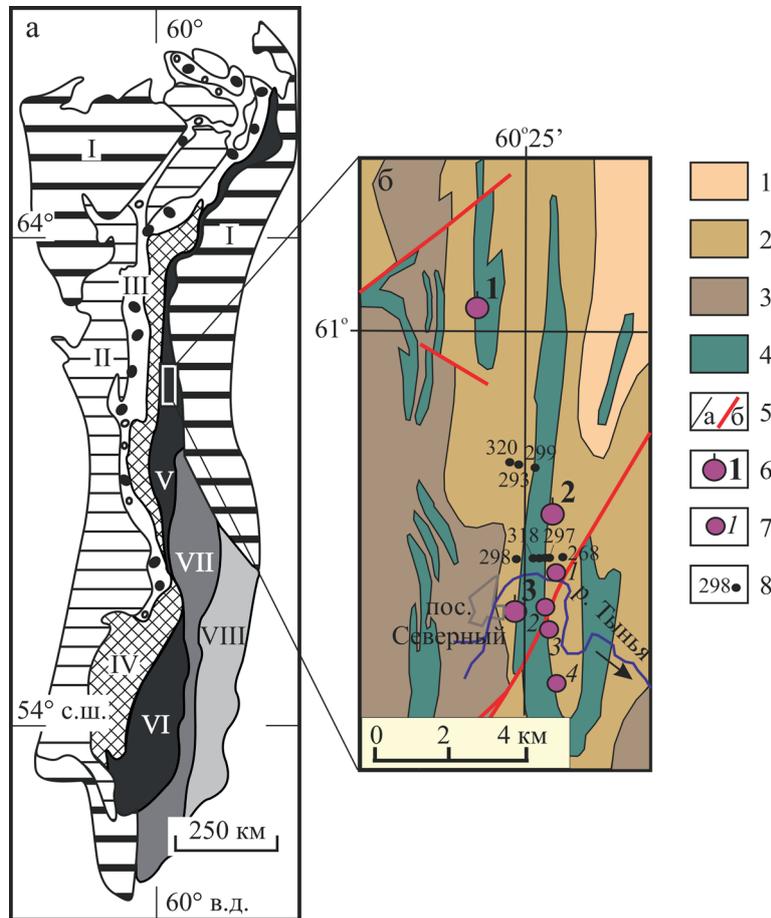


Рис. 1. Обзорная карта (а) и схема геологического строения района Первого Северного железорудного месторождения (б), по [Шилов и др., 1989] с упрощениями.

а. I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны (III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская). Контуром показан изученный район.

б. 1 – нерасчлененные верхнедевонские образования: сланцы глинисто-алеуритистые, глинисто-кремнистые, песчаники, известняки, туфопесчаники, линзовидные прослои известняков, андезиты, дациты; 2 – живетские образования: песчаники, туфопесчаники, туффиты, сланцы известково-глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, конгломераты, известняки, андезибазальты, дациандезиты, дациты; 3 – эйфельские образования: известняки, песчаники, туфопесчаники, туффиты, базальты; 4 – верхнедевонские долериты, габбродолериты; 5 – стратиграфические и интрузивные границы (а), разрывные нарушения (б); 6 – железорудные месторождения: 1 – Пещерное, 2 – Суходойское, 3 – Первый Северный рудник; 7 – железорудные проявления: 1 – Тынинское, 2 – Восточная аномалия, 3 – Северо-Казанское, 4 – Южно-Казанское; 8 – поисково-разведочные скважины, показанные на рис. 2, и их номера.

Fig. 1. Overview map (a) and the scheme of the geological structure of the area of the Pervoe Severnoe iron ore deposit (b) by [26] with simplifications.

а. I – Mesozoic-Cenozoic sediments; II – Pre-Uralian foredeep; III–VIII – megazones: III – West, Uralian, IV – the Central Uralian, V – Tagil, VI – Magnitogorsk, VII – East-Uralian, VIII – Trans-Uralian). The outline shows the study area.

б. 1 – undifferentiated Upper Devonian formation: shales clay-aleuritic, clay-siliceous, sandstones, limestones, tuffaceous sandstones, lenses of limestones, andesites, dacites; 2 – Givetian formation: sandstones, tuffaceous sandstones, tuffites, schists calcareous-clay, clay-siliceous, siliceous, conglomerates, limestones, andesibasalts, dacite-andesites, dacites; 3 – Eifelian formation: limestones, sandstones, tuffaceous sandstones, tuffites, basalts; 4 – Upper Devonian dolerites, gabbrodolerites; 5 – stratigraphic and intrusive boundaries (a), faults (b); 6 – iron ore deposits: 1 – Peshchernoje, 2 – Sukhodolskoe, 3 – the Pervy Severny Rudnik; 7 – iron ore manifestations: 1 – Tun'inskoe, 2 – Vostochnaya anomaliya, 3 – Severo- Kazanskoe, 4 – Yuzhno-Kazanskoe; 8 – exploration boreholes, shown in Fig. 2 and their numbers.

а также несколько рудопроявлений (заверенных буровыми исследованиями геофизических аномалий) – Восточная аномалия, Северо-Казанская, Южно-Казанская, Тыньинская и др. Первое Северное месторождение открыто в 1831 г., впоследствии неоднократно изучалось и эксплуатировалось. Первые сведения о геологическом строении месторождения можно найти в работах А.И. Успенского, в XX в. оно изучалось Е.Д. Стратоновичем, К.Б. Вайнбергом, А.Д. Пахомовым, К.И. Прохоровой и другими исследователями. В отчетах о проведении поисковых и разведочных работ [Усенко, 1956ф, 1957ф; Шевалдин, 1962ф] и публикациях [Баклаев, 1973; Геология СССР, 1973; Овчинников, 1998; и др.] генетический тип месторождений и проявлений определяется как скарново-магнетитовый. Считается, что магнетитовые руды образовались при контактово-метасоматическом взаимодействии живецких известняков и прорывающих их силлов, штоков и даек габбро-долеритов и долеритов. На основе анализа материалов поисковых и разведочных работ, а также собственных полевых наблюдений мы предложили альтернативную (вулканогенно-осадочную) модель формирования железорудных залежей.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная работа опирается на полевые наблюдения автора и фондовые материалы – отчеты о геологоразведочных и поисковых работах, выполненных на территории Первого Северного железорудного узла в 50–60-е гг. XX столетия. Соответственно, главными методами исследования являлись изучение и анализ документации старых горных выработок, архивных данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождения Первого Северного железорудного узла расположены в северной части Тагильского прогиба, в области распространения девонских толщ (см. рис. 1). Рудовмещающими породами являются живецкие (по В.А. Шилову [1989]) образования: песчаники, туфопесчаники, туффиты, сланцы известково-глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, конгломераты, известняки, андезибазальты, дациандезиты, дациты; по современным представлениям, эти образования относятся к высотинской свите верхнего эйфеля–нижнего живета [Жданов, 2009]. Ниже по разрезу залегают эйфельские известняки, песчаники, туфопесчаники, туффиты, базальты тальгийской свиты. Рудовмещающая толща перекрывается позднеживецко-франской лимкинской свитой, в состав которой входят сланцы глинисто-алевритистые, глинисто-кремнистые, песчаники, известняки, туфопесчани-

ки, линзовидные прослои известняков, андезиты, дациты. Перечисленные стратифицированные образования прорываются силлами, дайками и штоками долеритов и габбро-долеритов верхнедевонского (?) ивдельского комплекса.

Как уже упоминалось, железорудные месторождения и проявления Первого Северного узла традиционно относятся к скарново-магнетитовому типу. Между тем при проведении геологоразведочных работ на Первом Северном месторождении было установлено, что “...скарны на месторождении встречаются в незначительном количестве... Для Главного рудного поля и Восточной аномалии наиболее характерны амфиболовые и амфибол-хлоритовые скарны... Причем эти скарны здесь образовались путем эндоморфного изменения самих же диабазов, о чем свидетельствуют постепенные переходы между диабазом и амфиболовыми скарнами...” [Усенко, 1956ф, с. 52]. А.И. Шевалдин [1962ф], выполнявший поисковые работы, при характеристике контактово-метасоматических горных пород Суходойского месторождения указывал [с. 66]: “...Типичные минералы высоких температур: пироксен, гранат и даже менее высокотемпературная роговая обманка здесь не наблюдаются. Нет ... реликтов для суждения о том, что эти высокотемпературные минералы уничтожены последующими процессами...” Отмечается лишь развитие тремолит-актинолитового амфибола и хлорита по диабазам. На Пещерном месторождении также “совершенно отсутствуют скарны и какие-либо скарновые образования. Совершенно не встречены высокотемпературные минералы пироксен и гранат...” [Шевалдин, 1962ф, с. 68]. Маломощные интервалы гранатсодержащих скарнов встречены на некоторых рудопроявлениях (где отсутствуют промышленные тела магнетитовых руд). Так, по А.И. Шевалдину [1962ф], на Северо-Казанском проявлении, на контакте диабазов и известняков, встречено тело гранат-пироксен-амфиболовых скарнов мощностью 0.5 м; на Южно-Казанском проявлении мощность подобных пород составила 10–15 см; маломощные тела амфибол-пироксеновых скарнов известны также и на Тыньинском рудопроявлении. Упомянутый автор, характеризуя особенности железорудных месторождений Первого Северного узла, пишет [с. 83]: “...Итак, контактово-метасоматические процессы на месторождениях Первой Северной группы характеризуются следующими основными чертами: 1) отсутствием типичных скарновых образований, присущих месторождениям, связанным с гранитоидами; 2) невыраженным высокотемпературным этапом в ходе метасоматического процесса при почти полном отсутствии минеральных ассоциаций этого диапазона...”

Таким образом, как следует из материалов геологоразведочных работ, на всех промышленных месторождениях типичные скарны отсутствуют; их

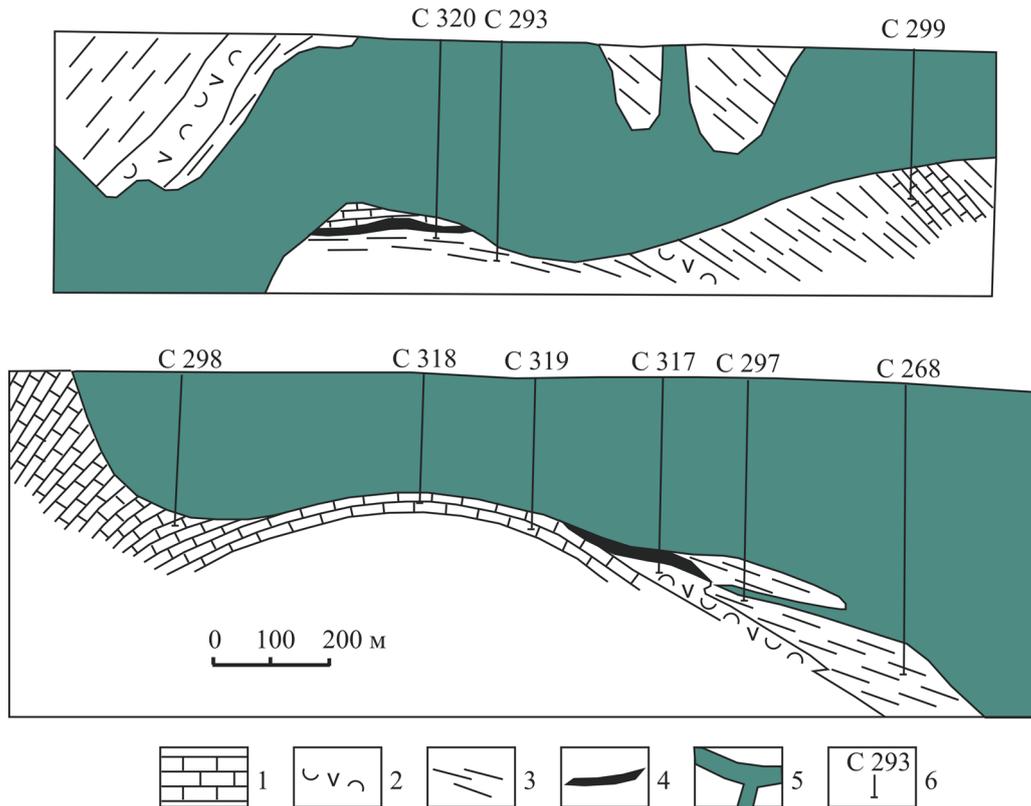


Рис. 2. Разрезы по линиям поисковых скважин, по [Шевалдин, 1962].

1 – известняки; 2 – андезибазальтовые туфы; 3 – карбонатно-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; 4 – железорудные тела; 5 – долериты и габбродолериты; 6 – поисковые скважины и их номера.

Fig. 2. The sections along the lines of exploratory boreholes, after [Shevaldin, 1962].

1 – limestone; 2 – andesibasaltics tuffs; 3 – calcareous-clay and siliceous-argillaceous shale; 4 – ore bodies; 5 – dolerites and gabbrodolerites; 6 – exploration boreholes and their numbers.

маломощные ореолы наблюдаются только на рудопроявлениях с незначительным развитием магнетитовой минерализации, т. е. создается впечатление об отсутствии связи между интенсивностью контактово-метасоматических преобразований и масштабами магнетитового оруденения. Пластообразные и линзовидные железорудные тела располагаются среди вулканогенных пород, глинистых сланцев и известняков (рис. 2).

Предшествующие исследователи [Усенко, 1957ф; Шевалдин, 1962ф] считали важным поисковым фактором наличие крупных долеритовых силлов, перекрывающих куполообразные известняковые постройки (или ядра антиклинальных складок, сложенные известняками), с такими структурами связывалось формирование залежей Первого Северного и Суходойского месторождений.

По данным А.И. Шевалдина [1962ф], *Первое Северное месторождение* состоит из двух рудных тел, имеющих восточное падение под углом $\approx 40^\circ$ и более; протяженность тел – 450 и 430 м, тела выклиниваются на глубине 30–70 м от поверхности.

Рудные тела приурочены к верхней части крупной линзы известняков (мощность ее составляет 100–120 м), на контакте с силлом долеритов. В разрезе отмечаются также туфоалевролиты и карбонатно-глинистые сланцы. Руды представлены магнетитом с примесью небольшого количества кальцита, сидерита и кварца. Средний состав руд, мас. %: Fe – 55.8, S – 1.26, P – 0.127, Cu – 0.042, Si – 5.51.

Суходойское месторождение расположено в 2.8 км севернее Первого Северного. Рудное тело мощностью от 7 до 77 м (средняя мощность 38–39 м) находилось под силлом долеритов на глубине 50–190 м, образуя куполовидную структуру. В верхней части “купола” по долеритам развиваются хлорит-актинолитовые метасоматиты (рис. 3). Руды, по мнению А.И. Шевалдина, метасоматически замещают известняки; последние подстилают рудное тело и имеют мощность 1.5–30 м. Ниже по разрезу находятся метаморфизованные вулканокластиты и углеродисто-глинистые сланцы с живетской фауной. Руды месторождения представлены магнетитом с примесью сидерита и кальци-

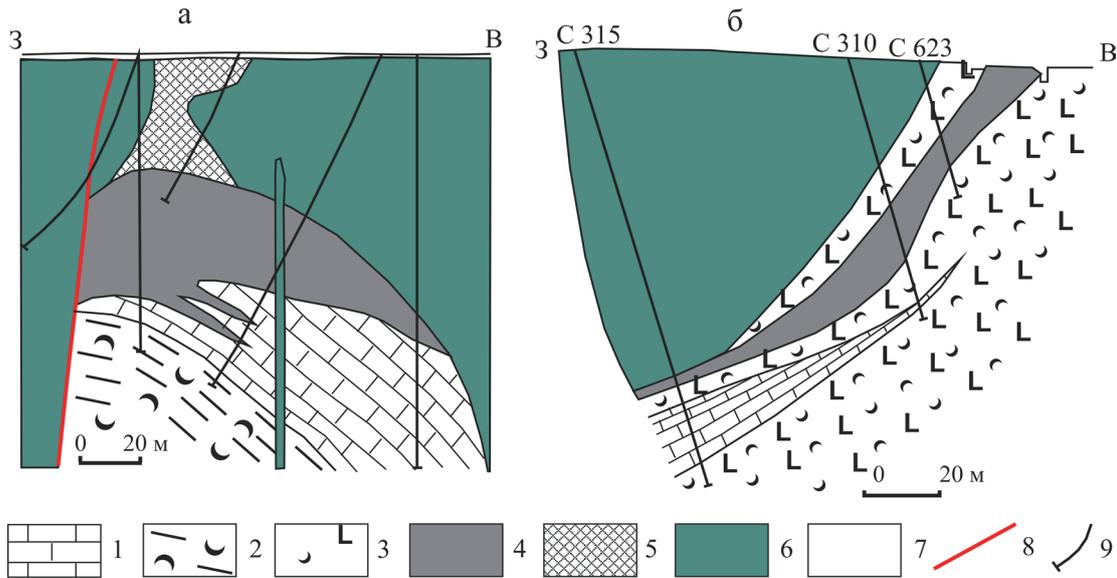


Рис. 3. Геологические разрезы месторождений Первого Северного рудного узла: а – Суходойского (по [Геология СССР, 1973]), б – Пещерного (по [Шевалдин, 1962]).

1 – известняки; 2 – туфосланцы; 3 – туфа пироксен-плагиофировых базальтов; 4 – железорудные тела; 5 – хлорит-амфиболовый метасоматит по долеритам с обильной вкрапленностью магнетита; 6 – долериты и габбродолериты; 7 – покрывные отложения; 8 – разрывные нарушения; 9 – буровые скважины и их номера.

Fig. 3. Geological sections of the deposits of Pervyi Severnyi ore district: а – Sukhodolskyi after [Geologia SSSR, 1973]; б – Peschnyi after [Shevaldin, 1962].

1 – limestone; 2 – tuffaceous shales; 3 – tuff of pyroxene-plagioclase basalts; 4 – ore bodies; 5 – chlorite-amphibole metasomatic rocks on dolerite with abundant disseminated magnetite; 6 – dolerites and gabbrodolerites; 7 – covering strata; 8 – faults; 9 – boreholes and their numbers.

та, сочетание этих минералов в разных пропорциях обусловило характерную пятнистую текстуру. Кроме указанных минералов в рудах в небольшом количестве содержатся кварц, пирит, халькопирит, хлорит, актинолит, лимонит. Средний состав руд, мас. %: Fe – 49.2, S – 1.108, P – 0.107, Cu – 0.108, Si – 6.06. Кроме того, присутствуют, мас. %: $TiO_2 + V_2O_5$ – до 0.08, Cr_2O_3 – 0–0.204, Ni – 0.01–0.19, Co – 0.013–0.026, MnO – до 0.65.

Пещерное месторождение находится в 7.5 км к северу от Суходойского. Разрез здесь сложен преимущественно кристаллокластическими туфами пироксен-плагиоклазовых базальтов (по А.И. Шевалдину, возможно, это лаво- и гиалокластиты) с прослоями и линзами известняков, а также силами и дайками долеритов (см. рис. 3). Общее падение вулканогенно-осадочной толщи и долеритовых силлов – западное под углом 60–65°. Рудные тела мощностью от 3.5 до 15 м залегают согласно напластованию среди туфов (вулканокластитов?), реже – на контакте последних и долеритов. Выделяются два главных рудных тела протяженностью 550 и 380 м. В незамещенных фрагментах туфов (вулканокластитов?) отмечается кристаллизация роговой обманки, по которой, в свою очередь, развиваются актинолит и хлорит. Описывается также замещение туфов (вероятно, имеются в виду вул-

канокластиты) магнетитом без развития амфиболов. В одной из скважин, в мраморизованных известняках вблизи контакта с долеритами, отмечена вкрапленность андрадитового граната, замещаемого магнетитом. В состав руд входят магнетит, амфибол, кварц, хлорит, кальцит, гематит, апатит, пирит, халькопирит, ильменит. Среди руд часто отмечаются незамещенные и в разной степени замещенные участки туфов. Средний состав руд, мас. %: Fe – 53.2, S – 0.11, P – 0.06, Cu – 0.014.

Рудопроявления (Тыншинское, Восточная аномалия, Северо-Казанское и Южно-казанское) имеют строение, сходное с охарактеризованными выше месторождениями, при значительно меньших масштабах оруденения. На некоторых из них отмечаются скарны (см. выше).

В публикациях вопросы геологического строения района Первого Северного рудного узла и входящих в него месторождений освещены довольно кратко. Наиболее развернутые описания железорудных объектов приведены в томе XII “Геологии СССР” [1973] и монографии Л.Н. Овчинникова [1998]. В многотомном издании “Геологии СССР” (т. XII “Полезные ископаемые”) месторождения Первого Северного (Суходойского) рудного узла охарактеризованы А.И. Усенко. Он занимался разведкой месторождений, его взгляды на строение



Рис. 4. Срастания магнетита и карбонатного минерала. Первое Северное месторождение.

Fig. 4. Fusion of magnetite and carbonate mineral. Pervoe Severnoe deposit.

и происхождение железорудных залежей приведены выше. Л.Н. Овчинников приводит весьма краткие характеристики рудных объектов, в целом соответствующие описаниям геологов-разведчиков. Уточнены лишь составы минеральных парагенезисов контактово-термальных ореолов долеритовых тел, приводятся данные о наличии в них феррогортонолита, гриналита, сидероплезита, дафнита и ильваита.

В 2017 г. автор настоящей статьи посетил все три месторождения (Первый Северный рудник, Суходойское и Пещерное) в целях выяснения особенностей их геологического строения. В настоящее время карьеры упомянутых месторождений затоплены, борта выработок заросли лесом и частично обрушились, что определяет фрагментарность обнаженности горных выработок. Тем не менее некоторые наблюдения удалось сделать.

На Первом Северном месторождении в бортах старого карьера наблюдаются выходы долеритов, мелкозернистых мраморизованных известняков, разнообразных метасоматитов и железных руд. Метасоматиты представлены джаспероидами (окварцованными, часто брекчиевидными известняками с хлоритом и сульфидами), серицит-(хлорит)-кварц-карбонатными березитами и хлорит-альбит-карбонатными эйситами. Зоны метасоматитов, как правило, приурочены к разрывным нарушениям и являются более поздними по отношению к магнетитовым залежам. Рудные тела магнетитового и карбонатно-магнетитового состава имеют линзо-

видную форму и залегают в мраморизованных известняках, они окружены густой сетью сидеритовых, реже сульфидно-карбонатных прожилков, образующих в известняках штокверковые зоны. Иногда в рудных телах наблюдаются срастания магнетита и карбонатного минерала (рис. 4). Границы железорудных тел и известняков четкие, чаще всего волнистые и извилистые. Признаки скарновой минерализации (граната, пироксена, амфибола, эпидота и др.) в известняках, долеритах и железных рудах не обнаружены.

Борта карьера Суходойского месторождения сложены главным образом долеритами, лишь в северо-западной части выработки наблюдается небольшой выход мраморизованных известняков с сидеритовыми и сульфидно-сидеритовыми прожилками. Некоторое представление о взаимоотношениях рудных тел с вмещающими породами можно получить при изучении крупных глыб из отвалов. Первое, что бросается в глаза, – признаки метасоматического замещения (или цементирования?) брекчиевидных известняков, в том числе содержащих фауну криноидей, мелкозернистым магнетитовым агрегатом (рис. 5). Вторая особенность рудных тел Суходойского месторождения (ее отмечали и геологи-разведчики, например А.И. Шевалдин) – широкое распространение сидерита и сульфидов (рис. 6); характерно развитие пятнистых пород, состоящих из мраморизованных известняков, пятен сидерита и магнетита и неравномерной вкрапленности сульфидов (главным образом пирита).

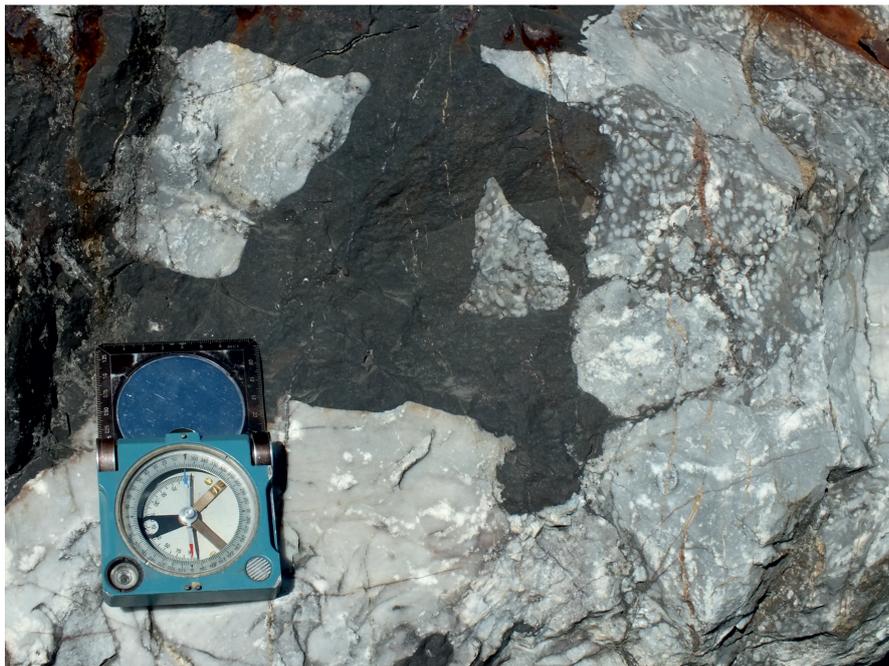


Рис. 5. Замещение (цементирование?) брекчиевидного криноидного известняка магнетитом. Суходойское месторождение.

Fig. 5. Replacement (cementation?) of brecciated crinoidea limestone by magnetite. Sukhodoiskoe deposit.

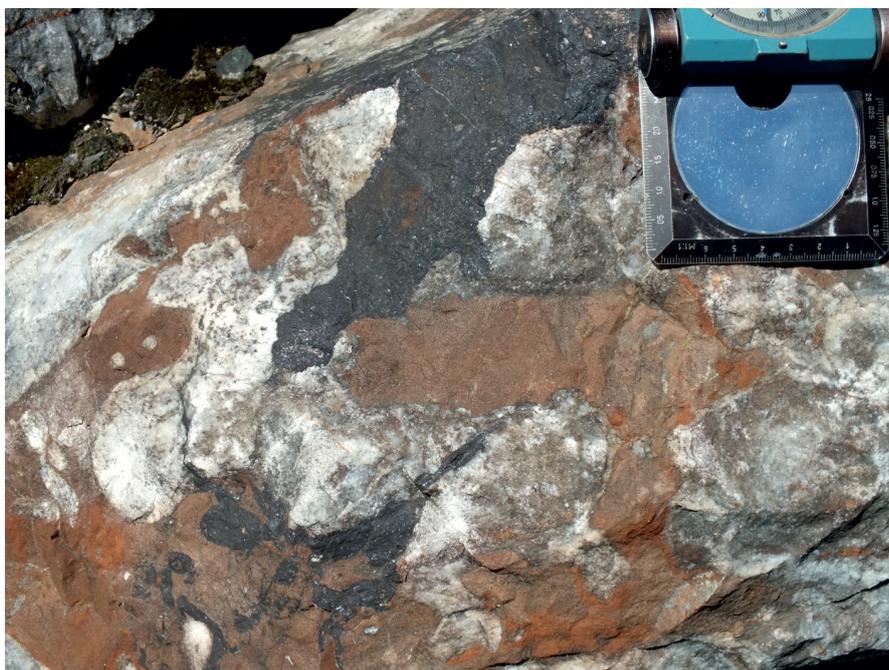


Рис. 6. Замещение (цементирование?) мраморизованного известняка сидеритом и магнетитом. Суходойское месторождение.

Fig. 6. The replacement (cementation?) of marmorized limestone, by siderite and magnetite. Sukhodoiskoe deposit.

Признаки скарновой минерализации также не наблюдались. Магнетит-хлорит-тремолитовые метасоматиты, развивающиеся по долеритам над руд-

ным телом в ядре куполовидной структуры (см. рис. 3), по нашему мнению, образовались в результате пострудной гидротермальной проработки, ши-

роко проявившейся также и на Первом Северном месторождении.

На Пещерном месторождении, как и на Суходойском, присутствуют массивные и брекчиевидные известняки, в последних матрикс замещается (цементируется?) сидеритом. Магнетитовая минерализация здесь приурочена к амфиболизированным вулканокластитам базальтового состава, переслаивающимся с известняками. Магнетит образует неравномерную вкрапленность, шлировидные и пластообразные тела среди вулканокластитов. Оролы контактово-термального метаморфизма имеют ограниченное распространение и представлены минерализацией амфибола, клинопироксена, эпидота и граната.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, анализ материалов геологоразведочных работ и собственные полевые наблюдения позволяют сделать некоторые выводы об особенностях локализации железных руд Первого Северного узла. Во-первых, рудные тела имеют карбонатно-магнетитовый, магнетитовый состав и локализуются чаще всего среди известняков, реже – среди вулканокластитов. Форма тел преимущественно линзовидная, пластообразная, границы четкие, волнистые. Иногда наблюдаются признаки замещения (цементирования?) обломочных известняков магнетитом (см. рис. 5). Во-вторых, вблизи рудных тел чаще всего не видны признаки скарно-вой минерализации (за исключением описанных выше случаев). В-третьих, магнетитовые тела в известняках обычно окружены сидеритовыми штокверками (Первый Северный рудник), в других случаях (Суходойское месторождение) формируются пятнистые пирит-сидерит-магнетитовые породы (см. рис. 6).

Описания из геологических отчетов и наши полевые наблюдения позволяют говорить о своеобразии железорудных объектов Первого Северного рудного узла. Они заметно отличаются от типичных скарно-магнетитовых месторождений Урала, пространственно ассоциирующих с интрузиями гранитоидов [Баклаев, 1973; Овчинников, 1998]. Прежде всего, бросается в глаза отсутствие или крайне незначительное распространение скарнов. Вопрос о генезисе железных руд нуждается в дальнейшем исследовании, пока же, в качестве рабочей гипотезы, можно предположить, что указанные месторождения формировались в тесной связи с накоплением вмещающих их вулканогенно-осадочных образований. Типичными объектами такого типа считаются месторождение Западный Каражал в Казахстане, группа месторождений в Рейнских сланцевых горах (Германия).

Западно-Каражалское месторождение находится в Атасуйском рудном районе, в Карагандин-

ской области Центрального Казахстана [Сапожников, 1963; Рудные месторождения СССР, 1978]. Разрез представлен углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми известняками с прослоями и линзами кремнистых пород, базальтов, их туфов (лавокластитов?) и лавобрекчий верхнего девона–нижнего карбона, с пластами и линзами магнетитовых, гематитовых и марганцевых руд. Присутствуют также дайки порфиroidных диоритов. Главная рудная залежь образует пластообразное тело, согласно залегающее с вмещающими породами; оно прослеживается по простиранию на 6.5 км и по падению – на 800 м. Мощность залежи в среднем 20–40 м. Рудный пласт залегаёт между углито-кремнистыми известняками с прослоями яшм в лежащем боку и известняками с прослоями яшмовидных пород – висячем. В нижней части рудной залежи развиты гематитовые руды, в средней – преимущественно магнетитовые, в верхней – бедные гематитовые марганцевые руды. В основании магнетит-гематитовой залежи прослеживается тонкий марганцеворудный пласт. Главные рудные минералы – гематит и магнетит, второстепенные – сидерит, барит, пирит, в небольших количествах встречаются арсенипирит, халькопирит, сфалерит, галенит. В балансовых железных рудах средние содержания, в мас. %: Fe – 55.6, MnO – 0.46, SiO₂ – 12.4, S – 0.6, P – 0.03. Запасы железных руд (первоначальные) по категориям А + В + С₁ = 310 млн т [Рудные месторождения СССР, 1978].

Железорудные месторождения Рейнских сланцевых гор приурочены к мульдам Лан и Дилль в северо-восточной части Гессенского синклинория [Формозова, 1963; Осадкообразование..., 1968; Саркисян и др., 1984]. Рудовмещающая известняково-вулканогенная формация имеет площадное распространение на поверхности около 6000 км², а под перекрывающими нижнекаменноугольными образованиями – в несколько раз больше [Формозова, 1963]. Нижняя возрастная граница формации варьирует от эмса до середины живета, подстилающими являются глинисто-сланцевые образования нижнего девона. В состав рудовмещающей толщи входят вулканогенные породы – дациты и трахиты (“кератофиры”, по [Формозова, 1963]), базальты и долериты, известковые туфы (возможно, лаво- и гиалокластиты?) основного состава (“шальштейны”), известняки, глинистые и кремнистые сланцы; широко распространены силлы и дайки долеритов (рис. 7).

Рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму, чаще всего они приурочены к границе шальштейнов и известняков среднего девона. Руды состоят главным образом из магнетита и гематита, в качестве второстепенных минералов отмечаются сидерит, пирит, хлорит, кальцит. Наблюдается развитие гематита по раннему магнетиту и пирит-

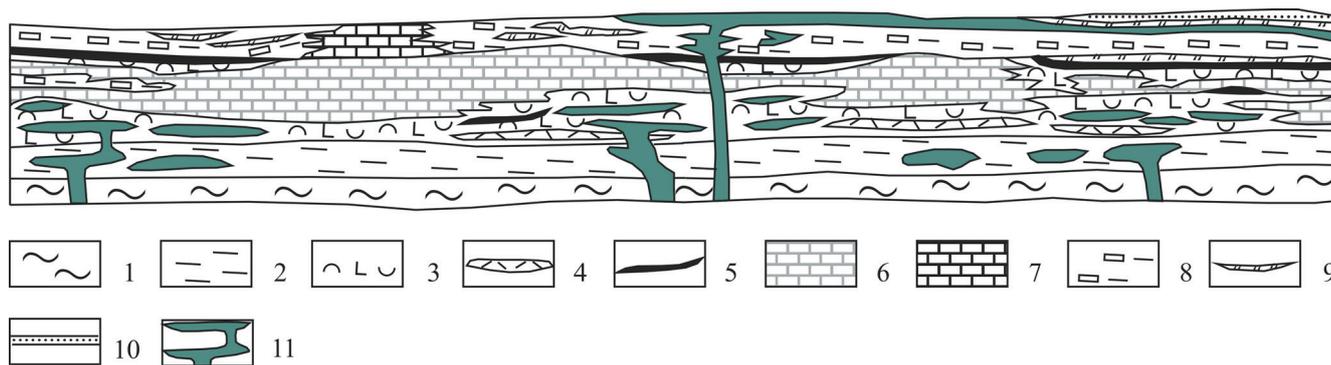


Рис. 7. Схематический фациальный профиль девонских образований в восточной части мульды Лан, по [Kegel, 1923].

1 – нижнедевонские сланцы; 2–6 – средний девон: 2 – глинистые сланцы с прослоями и конкрециями известняков, 3 – известковые туфы основного состава (“шалштейны”), 4 – дациты и трахиты (“кератофиры”), 5 – рудные тела, 6 – слоистые (глубоководные) известняки; 7–9 – верхний девон: 7 – рифогенные известняки, 8 – известковые сланцы, 9 – кремнистые сланцы; 10 – граувакки и алеролиты нижнего карбона (“кульм”); 11 – долериты.

Fig. 7. Schematic facies profile of Devonian formations in the Eastern part of the Lan depression, according to [Kegel, 1923].

1 – Lower Devonian shales; 2–6 – Middle Devonian: 2 – shales with interbeds and nodules of limestone, 3 – calcareous tuffs of basic composition (“shalstein”), 4 – dacites and trachytes (“keratophyre”), 5 – the ore body, 6 – layered (deep-water) limestones; 7–9 – Upper Devonian: 7 – reef limestones, 8 – calcareous shale, 9 – siliceous shales; 10 – greywackes and siltstones of the Lower Carboniferous (“Kulm”); 11 – dolerites.

ту, а также наличие рудных тел различного состава в разных частях мульды – существенно сидеритовых, сидерит-магнетитовых, пирит-магнетитовых, магнетит-гематитовых, кальцит-гематитовых, гематитовых. В. Кегель [1923], детально изучавший месторождения, описывает следующую последовательность кристаллизации рудных минералов (от более ранних к поздним): пирит–сидерит–магнетит–гематит; при этом контактово-термальное и гидротермально-метасоматическое влияние даек и силлов долеритов на состав и строение рудных тел, по мнению исследователя, было минимальным. Состав руд в различных месторождениях сильно варьирует, содержание Fe колеблется от 20–26% в окисно-карбонатных рудах до 50–53% (до 61%) в магнетитовых рудах.

Л.Н. Формозова [Осадкообразование..., 1968] отмечает, что месторождения типа Лан-Дилль широко распространены не только в Рейнских горах, но и в Динаридах, в горном Алтае и других регионах. По ее мнению, “...рудноносными являются вулканогенно-карбонатные формации, связанные с подводным вулканизмом спилито-кератофирового состава.... Наиболее богатые железные руды этой группы формаций связаны с основным и средним вулканизмом.... Среди пород вулканогенно-карбонатной группы формаций всегда присутствуют яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы и кремнистые известняки.... Рудное вещество отлагалось или на склонах подводных вулканических построек, или в западинах дна, лишенных придонных течений и волнений. Западины релье-

фа, благоприятные для образования руд, не всегда были глубоководными. Рудные залежи формировались и в мелководных лагунах, отгороженных от моря коралловыми рифами...” [Осадкообразование..., 1968, с. 121-122].

По данным исследования современных подводных гидротермальных процессов (например, [Бутузова, 1969]), железо поступает на придонную поверхность в двухвалентной форме, главным образом в виде гидрокарбонатов. При смешивании с морской водой железо быстро переходит в трехвалентную форму и оседает на дно в виде гелевидных хлопьев гидроокиси и ржаво-бурого тонкого железистого ила. В fumarольных полях присутствует большое количество источников сероводорода, который, просачиваясь через железистый ил, восстанавливает железо, что приводит к образованию сульфидов, карбонатов и разнообразных окисных и закисных минералов. “Конкретное соотношение минералогических форм в осадке является функцией многих факторов: рН среды, количества и состава вулканических газов, концентрации сероводорода, скорости накопления осадка и, наконец, времени его существования” [Бутузова, 1969, с. 67].

Касаясь интерпретации вероятных обстановок образования гидротермальных железных руд, можно отметить, что формирование тех или иных рудных минералов зависит от многих параметров. Так, при рН = 4.5 уменьшение активности (а) серы (H₂S) в гидротермальном растворе приводит к уменьшению минимальной температуры поля устойчивости магнетита с 300 до 200°C (по [Davidson, 1992]). Су-

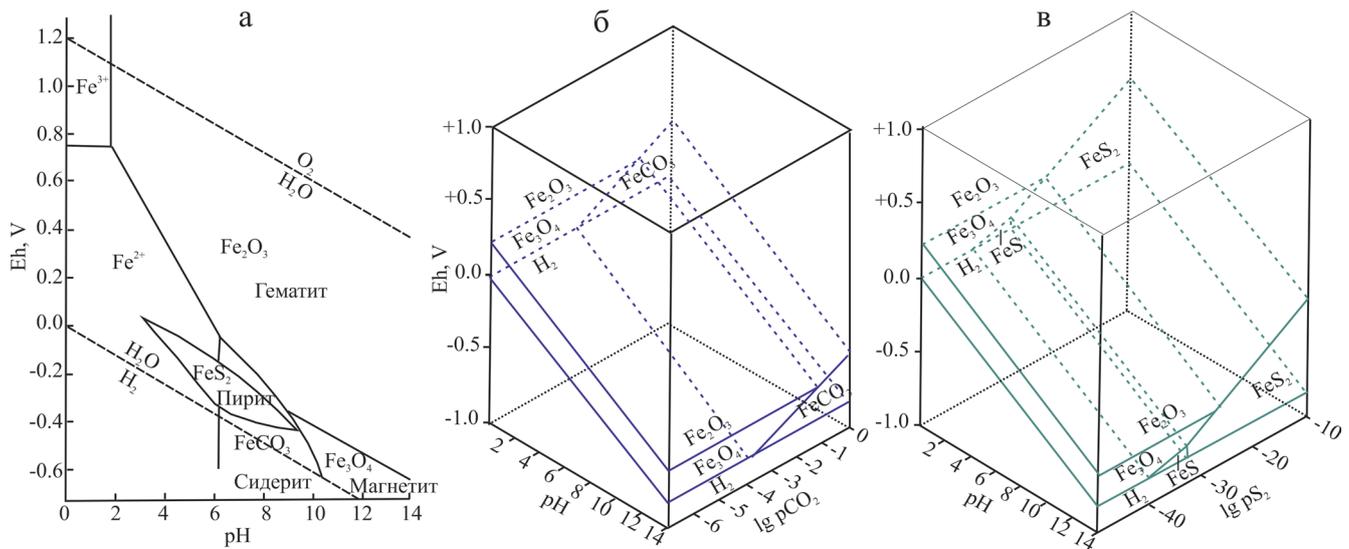


Рис. 8. Поля стабильности минералов железа на диаграммах Eh–pH (а) (по [Tucker, 2009]), Eh–lg pCO₂ (б) Eh–lg pS₂ (в) (по [Garrels, Christ, 1965]) при 25° С и 1 атм общего давления в присутствии воды.

Fig. 8. Stability fields of iron minerals in the diagram Eh–pH (а) (by [Garrels, Christ, 1965]), Eh–lg pCO₂ (б), Eh–lg pS₂ (в) (by [Garrels, Christ, 1965]) at 25° C and 1 atm of total pressure in the presence of water.

щественное значение для кристаллизации магнетита имеют окислительно-восстановительный потенциал (Eh), а также концентрации CO₂ и S во флюидах (рис. 8). При высоких содержаниях углекислоты, при прочих равных условиях будет кристаллизоваться сидерит, а поступление сернистых флюидов приведет к образованию пирита и пирротина. В приповерхностных обстановках (при $T = 25^{\circ}\text{C}$) магнетит устойчив при низком Eh (<0.3) и высоком pH (> 9), что соответствует восстановительной щелочной среде. М.Е. Такер [Tucker, 2009] считает, что подобные обстановки могли возникнуть при диагенезе осадков, в условиях дефицита кислорода и участия восстановительных флюидов.

В настоящее время рассматривается несколько моделей формирования вулканогенно-осадочных месторождений железа. Первая, эксгалационно-осадочная, модель предусматривает осаждение рудных минералов из гелей и золь на морском дне с последующим преобразованием осадков в процессе диагенеза и фильтрации различных растворов [Kegel, 1923; Формозова, 1963; Осадкообразование..., 1968; Саркисян и др., 1984; Tucker, 2009]. Предполагается, что рудное вещество поступает на поверхность с гидротермальными растворами, сопровождающими вулканическую деятельность.

Последователи другой модели обосновывают образование железных руд района Лан-Дилль в процессе подводного преобразования (гальмиролиза при участии изливающихся на дно синвулканических гидротерм) базальтовых вулканокластиков и окончательной переработки последних в процессе диагенеза [Hümmel, 1922; Hentschel, 1960;

Rösler, 1964; Flick et al., 1990]. Большой вклад в изучение процессов формирования железных (в том числе магнетитовых) руд по гялокластитам в процессе гальмиролиза внес В.В. Масленников [Масленников, 1999, 2004; Аюпова, Масленников, 2005; Maslennikov et al., 2012; и др.]. Еще раньше на важность процесса подводного выветривания базальтов для формирования железорудных и колчеданных залежей на Урале обращал внимание А.В. Пуркин [Пуркин, Денисова, 1987]. В.В. Масленниковым [1999] на основе изучения особенностей продуктов гальмиролиза гялокластитов базальтового, андезитового, риолитового и смешанного состава в присутствии сульфидов железа и карбонатных минералов было показано, что магнетитовые продукты гальмиролиза (рис. 9) формируются в больших количествах в присутствии базальтов, пирита и кальцита (известняков). В небольших количествах магнетитовая минерализация сопровождается гальмиролизом при наличии кислых вулканитов, сульфидов железа и известняков, а также базальтов, риолитов и пирита (стекла и вулканиты кислого состава увеличивают поле устойчивости гематита). Эмпирически установленная закономерность локализации тех или иных продуктов гальмиролиза в зависимости от состава горных пород, подвергающихся подводному выветриванию, была объяснена В.В. Масленниковым различием электрохимического потенциала различных компонентов. В частности, наименьшим значением электрохимического потенциала (и максимальной основностью) обладают углеродистое вещество, кальцит (известняк) и базальты, максимальным – кварц, пирит и

серная кислота. Таким образом, формирование значительных магнетитовых залежей возможно лишь при участии компонентов, обладающих минимальными значениями электрохимического потенциала, – базальтов и известняков.

Вероятным представляется также участие в формировании магнетитовых и сидеритовых залежей термофильных железоредуцирующих бактерий (которые, в частности, активно участвуют в разложении вулканического стекла в подводных условиях) [Бабанин и др., 1998; Заварзина, 2004]. Сидеритовые руды крупного Бакальского месторождения на Южном Урале образовались, по мнению ряда специалистов [Крупенин, 1999; Кузнецов и др., 2005; Prochaska, Krupenin, 2013], гидротермально-метасоматическим путем при просачивании железистых растворов, возникших в процессе катагенеза при уплотнении песчано-глинистых толщ и дегидратации глинистых минералов, в карбонатные резервуары.

ВЫВОДЫ

Изложенные данные, на наш взгляд, свидетельствуют о формировании железорудных залежей Первого Северного узла в процессе накопления вулкано-генных и карбонатных отложений и последующего преобразования, вероятно, при участии синвулканических и катагенетических (диагенетических?) растворов. Сейчас пока сложно определить, какому из рудообразующих процессов (эксталяционно-осадочному, гальмиролизу, катагенетическим и диагенетическим преобразованиям, деятельности железоредуцирующих бактерий и др.) принадлежала ведущая роль в формировании рудных скоплений, это задача будущих исследований. Тем не менее переход от “скарновой” модели к “вулкано-генно-осадочной” имеет большое значение для прогнозирования новых железорудных месторождений. Ранее при определении потенциально рудоносных площадей исследователи исходили из постулата о приуроченности магнетитовых залежей к крупным телам габбро-долеритов ивдельского комплекса, прорывающих девонские вулкано-генно-осадочные образования. Соответственно, перспективными считались районы с большим количеством габбро-долеритовых интрузий (см., например [Основные черты..., 2010]). Если считать руды “вулкано-генно-осадочными”, при прогнозировании новых перспективных районов следует в первую очередь искать палеобассейны с подводным преимущественно базальтовым вулканизмом и карбонатной, терригенно-карбонатной и кремнисто-карбонатной седиментацией.

При проведении поисковых и геологоразведочных работ специалисты использовали два главных критерия [Усенко, 1957; Шевалдин, 1962].

1. Рудные залежи приурочены к контакту долеритов (габбро-долеритов) и известняков, реже

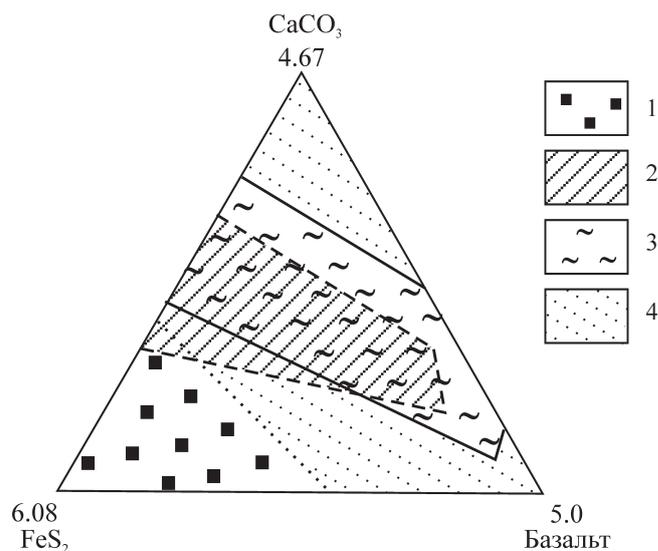


Рис. 9. Диаграмма устойчивости продуктов гальмиролиза в зависимости от состава исходных компонентов в присутствии пресной воды, по [Масленников, 1999].

Цифры – химические потенциалы электрона в Эв, по [Ракчеев, 1989]. 1–4 – продукты гальмиролиза: 1 – пирит-кварцевые, 2 – гематитовые, 3 – магнетитовые, 4 – прочие.

Fig. 9. Diagram of stability of products of halmyrolysis depending on the composition of the starting components in the presence of water, according to [Maslennikov, 1999].

Figures – chemical potentials of the electron in eV [Rakcheev, 1989]. 1–4 – products of halmyrolysis: 1 – pyrite-quartz, 2 – hematite, 3 – magnetite, 4 – other.

вулкано-генно-осадочных пород. Особенно перспективными считались ядра антиклинальных складок, сложенные известняками и перекрытые силлами долеритов.

2. Главным рудным минералом является магнетит, что позволяет широко использовать данные магниторазведки, т. е. один из главных методов поисков – разбуривание магнитных аномалий.

Необходимо отметить, что такой подход дал свои результаты: были открыты, разведаны и отработаны три промышленных месторождения, обнаружено несколько рудопроявлений [Усенко, 1957ф; Шевалдин, 1962ф]. К сожалению, в настоящее время указанный подход себя исчерпал – почти все более и менее значительные магнитные аномалии разбурены и ожидать существенного увеличения ресурсного потенциала сложно. Если же обратиться к “вулкано-генно-осадочной” модели, то взгляд на перспективы рудоносности Первого Северного узла будет не столь пессимистичным. Во-первых, следует отказаться от “привязки” рудных тел к габбро-долеритовым массивам. Главным инструментом для поисков новых залежей должен

стать фациальный анализ, который позволит выделить участки распространения вулканогенных и осадочных образований, наиболее благоприятных для локализации железных руд. Важно также обратить внимание на поиск потенциальных рудовмещающих палеодепрессий. Во-вторых, если принять во внимание минеральный состав месторождений-аналогов (Западно-Каражальского, Лан-Дилль), то следует предположить вероятность присутствия гематитовых руд, которые не вызывают значимых аномалий магнитного поля. Таким образом, потенциальные железорудные месторождения в Ивдельском районе не обязательно будут сопровождаться магнитными аномалиями, а запасы гематитовых руд должны быть сопоставимыми или большими по сравнению с магнетитовыми.

“Вулканогенно-осадочные” месторождения Первого Северного железорудного узла вряд ли являются уникальными образованиями для Урала. Участие вулканогенно-осадочных процессов в формировании железорудных залежей ранее было обосновано для Гороблагодатского и Естюнинского месторождений на Среднем Урале [Кузнецов, 2001; Рудницкий, Кузнецов, 2014]; считается, что стратиформные рудные тела были впоследствии преобразованы скарновым процессом, связанным с внедрением сиенитовых интрузий. На присутствие вулканогенно-осадочных залежей на Урале и в Тургайском прогибе указывали Н.М. Беляшов [1978], Я.Н. Белевцев [Белевцев и др., 1982], А.М. Дымкин [Главные..., 1990] и другие исследователи. Ведущая роль процессов гальмиролиза и микробальной переработки гиалокластитов в формировании кремнисто-железистых отложений и окисных железных руд в районах древнего подводного вулканизма подчеркивалась В.В. Масленниковым с соавторами.

Автор искренне благодарен А.В. Маслову, В.В. Масленникову, Е.С. Контарю и М.Т. Крупенину за обсуждение проблем, полезные критические замечания и рекомендации.

Исследования частично выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 Государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аюпова Н.Р., Масленников В.В. (2005) Роль гальмиролиза в накоплении железа и марганца. *Рудные месторождения: вопросы происхождения и эволюции. Мат-лы IV Уральского минералогического совещания*. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 52-54.
- Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Верховцева Н.В., Шипилин А.М. (1998) О биогенном происхождении магнетита и грейгита в осадках водоемов и в почвах. *Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика, Астрономия*, (6), 36-40.
- Баклаев Я.П. (1973) Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). М.: Наука, 231 с.
- Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Гончарук А.Ф. (1982) Вулканогенно-осадочные железорудные месторождения складчатых областей. Киев: Наук. Думка, 188 с.
- Беляшов Н.М. (1978) Полигенные месторождения магнетитовых руд в Тургае. *Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук*. М.: ВИМС, 41 с.
- Бутузова Г.Ю. (1969) Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 115 с.
- Геология СССР. (1973) Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Полезные ископаемые. М.: Недра, 632 с.
- Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. (1990) М.: Наука, 269 с.
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб: ВСЕГЕИ, 380 с.
- Заварзина Д.Г. (2004) Образование магнетита и сидерита термофильными железоредуцирующими бактериями. *Палеонтол. журн.*, (6), 3-8.
- Крупенин М.Т. (1999) Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В., Горюхов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. (2005) Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст. *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 1-22.
- Кузнецов А.Ж. (2001) Ритмично-слоистые магнетитовые руды Гороблагодатского магнетитового месторождения на Среднем Урале. *Изв. Уральского гос. горн. ун-та*, 13, 140-142.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 348 с.
- Масленников В.В. (2004) Гальмиролиз и железнакопление. *Международная научная горно-геологическая конференция “Топорковские чтения”*, вып. VI, г. Рудный, 33-45.
- Овчинников Л.Н. (1998) Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 412 с.
- Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. Полезные ископаемые (железные и марганцевые руды, фосфориты и бокситы). (1968) М.: Наука, 351 с.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. (2010) СПб: ВСЕГЕИ, 274 с.
- Пуркин А.В., Денисова Т.А. (1987) Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 190 с.
- Ракчеев А.Д. (1989) Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. Справочник. М.: Недра, 230 с.
- Рудницкий В.Ф., Кузнецов А.Ж. (2014) О способах отложения руд Естюнинского скарново-магнетитового

- месторождения на Среднем Урале. *Металлогения древних и современных океанов-2014*. Миасс: ИМин УрО РАН, 91-94.
- Рудные месторождения СССР. (1978) Т. 1. М.: Недра, 352 с.
- Сапожников Д.Г. (1963) Караджальские железо-марганцевые месторождения. М.: Наука, 196 с.
- Саркисян С.Ш., Святловский А.Е., Брызгалина С.П. (1984) Геологические основы вулканогенного рудообразования. М.: Недра, 237 с.
- Усенко А.И. (1957) Геологический отчет с подсчетом запасов по Суходойскому, Восточному Суходойскому, Тыньинскому, Северо-Казанскому и Южно-Казанскому участкам Первого Северного месторождения по состоянию разведанности на 1-е мая 1957 г. МЧМ СССР, трест "Уралчерметразведка", Северная комплексная ГРП. (Не опубликовано)
- Усенко А.И., Семерун А.К. (1956) Геологический отчет с подсчетом запасов железных руд месторождения Первый Северный рудник (Ивдельский район Свердловской области). МЧМ СССР, трест "Уралчерметразведка". (Не опубликовано)
- Формозова Л.Н. (1963) Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. *Вулканогенно-осадочные и терригенные формации*. М.: Наука, 161-208.
- Шевалдин А.И. (1962) Отчет по результатам геолого-поисковых и разведочных работ, проведенных в районе Первого Северного месторождения за 1957–1961 гг. Главгеология РСФСР, Уральское геологическое управление, Северная экспедиция, пос. Первый Северный. (Не опубликовано)
- Шилов В.А., Топорков В.Я., Ульянова В.П., Никулина Г.С. (1989) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Средне-Уральская. Лист Р-41-XXV (Ивдель). Свердловск: ПГО Уралгеология, 227 с.
- Davidson G.J. (1992) Hydrothermal Geochemistry and Ore Genesis of Sea-Floor Volcanogenic Copper-Bearing Oxide Ores. *Econ. Geol.*, **87**, 889-912.
- Flick H., Nesbor H.D., Behnisch R. (1990) Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gännsberg (Weilburg). *Geol. Rundschau*, **79**(2), 401-415.
- Garrels R., Christ Ch.L. (1965) Solutions, Minerals and Equilibria. N.Y.: Harper & Row, 450 p.
- Hentschel H. (1960) Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. *Freib. Forschungsh.*, **79**, 82-105.
- Hümmel K., (1922) Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **13**, 40-81.
- Kegel W. (1923) Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. *Z. Prakt. Geol.*, **31**(1-2), 20-29.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganese haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, **47**, 5-41.
- Prochaska W., Krupenin M. (2013) Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals – evidence of inclusion fluid chemistry. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 53-65.
- Rösler H.J. (1964) Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus. *Ber. Geol. Des. DDR*, **9**, 445-454.
- Tucker M.E. (2009) Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. London: John Wiley & Sons, 272 p.

REFERENCES

- Ayupova N.R., Maslennikov V.V. (2005) The Role of halmyrolysis in the accumulation of iron and manganese. *Rudnye mestorozhdeniya: voprosy proiskhozhdeniya i evolutsii*. Materialy IV Ural'skogo mineralogicheskogo soveshchaniya [Ore deposits: issues of origin and evolution. Proc. IV-th Ural mineralogical meeting]. Miass, IMin UrO RAN, 52-54. (In Russian)
- Babanin V.F., Trukhin V.I., Verkhovtseva N.V., Shipilin A.M. (1998) On the biogenic origin of magnetite and greigite in the sediments of ponds and in soils. *Vestn. Mosc. Univ. Ser. 3. Fizika, Astronomiya*, (6), 36-40. (In Russian)
- Baklaev Ya.P. (1973) Kontaktovo-metasomaticheskie mestorozhdeniya zheleza i medi na Urale (zakonomernosti ikh razmeshcheniya i lokalizatsii) [Contact-metasomatic deposits of iron and copper in the Urals (the laws of their location and localization)]. Moscow, Nauka Publ., 231 p. (In Russian)
- Belevtsev Ya.N., Bukharev V.P., Goncharuk A.F. (1982) Vulkanogenno-osadochnye zhelezorudnye mestorozhdeniya sklachatykh oblastei [Volcanogenic-sedimentary iron ore deposits of folded regions]. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 188 p. (In Russian)
- Belyashov N.M. (1978) *Poligennye mestorozhdeniya magnetitovykh rud v Turgae*. Avtoreferat diss. ... d-ra geol.-min. nauk [Polygenic deposits of magnetite ores in Turgay. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, VIMS, 41 p. (In Russian)
- Butuzova G.Y. (1969) *Sovremennyyi vulkanogenno-osadochnyyi zhelezorudnyy process v kal'dere vulkana Santorin (Egeiskoe more) i ego vliyanie na geokhimiyyu osadkov* [The Modern volcanogenic-sedimentary iron-ore process in the Caldera of Santorini volcano (Aegean sea) and its impact on the Geochemistry of sediments]. Moscow, Nauka Publ., 115 p.
- Davidson G.J. (1992) Hydrothermal Geochemistry and Ore Genesis of Sea-Floor Volcanogenic Copper-Bearing Oxide Ores. *Econ. Geol.*, **87**, 889-912.
- Flick H., Nesbor H.D., Behnisch R. (1990) Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gännsberg (Weilburg). *Geol. Rundschau*, **79**(2), 401-415.
- Formozova L.N. (1963) Exhalative-sedimentary iron ore deposits of the type of Lahn-Dill and geological environment of their formation *Vulkanogenno-osadochnye i terri-gennye formatsii*. [Volcanogenic-sedimentary and terrigenous formations] Moscow, Nauka Publ., 161-208. (In Russian)
- Garrels R., Christ Ch.L. (1965) Solutions, Minerals and Equilibria. N.Y.: Harper & Row, 450 p.
- Geologiya SSSR, T. XII. Permskaya, Sverdlovskaya, Chelyabinskaya i Kurganskaya oblasti. Poleznye iskopaemye* [Geologia of the USSR, V. XII. Perm, Sverdlovsk, Chelyabinsk i Kurgan districts. Mineral deposits]. (1973) Moscow, Nedra Publ., 632 p. (In Russian)
- Glavnye rudnye geologo-geokhimicheskie sistemy Urala* [The main geology-geochemistry ore systems of the Urals (1990). Moscow, Nauka Publ., 269 p. (In Russian)

- Hentschel H. (1960) Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. *Freib. Forschungh.*, **79**, 82-105. (In German)
- Hümmel K., (1922) Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **13**, 40-81. (In German)
- Kegel W. (1923) Zur Kenntnis der devonischen bisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. *Z. prakt. Geol.*, **31**, (1-2), 20-29. (In German)
- Krupenin M.T. (1999) *Usloviya formirovaniya sideritonochnoi bakal'skoi svity nizhnego rifea (Yuzhnyi Ural)*. [The requirements of siderite-bearing formation in Bakal'skaya Formation of Lower Riphean (the Southern Urals)]. Ekaterinburg, UB of RAS, 256 p. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Maslov A.V., Kaurova O.K., Elmis R. (2005) The Formation and transformation of carbonate rocks and siderite ores of the Bakal'skaya Formation of Lower Riphean (the Southern Urals): Sr isotopic characteristics and Pb-Pb age. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 1-22. (In Russian)
- Kuznetsov A.Zh. (2001) Rhythmically-laminated magnetite ore Goroblagodatskoe magnetite Deposit, Middle Urals. *Izvestiya UGGI*, **13**, 140-142. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (1999) *Sedimentogenez, gal'miroliiz i ekologiya kolchedanonosnykh paleogidrotermalnykh polei (na primere Yuzhnogo Urala)* [Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology pyrite paleogeothermal fields (on the example of the Southern Urals)]. Miass, Geotur Publ., 348 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (2004) Halmyrolysis and ferro-accumulation. *Mezhdunarodnaya nauchnaya gorno-geologicheskaya konferentsiya "Toporkovskie chteniya", vyp. VI* [International scientific geological conference "Toporov reading", iss. VI]. Rudny, 33-45. (In Russian)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganeseiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, **47**, 5-41.
- Ovchinnikov L.N. (1998) *Poleznye iskopaemye i metallogeniya Urala* [Minerals and metallogeny of the Urals]. Moscow, "Geoinformmark" Publ., 412 p. (In Russian)
- Osadkoobrazovanie i poleznye iskopaemye vulkanicheskikh oblastei proshlogo T. II. Poleznye iskopaemye (zheleznye i margantsevye rudy, fosfority i boxity)* [Sedimentation and minerals of volcanic areas of the past V. II. Minerals (iron and manganese ores, phosphorites, and bauxites)]. (1968) Moscow, Nauka Publ., 351 p. (In Russian)
- Osnovnye cherty geologicheskogo stroeniya i mineralno-syr'evoi potentsial Severnogo, Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala* [The main features of the geological structure and mineral potential of the Northern, polar and Polar Urals] (2010). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 274 p. (In Russian)
- Prochaska W., Krupenin M. (2013) Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals – evidence of inclusion fluid chemistry. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 53-65.
- Purkin A.V., Denisova T.A. (1987) *Geologicheskii kriterii prognozirovaniya i poiskov na Urale skrytykh stratiformnykh mednokolchedannykh mestorozhdenii, sformirovannykh po produktam submarinnogo vyvetrivaniya bazal'tov* [Geological criteria for prediction and search in the Urals for hidden stratiform copper-plated deposits, formed by the products of submarine weathering of basalts]. Sverdlovsk, Uralgeologia Publ., 190 p. (In Russian)
- Rakcheev A.D. (1989) *Novye fiziko-khimicheskie metody izucheniya mineralov, gornykh porod i rud. Spravochnik* [New physical and chemical methods of studying minerals, rocks and ores. Handbook]. Moscow, Nedra Publ., 230 p. (In Russian)
- Rösler H.J. (1964) Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus. *Ber. Geol. Des. DDR*, **9**, 445-454. (In German)
- Rudnitskii V.F., Kuznetsov A.Zh. (2014) About the way of ore precipitation of Estuninskoye skarn-magnetite ore deposit in the Middle Urals. *Metallogeniya drevnykh i sovremennykh okeanov-2014* [Metallogeny of ancient and modern oceans – 2014]. Miass, IMin UB RAN, 91-94. (In Russian)
- Rudnye mestorozhdeniya SSSR* [Ore deposits of the USSR] (1978). V. 1. Moscow, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Sapozhnikov D.G. (1963) *Karadzhal'skie zhelezo-margantsevye mestorozhdeniya* [Karajal iron-manganese deposits]. Moscow, Nauka Publ., 196 p. (In Russian)
- Sarkisyan S.Sh., Svyatlovskii A.E., Bryzgalina S.P. (1984) *Geologicheskii osnovy vulkanogennogo rudobrazovaniya*. Geological foundations of ore formation. Moscow, Nedra Publ., 237 p. (In Russian)
- Shevaldin A.I. (1962) Report on the results of geological prospecting and exploration carried out in the area of the Pervy Severny mine for 1957–1961. Glavgeologiya RSFSR, Ural Geological Administration, Northern Expedition, Pervy Severny settlement. (In Russian, unpublished)
- Shilov V.A., Toporkov V.Ya., Ul'yanova V.P., Nickulina G.S. (1989) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Sredne-Uralskaya. List P-41-XXV (Ivdel') [State geological map of the USSR scale 1 : 200 000. A Series of Middle-Urals. Sheet P-41-XXV (Ivdel')]. Sverdlovsk, PGO Uralgeologiya, 227 p. (In Russian)
- Tucker M.E. (2009) *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. London: John Wiley & Sons, 272 p.
- Usenko A.I. (1957) Geological report with reserves calculation for the Sukhodoisky, East Sukhodsky, Tynja, North-Kazan and South-Kazan districts of the Pervy Severny mine as explored on May 1, 1957. USSR Ministry of Black metals, trust "Uralchermetrazvedka", Severnyaya complex geological-prospecting team. (In Russian, unpublished)
- Usenko A.I., Semerun A.K. (1956) Geological report on the calculation of iron ore reserves at the Pervy Severny mine (Ivdel district, Sverdlovsk region). USSR Ministry of Black metals, trust "Uralchermetrazvedka", Severnyaya complex geological-prospecting team. (In Russian, unpublished)
- Zavarzina D.G. (2004) Formation of magnetite and siderite by thermophilic iron-reducing bacteria. *Paleontol. Zh.*, (6), 3-8. (In Russian)
- Zhdanov A.V. (2009) *Legenda Ural'skoi serii listov Gosgeokarty-1000/3 (aktualizirovannaya versia)* [The legend of the Ural series of sheets of the state geological map-1000/3 (updated version)]. St.Petersburg, VSEGEI, 380 p. (In Russian)

Источники благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе

© 2019 г. И. А. Богуш¹, В. И. Черкашин²

¹Новочеркасский политехнический институт, 346430, г. Новочеркасск,
ул. Просвещения, 132, e-mail: i_bogush@mail.ru

²Институт геологии Дагестанского научного центра РАН,
367030, Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. М. Ярагского 75, e-mail: dangeo@mail.ru

Поступила в редакцию 07.09.2018 г., принята к печати 26.11.2018 г.

Объект исследований. На Северном Кавказе выделены два первичных разновозрастных региональных источника благородных металлов: 1) каледонский – ультрабазиты Передового хребта (золото, платина палладий); 2) герцинский – медноколчеданные месторождения (золото) и черносланцевый тип (Au, Pt, Pd). Благородные металлы этих источников образуют крупные площадные скопления и рудные аномалии, представляющие поисковый интерес. *Материалы и методы.* Многолетние полевые геологические исследования, положенные в основу настоящей работы, заключались в детальном геологическом и минералогическом картировании девонских сланцев и вулканитов, а также ордовикских ультрабазитов Северного Кавказа. При этом составлялись карты, схемы и разрезы участков с рудной минерализацией с отбором литогеохимических, штупфных и бороздовых проб. Лабораторные исследования включали в себя изучение образцов и проб геохимическими, петрографическими, минераграфическими и физико-минералогическими методами. *Результаты.* Были установлены основные источники Au, Pt, Pd и генетические типы их месторождений; выделены четыре разновозрастные площадные геохимические аномалии (поля) с постоянным содержанием золота, платины и палладия в сумме не менее 1 г/т. *Практическое значение.* Сделан вывод о наличии крупномасштабных аномалий Au, Pt, Pd и выделена новая Северокавказская провинция благородных металлов.

Ключевые слова: Северный Кавказ, благородные металлы, золото, платина, палладий, площадные аномалии, металлогенический потенциал

Sources of noble metals (Au, Pt, Pd) in the North Caucasus

И'ya A. Bogush¹, Vasily I. Cherkashin²

¹Novocherkassk Polytechnic Institute, 132 Prosveshenay st., Novocherkassk, 346428 Russia,
e-mail: i_bogush@mail.ru

²Institute of Geology Dagestan Sc. Cenetr of RAS, 75 M. Yaragsky st., Makhachkala, 367030 Russia,
e-mail: dangeo@mail.ru

Received 07.09.2018, accepted 26.11.2018

Object of research. In the North Caucasus, two primary sources of precious metals of different ages were identified: 1) Caledonian – ultrabasites of the Advanced range (gold, palladium platinum); 2) Hercynian – copper-pyrite deposits (Au) and black-shale type (Au, Pt, Pd). Precious metals these sources form a large area of accumulation and ore anomalies that represent search interest. *Materials and methods.* Long-term field geological studies, which are the basis of this work, consisted in a detailed geological and mineralogical mapping of Devonian shale and volcanites, as well as Ordovician ultrabasites of the North Caucasus. It was compiled maps, charts, and sections of areas with ore mineralization litho-geochemical sampling and channel samples. Laboratory studies involved examination of specimens and samples geochemical, petrographic, physical and mineralogical methods. *Results.* The main sources of Au, Pt, Pd and genetic types of their deposits were identified; four different age areal geochemical anomalies (fields) with a constant content of gold, platinum and palladium in the amount of not less than 1ppm were identified. *Implication.* The conclusion about the presence of large-scale anomalies of Au, Pt, Pd was made and the new North Caucasus province of noble metals was distinguished.

Keywords: North Caucasus, noble metals, gold, platinum, palladium, areal anomalies, metallogenic potential

Для цитирования: Богуш И.А., Черкашин В.И. (2019) Источники благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе. *Литосфера*, 19(3), 465-471. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-465-471

For citation: Bogush I.A., Cherkashin V.I. (2019) Sources of noble metals (Au, Pt, Pd) in the North Caucasus. *Litosfera*, 19(3), 465-471. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-465-471

ВВЕДЕНИЕ

Освоение и изучение благородных металлов на Северном Кавказе началось в 30-е гг. прошлого столетия. В это время в регионе происходили поиски и старательская разработка россыпного золота в долинах рек Бол. и Мал. Лабы, Кубани, Урупа, Бескеса, Баксана. С открытием в 1950-х гг. Урупского медноколчеданного месторождения с золоторудной “железной шляпой”, которое до настоящего времени относится к числу золоторудных промышленных объектов и дает, наряду с медью, промышленное золото, Северный Кавказ становится признанной золоторудной провинцией, в пределах которой выявлены Чучкурское и Радужное месторождения золота сульфидного, кварцево-сульфидного типа. Длительное время основным направлением исследования благородных металлов Северного Кавказа было изучение исключительно золота кварцево-сульфидного типа, а большие территории распространения углеродсодержащих черносланцевых толщ и ультрамафитовые комплексы оставались за пределами внимания. Лишь с началом нашего столетия в комплексную проблему “благородные металлы” были включены золото, платина и палладий [Лазаренков и др., 1998; Богуш и др., 2010; 2016а, б; 2017; Парада и др., 2014; 2017]. Находки россыпных минералов [Богуш и др., 2010] всей платиновой группы в известных золоторудных районах Северного Кавказа способствовали поискам их первичных источников и значительно расширили потенциал региона на благороднометалльное оруденение.

Изучение рудной полосы Передового хребта Северного Кавказа (протяженностью более 200 км) позволило, установить основные источники Au, Pt, Pd и генетические типы их месторождений. Были выделены четыре разновозрастные крупные (10–100 км²) площадные геохимические аномалии (поля) с постоянным содержанием золота, платины и палладия в сумме не менее 1 г/т. Выделенные аномалии в известных рудных районах, хотя и имеют площадные размеры, но контуры их “открытого типа” не ограничены границами выклинивания аномальных содержаний металлов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу настоящей работы положены многолетние исследования металлогении, магматизма, петрологии, геохимии и геотектонической истории развития рудных районов фанерозойских территорий Северного Кавказа. Полевые геологические исследования заключались в детальном геологическом и минералогическом картировании девонских сланцев и вулканитов, а также ордовикских ультрабазитов Северного Кавказа. При этом составлялись

карты, схемы и разрезы участков с рудной минерализацией с отбором литогеохимических, штучных и бороздовых проб. Такая методика была применена ко всей 200-километровой полосе металлогенической зоны Передового хребта, в первую очередь в Урупо-Лабинском, Худесском и Кубанском рудных районах, с последующим обобщением данных о благородных металлах по всей выделенной перспективной полосе. Лабораторные исследования включали изучение образцов и проб геохимическими, петрографическими, минераграфическими и физико-минералогическими методами. В результате более чем 20-летних исследований были определены разновозрастные площадные геохимические аномалии золота, платины и палладия, начиная от каледонской и завершая альпийской металлогенической эпохой.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рудоносные каледонские ультрабазиты

Наиболее древние источники благородных металлов связаны с древнейшими магматическими комплексами Кавказа – ордовикскими ультрабазитами Передового хребта [Гончаров и др., 2007; Парада и др., 2014; Богуш и др., 2017]. Региональная полоса альпинотипных ультрабазитов проходит по северной границе Передового хребта и совпадает с глубинной Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоной. Возраст ультрабазитов определяется как нижнепалеозойский (450 ± 25 млн лет) [Плошко, 1986], они являются наиболее древними магматическими породами Северного Кавказа. Восточный фланг этой полосы ультрабазитов отмечен крупным Малкинским массивом, западный – Беденским массивом. Аномальные содержания благородных металлов (Pt, Pd, Au) обнаружены в продуктах выветривания обоих массивов [Лазаренков и др., 1998; Парада и др., 2014; Богуш, 2016а, б; Парада, 2017] с аномальными концентрациями [Богуш, 2016б], в сумме достигающими 1.0–1.5 г/т. Ультрабазиты Северного Кавказа являются первым и древнейшим каледонским источником благородных металлов в пределах зоны Передового хребта.

Благородные металлы в черных сланцах. Герциниды

Благороднометалльная минерализация ультрабазитов проявилась в окружающих девонских черных сланцах аспидной формации. Углеродсодержащие комплексы (филлиты) андрюкской и артыкчатской (бахмуткинской) свит (D₂gv-D₃fm) развиты вдоль всего Передового хребта и считаются потенциально рудоносными на платину (благородные металлы) в масштабе России [Гурская, 2000]. В мировой практике углеродсодержащие чернослан-

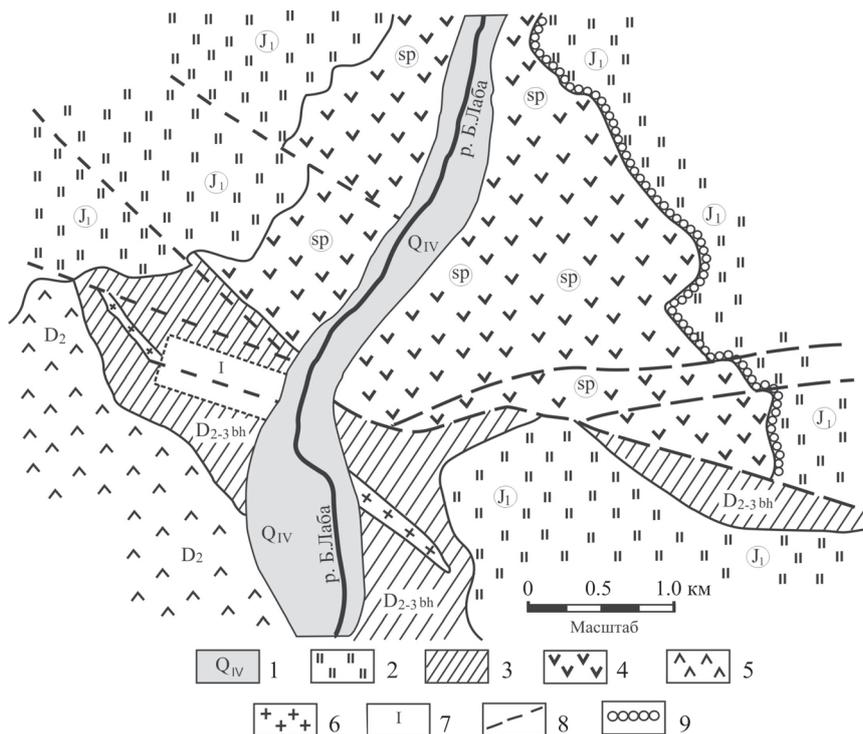


Рис. 1. Лабинский участок, Беденский массив ультрабазитов, рудная зона Грушовая (I), кора выветривания серпентинитов.

1 – аллювиальные отложения; 2 – песчаники нижней юры; 3 – черносланцевая толща (D₂₋₃bh – бахмуткинская свита); 4 – серпентиниты (sp); 5 – вулканиты; 6 – лейкократовые граниты; 7 – рудная зона; 8 – тектонические нарушения; 9 – юрский базальный горизонт и рудоносная кора выветривания серпентинитов.

Fig. 1. Labinsky area, Bedensky massif of ultrabasites, ore zone Grushovaya (I), weathering crust of serpentinites.

1 – alluvial deposits; 2 – sandstones of the Lower Jurassic; 3 – black-shale strata (D₂₋₃bh – Bakhmutkinskaya Formation); 4 – serpentinites (sp); 5 – volcanites; 6 – leucocratic granites; 7 – ore zone; 8 – tectonic disturbances; 9 – Jurassic basal horizon and ore-bearing crust of weathering of serpentinites.

цевые толщи являются одним из главных поставщиков благородных металлов, в том числе платины [Holland, 1979; Gurskaya, 1991; Гурская, 2000; Mao et al., 2002]. Аномально высокие концентрации благородных металлов нами выделены в сланцах на участке балки Грушовой Лабинского района (рис. 1) [Гончаров и др., 2007; Богуш и др., 2016а, 2017]. В зоне Грушовая на протяжении 1 км отобрано 28 бороздовых и штупфных проб в сланцах с рудной минерализацией (пирит, халькопирит, бравоит, пентландит, арсениды и антимониды никеля, сфалерит, галенит, арсенопирит, платина, золото).

Аномальные концентрации благородных металлов нами выделены в сланцах на участке балки Грушовой Лабинского района [Богуш и др., 2016а, 2017] (табл. 1).

Из 27 проб в 12 пробах сумма благородных металлов превышает 1 г/т, а в остальных пробах не опускается ниже 0.6 г/т. Результаты работ [Богуш и др., 2016а, 2017] по зоне Грушовой дают авторам основание оценить количество минерализованной массы с благородными металлами в 27 млн т (при

размерах рудной зоны 1000 × 100 × 100 м), что дает 24 т благородных металлов (Au – 8.71, Pt – 8.19, Pd – 7.88 т). Анализы выполнены в лаборатории Физико-химических исследований института геологии Дагестанского центра РАН атомно-абсорбционным методом.

Золото и платиноиды зоны Грушовой присутствуют в сланцах как в диффузной форме, так и в виде обособившихся зерен минералов золота (рис. 2) и платины в ассоциации с пиритом, бравоитом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом.

Аналогичные аномалии Au, Pt, Pd нами установлены и в сланцах рек Уруп и Бескес. Анализ полученных результатов позволяет сделать вывод о том, что формирование и источник материала черных сланцев непосредственно связаны с ультрабазитами [Богуш, 2016а, б, 2017], в которых четко проявляется пространственная связь герцинских черных сланцев с глубинными разломами и офиолитовым поясом Северного Кавказа. Рудная зона Грушовая находится в пределах южного контакта, а балка Бахмутка – в рай-

Таблица 1. Содержание металлов в черных сланцах по простиранию зоны Грушовой (1 км), г/т**Table 1.** Metal content in ferrous shales along the strike of the Grushovaya zone (1 km), ppm

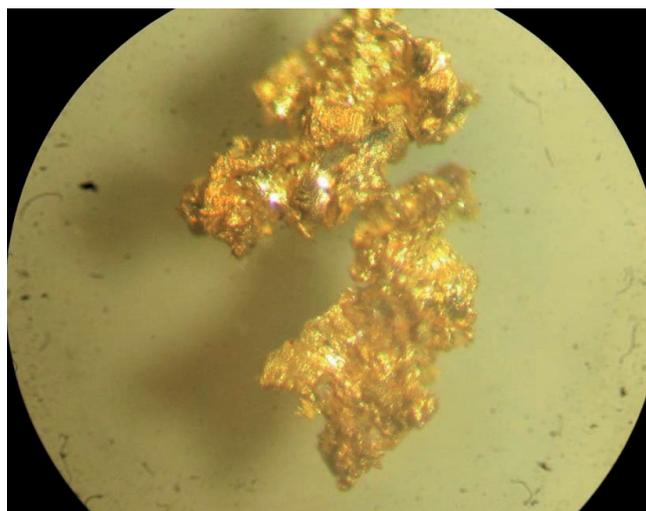
№ п.п.	Au	Pt	Pd	Co	Ni	Cu	Zn
1	0.18	0.24	0.26	6.0	3.0	89.0	15.0
2	0.30	0.41	0.38	6.0	3.5	90.1	14.4
3	0.22	0.25	0.31	7.0	38.0	11.0	29.0
4	0.16	0.11	0.09	6.5	35.5	11.5	25.4
5	0.31	0.24	0.30	5.0	24.0	39.0	26.0
6	0.64	0.55	0.41	7.0	19.0	12.0	20.0
7	0.52	0.32	0.28	7.3	22.5	14.4	20.6
8	0.56	0.41	0.38	7.0	40.0	19.0	22.0
9	0.11	0.018	0.017	8.0	35.0	50.0	24.0
10	0.34	0.41	0.38	7.3	34.4	42.5	22.2
11	0.51	0.55	0.57	5.9	51.0	8.0	13.0
12	0.34	0.34	0.28	5.0	36.0	3.0	42.0
13	0.30	0.29	0.41	6.1	20.3	2.2	12.8
14	0.32	0.33	0.36	4.8	18.0	6.5	26.6
15	0.29	0.33	0.33	0.37	17.7	12.9	32.2
16	0.31	0.29	0.34	3.0	16.0	16.0	42.0
17	0.23	0.25	0.25	5.0	38.0	12.0	26.0
18	0.22	0.32	0.19	6.0	35.5	13.3	20.7
19	0.25	0.18	0.20	12.3	40.3	12.7	18.8
20	0.40	0.36	0.41	12.0	46.0	6.0	22.0
21	0.42	0.44	0.29	10.7	30.3	7.2	18.6
22	0.45	0.30	0.32	12.4	45.5	10.7	18.0
23	0.50	0.45	0.44	12.4	36.6	13.3	19.8
24	0.56	0.40	0.39	12.0	8.1	24.0	20.0
25	0.33	0.05	0.11	9.0	–	21.3	–
26	0.28	0.2	0.14	7.6	–	55.5	–
27	0.38	0.05	0.2	11.1	–	22.9	–
Ср. содержание	0.335	0.315	0.303	29.5	3.0	21.8	21.2
Интервал разброса	0.11–0.64	0.018–0.55	0.09–0.57	0.37–12.4	3.0–51.0	3.0–90.1	12.8–42.0

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Физико-химических исследований института геологии Дагестанского научного центра РАН атомно-абсорбционным методом.

Note. Analyzes were performed in the Laboratory of Physical and Chemical Research at Institute of Geology Dagestan Scientific Center RAS by atomic absorption method.

оне северного экзоконтакта Беденского массива серпентинитов. Кластогенный материал черных сланцев часто представлен обломками ультрабазитового состава и шпинелидами (пикотитом). Типоморфным для черных сланцев артыкчатской (бахмуткинской) свиты зоны Грушовой является комплекс элементов ультрамафитовых пород: Cr – в среднем 0.089% (КК = 10.72), Co – среднее 0.0065% (КК = 3.6), Ni – 0.0243% (КК = 4.19), Mn – среднее 0.278% (КК = 2.78), V – среднее 0.133% (КК = 1.48), P – среднее 0.127% (КК = 1.37), Ti – среднее 0.447% (КК = 0.99).

Эти факты подчеркивают тесную генетическую унаследованную связь девонских черных сланцев с

**Рис. 2.** Зерна золота в черных сланцах балки Грушовой (размер золотин 2 × 4 мм)**Fig. 2.** Grains of gold in black shades of Grushovaya ravine (gold size 2 × 4 mm)

ордовикскими ультрабазитами. Продукты разрушения ультрабазитов Северного Кавказа поставляют материал терригенной и хемогенной составляющих региональной черносланцевой толще. Учитывая химическую и физическую устойчивость благородных металлов в экзогенных процессах, можно представить ультрабазиты донорами золота, платины и палладия для черных сланцев. Сепарация благородных металлов, очевидно, происходила позже, при метаморфизме (зеленокаменных изменениях) и локальных наложенных флюидоактивных герцинских процессах. С учетом сказанного вся полоса девонских черных сланцев Северного Кавказа нуждается в проведении поисковых работ на благородные металлы. Выделенные площадные аномалии благородных металлов черных сланцев “открыты” в площадном отношении и не имеют четких геологических границ. Анализ геологической обстановки и характера минерализации зоны Грушовой показывает сходство зоны с известным крупным месторождением Сухой Лог [Гурская, 2000; Дюдин и др., 2000]. Содержание золота в зоне близко к нижней границе его содержания для месторождения Сухой Лог, а вмещающие черные сланцы аналогичны.

Благородные металлы нижнеюрской коры выветривания. Киммериды

Палеозойские толщи пород, полиметаллические, медноколчеданные, золоторудные месторождения с размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются пологозалегающими осадочными толщами нижней юры. Стратиграфическое несогласие сопровождается мощной зоной базальной коры выветривания, погребенной под плинсбах-

скими отложениями. Шлихоустойчивые минералы палеозойских рудных объектов, в первую очередь благородных металлов, обогащают нижнеюрские базальные горизонты (плинсбах, аален).

Донорский характер ультрабазитов установлен нами при изучении юрской коры выветривания Беденского серпентинитового массива [Богуш и др., 2016б]. Кровля Беденского массива в значительной степени подвержена доюрским эрозийным процессам и перекрывается терригенными песчаными комплексами нижней юры (плинсбах) (рис. 3). Древняя кора выветривания и базальный горизонт залегают на размытой поверхности серпентинитов и имеют значительную мощность – до 30 м.

Благородные металлы в серпентинитах визуаль­но не образуют скоплений и находятся в рассеянном состоянии, четкие аномалии благородных металлов с высокими содержаниями наблюдаются в продуктах выветривания серпентинитов [Лазаренков и др., 1998; Додин и др., 2000; Богуш, 2016б]. Геохимические исследования коры выветривания показывают, что благородные металлы аномально обогащают все породы коры выветривания (см. рис. 3).

Из приведенного материала следует, что серпентиниты в свежем состоянии содержат незначительное количество платины и палладия при отсутствии золота. Максимальное содержание благородных металлов (золото, платина, палладий) концентрируется в сортированных осадочных образованиях (осадочные руды, песчаники кровли), испытавших латеральную транспортировку и обогащение. Базисная серпентинитовая основа коры выветривания обнаруживает дефицит золота при господствующих содержаниях платины и палладия. Золото, в свою очередь, занимает господствующее положение в динамичных продуктах коры выветривания, обогащенных благородными металлами, испытавшими длительную латеральную транспортировку и перемыв. В то же время обогащение элювия благородными металлами однозначно указывает на серпентиниты как их главный источник.

Учитывая большую мощность и площадь коры выветривания Беденского массива, следует подчеркнуть, что в данном случае в Урупо-Лабинском районе обнаружен крупный аномальный площадной центр благородных металлов. Только кора выветривания площадью 1 км² при мощности 1 м потенциально содержит золота – 3.35, платины – 2.7, палладия – 2.2 т. Общее количество благороднометалльной минерализации с учетом площади коры 5.5 км² и мощности 5 м оценивается авторами следующим образом: золото – 96, платина – 74 и палладий – 55 т.

Благородные металлы в четвертичных отложениях. Альпиды

Россыпное золото Северного Кавказа сопровождается проявлениями минералов платиновой

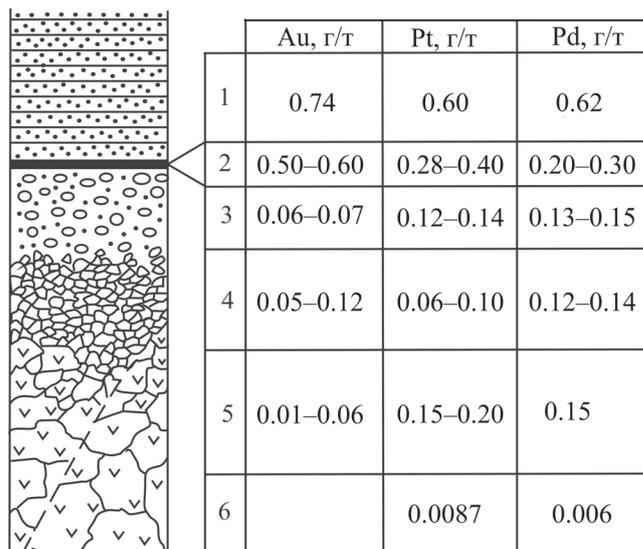


Рис. 3. Типовой разрез юрской коры выветривания Беденского массива (3.5 м).

1 – базальный горизонт песчаников нижней юры; 2 – осадочные тонкозернистые железные руды; 3 – базальные конгломераты, выветрелые, глинизированные серпентиниты, песчаники, железистые песчаники; 4 – элювий серпентинитов; 5 – трещиноватые, обеленные серпентиниты; 6 – неизменные серпентиниты.

Fig. 3. A typical section of the Jurassic weathering crust of the Bedensky massif (3.5 m).

1 – the basal horizon of the Lower Jurassic sandstones; 2 – sedimentary fine-grained iron ores; 3 – basal conglomerates, weathered, clay serpentinites, sandstones, ferruginous sandstones; 4 – eluvium of serpentinites; 5 – fractured, whitewashed serpentinites; 6 – unchanged serpentinites.

группы, которые раньше при добыче золота не учитывались [Богуш, 2016а, б]. Золото и платиноиды встречаются в современной аллювии рек Бол. и Мал. Лаба, Уруп, Бескес и Власенчиха (рис. 4, 5).

Водораздельным центром этих рек является Беденский ультрабазитовый массив. Нами изучены золотоносные черные шлихи из руслового элювия рек Бол. Лаба, Уруп и Власенчиха. Минеральный состав черного шлиха обнаруживает присутствие во всех точках как самой платины, так и минералов платиновой группы. Содержащие платину шлихи золота прежде всего показали повсеместное проявление наиболее редкой и ценной тугоплавкой триады элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru) – рутениридосмина [Богуш и др., 2010]. В данном случае водораздельным и геометрическим центром распространения благородных металлов в речной аллювии является Беденский ультрабазитовый массив. В известных черносланцевых комплексах благородных металлов рутениридосминовые россыпи представляют промышленный интерес.

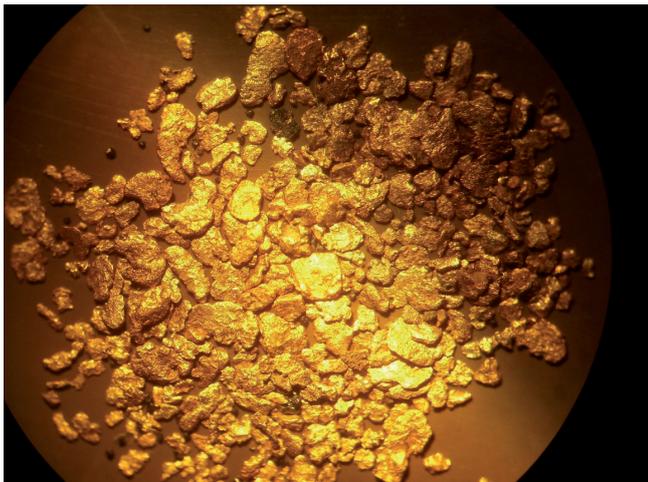


Рис. 4. Россыпное золото р. Уруп (поле зрения 15×12 мм).

Fig. 4. Placer gold p. Urup (field of view 15×12 mm).

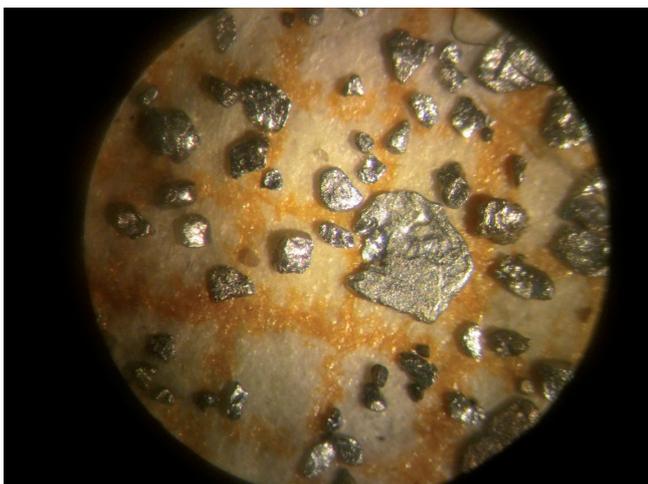


Рис. 5. Рутениридосмин (в центре пластина – 1.4 мм в поперечнике). Черный шлик р. Власенчиха.

Fig. 5. Ruteniriosmin (the plate in the center have 1.4 mm across). Black concentrate Vlasenchiha Ruver.

Благородные металлы колчеданных месторождений герцинской риолит-дацитово́й формации

Герцинская металлогеническая эпоха в связи с благородными металлами обнаруживает новый коренной источник золота и платины [Богуш и др., 2016б], связанный с базальтоидным вулканизмом и непосредственно с медноколчеданными месторождениями. Урупское месторождение в рудах и медных продуктах обогащения содержит платину в количестве 0.2 г/т [Рябов, 1994; Богуш и др., 2016а]. В пиритных отходах обогащения руд, в пирите хво-

стохранилищ химически обнаруженное содержание платины также 0.2 г/т. Наши расчеты с учетом объема хвостов 19 млн т показали, что в настоящее время в хвостохранилищах накопилось 3.8 т платины. Продукты размыва железных шляп и руд медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе являются источниками россыпного золота и вносят свой существенный вклад золота в россыпи благородных металлов.

ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Открытие площадных аномалий в магматических, осадочных и метаморфических породах Северного Кавказа позволяет отнести этот регион к перспективным новым провинциям благородных металлов.

Приведенный материал демонстрирует хронологическую модель формирования и трансформации благородных металлов на Северном Кавказе, указывает, что данная территория обладает высоким металлогеническим потенциалом золота, платины и палладия.

Данная хронологическая модель позволяет также сделать следующие выводы и рекомендации.

1. Каледонские (ордовикские) альпинотипные ультрабазиты Передового хребта Северного Кавказа являются первичным источником благородных металлов. Природная сепарация, концентрация и обогащение горных пород благородными металлами в последующие геотектонические эпохи происходят под влиянием эндогенных и экзогенных процессов в продуктах разрушения ультрабазитов.

2. В девонских черносланцевых комплексах установлена терригенная ультрабазитовая составляющая и доказана прямая связь благородных металлов с продуктами разрушения альпинотипных ультрабазитов.

3. Донорская роль ультрабазитов однозначно проявляется в формировании юрских кор выветривания, дающих открытые, площадные аномалии, не ограниченные переходами в нерудные породы благородных металлов с содержаниями, близкими к промышленным.

4. По всей 200-километровой полосе ультрабазитовых интрузий Северного Кавказа следует провести поисковые работы девонских углеродсодержащих толщ и продуктов размыва ультрабазитов в целях выявления потенциальных промышленных рудных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богуш И.А., Бурцев А.А., Черкашин В.И. (2016а) Благородные металлы в черных сланцах Урупо-Лабинского района. *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа*. Грозный, Акад. наук Чеченской Республики, 35-40.
- Богуш И.А., Рябов Г.В., Кафтанадий А.Б. (2010) Мине-

- ралы платиновой группы в аллювии бассейна рек Уруп–Большая Лаба (Северный Кавказ). *Докл. АН*, **435**(3), 357-360.
- Богущ И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И. (2017) Центры и прогнозные ресурсы благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе. VII Всерос. научно-техн. конф. с международным участием “Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа”, **VII**(1), М., 20-32.
- Богущ И.А., Черкашин В.И., Рябов Г.В., Абдуллаев М.Ш. (2016б) Новый тип оруденения благородных металлов на Северном Кавказе. *Докл. АН*, **466**(2), 193-195.
- Гончаров В.И., Богущ И.А., Исаев В.С., Глазырина Н.В., Джангиров М.Ю., Дарчиева А.Е., Васьков И.М. (2007) Поисковые критерии и перспективы благородных металлов девонских черносланцевых толщ на Северном Кавказе. *Вестн. Владикавказского научного центра РАН*, **7**(3), 19-24.
- Гурская Л.И. (2000) Платинотетральное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 208 с.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. (2000) Платинотетральные месторождения России. СПб: Наука, 735 с.
- Лазаренков В.Г., Смыслов А.А., Тихомиров Л.И. (1998) Платинотетральные провинции России *Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов*. СПб: СПб ГИ, 210-230.
- Парада С.Г. (2017) Предпосылки и признаки платиноносности гипербазитовых массивов Северного Кавказа. *Наука Юга России*, **13**(1), 59-73.
- Парада С.Г., Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. (2014) Первые химико-аналитические данные о платиноносности Беденского серпентинитового массива (Карачаево-Черкесская Республика). *Докл. АН*, **454**(5), 567-569.
- Плошко В.В. (1986) Гипербазиты Карпато-Крымско-Кавказской складчатой системы. Киев: Наук. Думка, 192 с.
- Рябов Г.В. (1994) Платиноносность руд колчеданных объектов Северного Кавказа (на примере Урупского месторождения). *Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов Сб. науч. тр.* Новочеркасск: ЮРГТУ(НПИ), 25-32.
- Gurskaya L.I. (1991) Platinum-group element mineralization associated with the black shales – a new stratiform type ore for PGE. *Abstr. VI Internation. Platinym simpos.* Perth, W. Australia, 23p.
- Holland H.D. (1979) Metals in black shales – a reassessment. *Econ. Geol.*, **74**, 1676-1680.
- Mao J., Leman B., Du A., Zhang G., Ma D., Wang Y., Zeng M., Kerrich R. (2002) Re-Os Dating of Polymetallic Ni-Mo-PGE-Au Mineralization in Low Cambrian Black Shales of South China and Its Geologic Significance. *Econ. Geol.*, **97**, 1051-1060.
- REFERENCES
- Bogush I.A., Burtsev A.A., Cherkashin V.I. (2016a) Noble metals in black shale of Urup-Labinsk region. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza* [Modern problems of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus]. Grozny, Akad. Nauk of Chechen Republic, 35-40. (In Russian)
- Bogush I.A., Cherkashin V.I., Ryabov G.V., Abdullaev M. Sh. (2016b) A new type of precious metal tools in the North Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk*, **466**(2), 193-195. (In Russian)
- Bogush I.A., Ryabov G.V., Kaftanatii A.B. (2010) Platinum-group Minerals in alluvium of the basin of Urup-Bolshaya Laba rivers (the North Caucasus). *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(3), 357-360. (In Russian)
- Bogush I.A., Ryabov G.V., Cherkashin V.I. (2017) The centers and forecast resources of noble metals (Au, Pt, Pd) in the North Caucasus. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza. Trudy VII Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem* [Modern problems of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus. Proc. VII All-Russian with internat. Particip. Conf.]. Moscow, 20-32. (In Russian)
- Goncharov V.I., Bogush I.A., Isaev V.S., Glazyrina N.V., Dzhangirov M.Yu., Darchieva A.E., Vas'kov I.M. (2007) Search criteria and prospects of precious metals of Devonian black-shale strata in the North Caucasus. *Vestn. Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra RAN*, **7**(3), 19-24. (In Russian)
- Gurskaya L.I. (2000) *Platinometall'noe orudnenie chernoslantsevogo tipa i kriterii ego prognozirovaniya* [Platinum-metal mineralization of black-shale type and its prediction criteria]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 208 p. (In Russian)
- Gurskaya L.I. (1991) Platinum-group element mineralization associated with the black shales a new stratiform type ore for PGE. *Abstr. VI Internation. Platinym simpos.* Perth, W. Australia, 23p.
- Dodin D.A., Chernyshov N.M., Yatskevich B.A. (2000) *Platinometall'nye mestorozhdeniya Rossii* [Platinum deposits of Russia]. St. Petersburg, Nauka Publ., 735 p. (In Russian)
- Holland H.D. (1979) Metals in black shales – a reassessment. *Econ. Geol.*, **74**, 1676-1680.
- Lazarenkov V.G., Smyslov A.A., Tikhomirov L.I. (1998) *Platinum-metal deposits of Russia. Krupnye i unikal'nye mestorozhdeniya redkikh i blagorodnykh metallov* [Large and unique deposits of rare and noble metals]. St. Petersburg, St. Petersburg GI Publ., 210-230. (In Russian)
- Mao J., Leman B., Du A., Zhang G., Ma D., Wang Y., Zeng M., Kerrich R. (2002) Re-Os Dating of Polymetallic Ni-Mo-PGE-Au Mineralization in Low Cambrian Black Shales of South China and Its Geologic Significance. *Econ. Geol.*, **97**, 1051-1060.
- Parada S.G. (2017) Background and signs of platinum in hyperbasite massifs of the North Caucasus. *Nauka Yuga Rossii*, **13**(1), 59-73. (In Russian)
- Parada S.G., Markin M.Yu., Stolyarov V.V., Shishkalov I. Yu. (2014) The first chemical and analytical data on the platinum content of the Bedensky serpentinite massif (Karachai-Cherkess Republic). *Dokl. Akad. Nauk*, **454**(5), 567-569. (In Russian)
- Ploshko V.V. (1986) *Giperbazity Karpato-Krymsko-Kavkazskoi skladchatoi sistemy* [Hyperbasites of the Carpatho-Crimean-Caucasian folded system]. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 192 p. (In Russian)
- Ryabov G.V. (1994) Platinum-bearing ores of pyritic objects of the North Caucasus (on the example of the Urup field). *Geologiya, otsenka i lokalnyi prognoz mestorozhdenii tsvetnykh, redkikh i blagorodnykh metallov* [Geology, assessment and local forecast of deposits of non-ferrous, rare and noble metals]. Novocherkassk, YuRGTU(NPI) Publ., 25-32. (In Russian)

Некоторые аспекты проблемы классификации, система классиологии и статус ее отраслевых разделов

© 2019 г. М. П. Покровский

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: pokrovsky@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 29.03.2018 г., принята к печати 13.08.2018 г.

1. Классификация – один из главных элементов мышления человека. Корни ее заложены в мышлении человека на биологическом, подсознательном уровне. Для преодоления интуитивного компонента разработок классификации требуется рефлексия (мысли о мыслях). Тем не менее разработки по разным вопросам классификаций составляют огромный массив публикаций (сотни тысяч (миллион?) работ). Чрезвычайно полезно *сделать этот массив обозримым*.

2. Множество вопросов, связанных с классификацией, составляет область знания, которую предлагается называть “**классиология**”. В ней предлагается выделять следующие разделы.

Введение в проблему. В нем освещаются основные особенности проблемы классификации, обосновывается задача построения системы классиологии, оговариваются принципы решения этой задачи.

Предварительная проблематика (пролегомены). Включает исходные понятия и предварительную проблематику, которые подлежат принятию или решению до рассмотрения собственно классификационных проблем.

Классиология (s. s.). Подразделяется на общие вопросы и систематическую часть.

В *общих вопросах классиологии (s. s.)* определяются базовые понятия:

- 1) система классов – *классификация*, наука о ней – *классификациеведение*;
- 2) процедура построения системы классов – *классифицирование*, наука о ней – *систематика*;
- 3) процедура отнесения объекта к одному из классов системы – *диагноз*, наука о ней – *диагностика*;
- 4) понятие, сочетающее в себе пункты 1–3, – *классиосистема*, наука о классиосистемах – *синкретическая классиология (синклассиология)*.

По широте рассмотрения любых вопросов классиологии предлагается различать *общую, отраслевую и конкретную классиологию*.

Систематическая классиология (s. s.) имеет состав и структуру, определяемые названными категориями.

3. Геологическая классиология и биологическая классиология (биологическая систематика) являются фрагментами предложенной системы классиологии. Они относятся к разделу “*Отраслевая классиология*”. Эти сегменты фрактально столь же необозримы, как и классиология в целом. Их также можно сделать обозримыми, фрактально транспонировав в них структуру системы классиологии в целом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИОЛОГИЯ

Вводная (установочная) часть

Предварительные положения (геопрологомены)

Иерархия природных объектов, генезис геологических объектов, проблема истинности в геологии и др.

Геологическая классиология (s.s.)

Общие вопросы геологической классиологии Систематическая геологическая классиология

*Общая геологическая классиология
Отраслевая геологическая классиология
Конкретная геологическая классиология*

БИОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИОЛОГИЯ (БИОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА)

Вводная (установочная) часть

Предварительные положения (биопрологомены)

Понятия “жизнь”, “онтогенез”, “филогенез” и др., типы признаков и система описания организмов, “аксиомы биологии” и др.

Биологическая классиология (s.s.) (Биологическая систематика)

Общие вопросы биологической систематики Систематическая биологическая систематика

*Общая биологическая классиология
Отраслевая биологическая классиология
Конкретная биологическая классиология*

Ключевые слова: *классификация, классиология, отраслевая классиология, геологическая классиология, биологическая систематика*

Для цитирования: Покровский М.П. (2019) Некоторые аспекты проблемы классификации, система классиологии и статус ее отраслевых разделов. *Литосфера*, 19(3), 472–491. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-472-491

For citation: Pokrovsky M.P. (2019) Several aspects of problem of classification, a system of classiology and its branch section. *Litosfera*, 19(3), 472–491. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-472-491

Several aspects of problem of classification, a system of classiology and its branch section status

Mikhail P. Pokrovsky

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia,
e-mail: pokrovsky@jgg.uran.ru

Received 29.03.2018, accepted 13.08.2018

1. Classification is one of the main elements of man's thinking. Its roots have been laid in the man's thinking at biological, subconscious level. To overcome the intuitive component of the research of classification problematics reflection (ideas about ideas) is needed. A great amount of studies on different classification questions is widely published. *To make this amount visible seems to be useful.*

2. A great number of questions connected to classification is supposed to be called "classiology" science. The following parts are suggested to be identified in it.

Introduction into the problem.

Preliminary positions (prolegomena). Basic notions and preliminary problematics, which are to be adopted or stated before considering the classification problems are included.

Classiology (s. s.) is subdivided into two part – general questions and systematic part.

In **general questions of classiology (s. s.)** its basis notions are defined:

- 1) class system – classification, science about it – the science of classification;
- 2) procedure of class system construction – classifying, the science about it – systematization;
- 3) procedure of the referring of the object to one of the system's classes – diagnosis, the science about it – diagnostics;
- 4) notion, binding notions 1–3 – classiosystem, science about classiosystems – syncretic classiology (synclassiology).

According to the variety of classiology activities – general, branch and concrete classiology are suggested to be identified.

Systematization classiology (s.s.) consists of structures, defined by the titles of the notions.

3. **Geological classiology** and **biological classiology (biological systematics)** are parts of the suggested system of classiology. They are referred to the subdivision "Branch classiology". These segments are fractally so vast as classiology in general. And they can also be made visible fractally transporting to them the structure of the system of classiology as a whole.

GEOLOGICAL CLASSIOLOGY

Introductory part

Preliminary positions (geoprolegomena)

Geological classiology (s.s.)

General question of geological classiology

Systematic geological classiology

General geological classiology

Branch geological classiology

Concrete geological classiology

BIOLOGICAL CLASSIOLOGY (BIOLOGICAL SYSTEMATICS)

Introductory part

Preliminary positions (bioprolegomena)

Biological classiology (s.s.) (Biological systematics)

General question of biological systematics

Systematic biological classiology

General biological classiology

Branch biological classiology

Concrete biological classiology

Keywords: classification, classiology, branch classiology, geological classiology, biological systematic

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В статье последовательно рассматриваются три логически связанных вопроса:

1) некоторые методологические особенности классификации как научной проблемы;

2) каркас классиологии, понимаемой предельно широко как наука о классификации; каркас, представляющий по сути своего рода наиболее широкую классификацию-перечисление проблем, связанных с классификацией;

3) вопрос о месте и структуре отраслевых разделов предлагаемой системы классиологии, рассматриваемый на примере геологического и биологического разделов классиологии; при этом структура названных и подобных разделов определяется на основе принципа фрактального подобия предложенному каркасу классиологии в целом.

Характер предлагаемой статьи дискурсивно логической. Она базируется на *построении рассуждения*. Нередко такое построение начинается с изложения, как может показаться, тривиальных, известных тезисов. Последнее представляет собой не неумную попытку выдать давно известные положения за нечто новое, а только звено для *построения* дальнейшего рассуждения.

1. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ

1.1. Классификация – один из главных, базовых элементов мышления человека. Она явно и неявно присутствует в деятельности человека и ее результатах на протяжении всей истории человечества. Корни классификации как элемента мышления заложены в человеке на нейронно-сетевом, психофизи-

зиологическом уровне, т. е. имеют биологическую природу. Они формировались на протяжении как минимум фанерозойской эволюции живых систем, а возможно, и дофанерозойской.

Поведение живых систем, ассоциирующееся с понятием “разумное поведение” или прямо отвечающее ему, наблюдается у организмов от простейших, растений [Арцт, 2014] до млекопитающих (исследования К. Лоренца, Н. Тинбергена, К. Фриша, Р. Шовена по этологии животных, наблюдения Ф. Моуэта, Я.К. Бадридзе над волками, другие работы по зоопсихологии). При этом, в частности, способность к транзитивной логике, выстраиванию ряда, т. е. к классификации явлений, обнаружена даже у рыб [Grosenick et al., 2007].

“Поскольку классификация – это упорядочивание объектов по их схожести ... можно прийти к заключению, что классификация не ограничена рамками усилий человеческого интеллекта и в действительности является фундаментальным свойством всех живых организмов. Если бы они не были способны собирать сходные раздражители в группы с тем, чтобы определить классы раздражителей, для которых нужна положительная (или отрицательная) реакция, они были бы слишком плохо приспособлены для того, чтобы выжить. Такие реакции могут быть результатом обучения (у организмов, способных обучаться) или же инстинктивными, запрограммированными в генах популяции посредством естественного отбора” [Сокал, 1980, с. 7]. Таким образом, основания способности человека к классификационной деятельности формировались в течение не менее 500–600 млн лет предшествующей эволюции и потому эта способность может считаться присутствующей в интеллектуальной сфере человека на подсознательном уровне.

Имеет ли при этом мышление человека принципиальное отличие от мышления других животных или отличается лишь “количественно” – степенью возможностей (скажем, объемом запоминаемой информации, длиной экстраполяционной цепочки или т. п.)? Принято считать, что принципиальное различие мышления человека и животных состоит в способности к **рефлексии** [Тейяр де Шарден, 1987, с. 136–137; Брюшинкин, 2001, с. 39]. Рефлексия – это мысли о мыслях. Другие животные, особенно высшие позвоночные, тоже могут много думать, много знать, но при этом они не осознают, что они думают, не знают, что они знают. Они *не способны* на это.

Человек на начальных этапах антропогенеза тоже был не способен на это. “Отличие умственной жизни ... первобытного человека от цивилизованного человека – неосознанность первой и осознанность, сознательность – второй” [Боас, 2011, с. 110]¹. Современный человек в принципе рефлек-

сировать *способен*. Однако принципиальная способность еще не значит, что человек всегда это *делает*. Во многих случаях способность к рефлексии индивидуумом не реализуется, механизм рефлексии в процессе мышления “не запускается”, что самое удивительное – иногда осознанно².

Остановимся на вопросе *рефлексии* подробнее.

1.2. В зависимости от наличия рефлексивного компонента в сознании человека в философии говорят о двух типах сознания – наивном и рефлексивном [Философский словарь, 2002, с. 76].

Наивное (лат. *nativus* – природный, естественный), мифологическое сознание – это сознание, отождествляющее объективное и субъективное, материальное и духовное, не способное к оперированию абстракциями, логичности мышления, не умеющее выйти за рамки чувственного опыта. Носитель такого сознания может не знать о нем, не сознавать свое сознание.

Рефлексивное (лат. *reflexio* – обращение назад), авторское, теоретическое, философское, научное сознание – это сознание, исходящее из деления мира на субъект и объект, из противопоставления материального и духовного, это сознание, способное к *логике мышления, самоанализу*.

Не будет ошибкой считать, что названные два типа сознания – это и два типа мышления. Реаль-

ментов” [Боас, 2011, с. 110] – то самое наследие предшествующих этапов эволюции, в данном случае – этапа, непосредственно предшествующего.

² У меня было два разговора – один с доктором биологических наук, другой – с доктором геолого-минералогических наук, не только не знакомых друг с другом, но даже не знающих друг о друге. Хотя разговоры были на разном материале (в одном случае – биологическом, в другом – геологическом) и задачные ситуации были разные, но велись они в одном стиле все углубляющейся рефлексии: “что это такое?”, “на чем основано это утверждение?”, “что в свою очередь служит обоснованием этого обосновывающего утверждения и что представляет собой используемое при этом понятие?” и т. д. Длинной такую цепочку в обоих случаях построить не удалось, неожиданно быстро наступил рубеж, на котором и ученый-биолог, и ученый-геолог на мою настойчивую рефлексивную реакцию отреагировали *одной и той же формулой*: “если я буду об этом думать, я перестану быть биологом (геологом)”. Ученый не наталкивается на затруднение с построением дальнейшего звена рассуждения, на свою некомпетентность и необходимость освоения дополнительного материала в области, в которую его привела углубляющаяся рефлексия (что было бы естественно, понятно и, конечно, не предсудительно), а сознательно останавливает свое мышление профессионала на определенном рубеже. Вероятно, каждому вдумчивому исследователю знакомо тягостное чувство потолка, выше которого его мышление подняться не в состоянии, или стены, в которую его мышление упирается и двигаться дальше пока не может. Однако *сознательный* отказ доктора наук думать далее некоего *осознанно намеченного* им рубежа обескураживает.

¹ “При этом в умственной деятельности современного цивилизованного человека и первобытного человека есть значительное число общих, традиционных эле-

но в мышлении и индивида, и некой социальной группы (в менталитете некой социальной общности) заложены начала обоих типов мышления. Соотношение их зависит и от объективных факторов, и от субъективных. Религия, искусство опираются на мифологические, наивные, эмоциональные корни мышления. Наука базируется на авторских, теоретических, рефлексивных корнях мышления. Однако при одном и том же мировосприятии в зависимости от особенностей конкретной личности соотношение наивного и рефлексивного сознания у разных индивидов в общем случае будет различным.

Заслуживает особого внимания то, что ранее названо субъективным фактором, определяющим соотношение наивного и рефлексивного начал в мышлении человека и как будто бы связанным только с индивидуальными особенностями конкретной личности. Такие индивидуальные, как будто бы чисто субъективные особенности личности или группы личностей, мотивации направленности их мыслей и поступков в свою очередь могут быть объективно обусловлены. Как сказал об этом Б. Спиноза, “люди только по той причине считают себя свободными, что свои действия они сознают, а причин, которыми они определяются, не знают” [Спиноза, 1932, с. 86]. Та же мысль звучит у А. Шопенгауэра: “Человек может делать то, что хочет, но не может хотеть по своему желанию” [цит. по: Эйнштейн, 1967, с. 156)]. Осознать, аналитически выявить такую объективную обусловленность субъективных мыслей и действий возможно только благодаря именно рефлексии, причем достаточно сильной и настойчивой. Хотя “возможность” выявить подобные объективные корни субъективных мыслей и поступков еще не означает “необходимость” этого. Для многих видов сугубо прикладной деятельности такой самоанализ и осмысление не являются необходимыми, а могут оказаться ненужными или даже опасными. (Известно выражение одного летчика-истребителя Великой Отечественной войны: “Если на каждый случай в бою у тебя есть два замечательных решения, варианты будешь додумывать трупом”). По М. Хайдеггеру (“Время картины мира” [1993]), “осмысление есть мужественная решимость более всего прочего ставить под вопрос истинность собственных предпосылок и уместность собственных целей. <...> Такое осмысление и не для всех необходимо, и не каждый может довести его до конца или хотя бы вынести. Напротив: неосмысленность неизменно присуща известным уровням деятельности и практического успеха”.

Таким образом, необходимость и глубина рефлексии в конкретной ситуации зависят от объективных особенностей этой ситуации и индивидуальной способности субъекта к подобной рефлексии. В тех ситуациях, когда рефлексия необходима, она неизбежно будет зависеть от способности

субъекта к этой мыслительной операции. В некоторых ситуациях в рефлексии нет прагматической необходимости.

1.3. Однако в рациональном познании, рациональной науке рефлексия той максимальной глубины, на которую способен данный ученый, объективно необходима. Поэтому разумно рассмотреть специфику проблемы классификации в аспекте необходимости рефлексии.

1.3.1. Главная специфика проблемы классификации в этом плане – затрудненность самого акта рефлексии. Рефлексия – стремление выяснить смысл и обоснованность некоего тезиса – легко возникает в отношении тезисов, новых для субъекта, по содержанию прежде ему незнакомых. Классификация, как отмечено ранее, заложена в мышление человека на биологическом, подсознательном уровне, и потому “знакома” ему. В связи с этим у субъекта не возникает потребность рефлексировать по данному поводу.

Если у большого числа ученых разной специализации спросить, например, о троктолите – различается ли набор редкоземельных элементов-примесей в зернах плагиоклаза, контактирующих с зернами оливина и контактирующих только друг с другом, или, скажем, различаются ли ДНК пчел, вентилирующих улей, и пчел, летающих за взятком, то можно быть уверенным, что большинство из них скажут, что они *не знают* этого, *поскольку не занимаются* затронутыми вопросами (в первом случае – не будучи геологом (или – уже – петрологом (или – еще уже – специалистом по базитам)), во втором случае – не будучи биологом (или – уже – энтомологом (или – еще уже – специалистом по Apoidea)).

Однако если у любого ученого или даже человека, не относящегося к этой категории, спросить, что такое классификация, какой она должна быть, как создать хорошую классификацию, то практически любой, тем более *не занимающийся* собственно классификационной проблематикой, сочтет, что он *знает* ответы на эти вопросы и, отвечая на любой из них, с уверенностью будет что-то утверждать. Это естественно: более 500 млн лет эволюции сенсорных систем живых организмов формировали те бессознательные, интуитивно ощущаемые, несознаваемые основы классификации, которые коренятся в человеческом подсознании. Поэтому любой человек, даже не имеющий о классификации внятного, осознанного представления, не может не думать, что он *знает*, что такое классификация (а также систематика, типизация, группировка, типология, таксономия, схема классификации и т. д.). Такое “знание” даже не базируется на неких интуитивных началах, а представляет собой некую картину, совершенно когнитивно сложившуюся в восприятии человека в связи со словом “классификация” в течение всей его жизни (т. е. сложившуюся

ся стихийно, “само собой”, совершенно интуитивно, не разумно, не аналитично). К любому построению, касающемуся классификационной проблематики, такой человек подходит с имеющейся у него, но совершенно не отрефлексированной картиной. Если некое построение отвечает бессознательно сложившейся у субъекта картине, значит, это построение “правильное” или даже “хорошее”, если нет – “неправильное”, “плохое”.

Итак, *одна из весьма специфических особенностей проблемы классификации – “заторможенность”, затрудненность рефлексии в вопросах, касающихся классификации.* Такая затрудненность, можно отметить еще раз, обусловлена тем, что мощные корни классификации, установки и представления о ней биологически заложены на подсознательном и даже бессознательном уровнях психической сферы человеческой личности. Потому в вопросах классификации человеку более свойственно утверждать нечто, соответствующее бессознательному, в нем живущему, чем эксплицировать и анализировать это бессознательное. В связи с этим при рефлексии в отношении классификации человеку приходится осознавать и анализировать неосознанные представления, гнездящиеся в его собственном подсознании. Объективно (психологически, интеллектуально) это во много раз труднее, чем анализировать представления, возникающие при контактах человека с внешним миром, или данные, получаемые при подобных контактах.

Следствиями недостаточной осознанности, недостаточной “отрефлексированности” классификационных построений являются **неопределенность** используемых при этом **понятий**, их наполненность лишь *интуитивно ощущаемым* смыслом. В первую очередь следует отметить неопределенность понятий, отражающих таксоны разных уровней (царство, разряд, тип, класс, отряд, семейство, род, вид и подобных). За почти 300 лет биологической систематики в ее современном толковании применение понятий, обозначаемых упомянутыми и подобными терминами, не привело к их наполнению конструктивным смыслом. Например, в истории изучения и классификации радиоларий этой группе организмов с 1806 по 2005 г. разными авторами присваивался различный таксономический статус (в хронологической последовательности): отряд – класс – подкласс – класс – подтип – тип – подкласс – класс – тип – надтип – подкласс – подтип – класс – тип – подкласс – класс – тип [Афанасьева, Амон, 2006, с. 62]. Причем вопрос об их таксономическом статусе решается, насколько можно судить, с помощью косвенных полуинтуитивных соображений (правдоподобных рассуждений на основе обилия таксономических подразделений более низкого ранга, нестрогой аналогии с таксонами других групп организмов и т. п.). При этом – не

только без конструктивизации смысла (ибо смысла – нет, придавать конструктивность нечему), но и без попытки придания хоть какого-то (пусть и не конструктивного) смысла этим понятиям, хоть какого-то *определения* этих понятий, так и остающихся не определенными.

Известны попытки заимствовать из биологии эти и другие таксономические понятия (якобы “принятые в естественных науках” вообще), например, в петрографической [Петрографический кодекс..., 1995, 2008] и литологической [Систематика..., 1998] систематике. Однако авторы и инициаторы такого “заимствования” при этом не отмечают, что заимствуют они из биологии (или “естественных наук”) **не понятия**, т. е. не смысловые единицы, имеющие внятное содержание (это в заимствуемом совершенно отсутствует), **а термины** – лишь слова, языковые, знаковые единицы, об употреблении которых существует договоренность или правила употребления которых определяются интуитивно или просто декларируются (часто неявно и неоднозначно) автором (авторами). Потому, естественно, такое заимствование тоже не стимулирует конструктивизацию смысла понятий, обозначаемых этими терминами. В тех случаях, когда понятия, используемые в классификационной тематике, все-таки определяются, такие определения часто бывают следующими:

– контекстуальными (т. е. неявными – не выделены из текста явным образом, это должен сделать читающий, но ведь каждый читающий может сделать это по-своему);

– синкретичными (т. е. явно или неявно сочетают в себе несколько разнородных особенностей или смыслов)³;

– неконструктивными (и – как следствие – неоперациональными)⁴.

Например, Н.И. Кондаков в “Логическом словаре-справочнике” словарную статью “Классифи-

³ **Синкретизм (синкретичность)** – др.-греч. σύγκρισις – смешение, соединение, σύγκρισις – связывание, соединение (от глагола σύγκρινω – соединять, связывать) [Вейсман, 1991, стб. 1171] – слитность, нерасчлененность, смешение, неорганическое слияние разнородных элементов [Толково-энциклопедический словарь, 2006, с. 1644].

⁴ При этом здесь не затрагиваются ситуации, когда одному понятию (точнее, понятию, обозначаемому одним и тем же термином) в разных публикациях дается *несколько* разных дефиниций. Не затрагиваются потому, что при наличии определений – пусть и нескольких, если эти определения корректны и конструктивны, уже *можно*, уже *корректно* ставить и решать задачу предпочтения того или иного толкования понятия. (Если иметь дело с понятиями размытого, неопределенного смысла, говорить о такой задаче некорректно, ибо преждевременно: надо сначала определиться с понятиями как таковыми, с их смыслом, а затем решать вопрос о предпочтении одного из них.)

кация” начинается следующим абзацем⁵: “**Классификация** (лат. *classis* – разряд, *facio* – делаю) – распределение предметов какого-либо рода на взаимосвязанные классы согласно наиболее существенным признакам, присущим предметам данного рода и отличающим их от предметов других родов, при этом каждый класс занимает в получившейся системе определенное постоянное место и в свою очередь делится на подклассы. Правильно составленная классификация, отобразив закономерности развития классифицируемых объектов, глубоко вскрывает связи между изучаемыми объектами и помогает исследователю ориентироваться в самых сложных ситуациях, служит основой для обобщающих выводов и прогнозов” [Кондаков, 1975, с. 247].

Контекстуальность этого определения состоит в том, что оно структурно не выделено из текста. Сомнительно, что весь приведенный текст (а также последующий текст словарной статьи до конца) следует считать определением. Собственно дефиницией классификации, по-видимому, нужно считать лишь первую фразу абзаца. Последующая часть рассматриваемого текста содержит сведения не о том, что такое классификация, а о том, какой она должна быть и какую методологическую роль играет “правильно построенная классификация”. При этом главное – это уже читатель, выдвигая некоторые соображения и доводы, решает, что следует считать определением, а что – комментариями к нему. Читатель, а не автор предлагаемого текста.

Синкретизм этого контекстуального определения состоит в том, что под классификацией понимается “распределение предметов... на классы...”. Слово “распределение” (как и многие другие отглагольные существительные – “определение”, “образование”, “понимание” и т. п.) имеет двойной смысл – и процесс (процедура), и его (ее) результат. В цитируемом тексте эта двусмысленность неявно, завуалированно присутствует. Классификация – это и процедура построения *системы классов* объектов (“каждый класс занимает в получившейся системе определенное... место” (курсив наш. – М. П.) – классификация это *процесс* получения системы классов), и система классов как таковая – “получившаяся *система*” (“правильно составленная классификация...” – здесь также “классификация” явно система классов). Между тем, хотя эти понятия и связаны друг с другом, это два *разных* понятия: 1) система классов, 2) процедура построения системы классов. В первом случае следует говорить о перечнях классов, содержательном, логическом взаимоотношении классов в перечне и

между перечнями и о других характеристиках системы классов, во втором – об алгоритмах, например, группирования (коих существует, наверное, не один десяток, как и используемых в них мер сходства, это целая отрасль знания, связанная с первой, но вовсе не совпадающая с ней).

Неконструктивность (и – как следствие – неоперациональность) этого определения проявляется в нескольких его фрагментах. Во-первых, в уже отмеченном синкретизме, двойственности смысла понятия “распределение”. Во-вторых, в понятии “взаимосвязанные классы”: неясно, что такое “взаимосвязанные” классы (в чем состоит эта “взаимосвязанность”) и в чем отличие “взаимосвязанных” классов от “невзаимосвязанных” (если последние вообще возможны – можно думать, что все классы классификации в любом случае каким-то образом взаимосвязаны). В-третьих, в понятии “наиболее существенные признаки, присущие объектам”. Конструктивные, операциональные критерии отличия существенных признаков от несущественных, а среди существенных – более существенных от менее существенных Н.И. Кондаковым в цитируемом издании не приводятся. (Сам по себе последний отмеченный момент представляет собой самостоятельную методологически важную проблему, особенно трудную в плане конструктивного, операционального решения.)

Краткий итог. Сказанное в пункте 1.3.1 позволяет констатировать следующее. *Одна из главных трудностей классификации* как научной проблемы – психологическая: **затрудненность рефлексии в области классификационных построений**. Отсутствие или недостаточность рефлексии в этой ситуации приводит к затрудненности сопоставления, сравнительного анализа классификационных построений разных авторов на одну и ту же тему. Во-первых, потому что каждое такое неосознанное или полусознанное построение является полуинтуитивным по способу получения, но главное – и по формулировке результата. Следовательно, восприятие такого построения затрудняется тем, что оно не объективизировано, не независимо от интуиции автора, которая индивидуальна и с которой может не совпадать интуиция того, кто воспринимает это построение. Во-вторых, сопоставление, сравнительный анализ двух полусознанных, в значительной степени интуитивных построений представляет собой по сути сопоставление двух интуиций. Такое сопоставление, если проводить его тоже на интуитивном уровне, не может быть эффективным (“рассудить” две интуиции с помощью третьей?). Единственный результативный путь – *рефлексия*, все более и более углубленный *рациональный анализ* рассматриваемых построений, вскрытие их рациональных, дискурсивных основ и особенностей (в числе последних – и их недостатков).

⁵ Рассматриваемое определение приводится лишь как пример одного из многих возможных, несмотря на его более чем 40-летнюю давность. Однако, вероятно, до сих пор это одно из наиболее цитируемых определений (если не самое цитируемое).

При этом рефлексия как род сознательно осуществляемых анализа и самоанализа должна быть направлена на *снятие* или хотя бы *снижение: контекстуальности* (“невывченности” формулировок из текста, их неясности), *синкретизма* (неявного сплетения нескольких смыслов в одном понятии или утверждении), *неконструктивности* (низкой операциональности) концепций и построений, касающихся классификаций⁶.

1.3.2. Краткий итог предыдущего пункта (1.3.1) представляет собой рекомендации, адресованные по сути научному социуму. Однако вряд ли разумно дожидаться, когда *все* исследователи, затрагивающие вопросы классификации в разных предметных областях, начнут следовать этим или подобным рекомендациям и когда такое следование приведет к повышению уровня разработок по классификационной проблематике, к возможностям их унификации и объединению усилий по их созданию.

По разным вопросам классификации “наработано” довольно много. Массив трудов, посвященных проблемам, связанным с классификацией в различных предметных областях, а также носящих интердисциплинарный характер (логика, методология науки и т. п.), по-видимому, насчитывает порядка сотен тысяч (миллиона?) наименований, в том числе одну–три тысячи монографий. Именно потому что классификационное начало заложено в человеке на биологическом уровне Природой, результаты, полученные им в сфере классификационной проблематики даже стихийно, полуосознанно, с недостаточной рефлексией, достойны кумулятивного освоения, анализа и обобщения. Говоря более образно, нежели рационально, – как результаты, полученные Природой с помощью мышления человека, как попытка Природы мышлением человека вскрыть и показать существо и особенности природного феномена классификации⁷.

Для того чтобы иметь возможность суммировать и сопоставлять чрезвычайно многочисленные результаты разработок по разным аспектам классификации, необходима система, которая позволила бы сделать этот необозримый массив обозримым. Иными словами – нужна ... классификация. Классификация классификационных проблем, классификация вопросов, объединяемых проблемой клас-

сификации. Краткое изложение такой системы предлагается далее.

2. СИСТЕМА КЛАССИОЛОГИИ

2.1. Классиология и ее метаструктура

Множество вопросов, связанных с классификационной проблематикой, систему которых предлагается создать, составляют область научного знания о классификации. Эту отрасль знания можно было бы назвать *учением о классификации*. В.Л. Кожара для обозначения науки о классификации 27 марта 1981 г. предложил термин “**классиология**” [1984, с. 36–37]. Этот термин используется нами в дальнейшем потому, что – согласимся с В.Л. Кожарой: 1) он короче (одно слово вместо трех); 2) удобнее в словообразовательном аспекте (можно сказать “классиологический”, “классиолог”); 3) добавим от себя – термин “классификация” многозначен и может пониматься в трех – четырех смыслах ([Покровский, 1971, с. 97; 2006, 2014], подробнее об этом см. далее).

При *разработке структуры классиологии* как системы классификационных проблем⁸ самые крупные блоки могут быть выделены, исходя из наиболее общих соображений – отчасти дедуктивных, отчасти полуинтуитивных. В этой ситуации в качестве максимально крупных подразделений классиологии предлагается выделять три генеральных раздела, кардинально различающихся по содержанию и объему, но логически совершенно равноправных (хотя логически связанных): введение в проблему, предварительные положения (пролегомены) и классиология (*s. s.*) [Покровский, 2006, 2014].

Введение в проблему – это методологическая основа всей системы классиологии, блок, в котором характеризуется специфика проблемы классификации, ставится задача по созданию системы классиологии, оговариваются основные принципы решения этой задачи и, может быть, намечаются первые шаги такого решения.

Предварительные положения (пролегомены) – это блок классиологии, предусматриваемый для положений и проблем, решение которых необходимо оговорить, принять или которые нужно решить до рассмотрения собственно классификационной проблематики, поскольку предварительное получение или постулирование решения этих положений и проблем требуется для корректного решения собственно классификационных проблем и задач.

Классиология (s. s.) – это блок собственно классификационных проблем, основная по объему и

⁶ Следует сказать, что отмеченные недостатки в некоторых естественных науках (например, в биологии или минералогии) проявлены менее, чем в других, но полностью этих недостатков не лишены классификационные построения и в этих науках.

⁷ Сходную исследовательскую ситуацию обрисовывают В. Эбелинг и Р. Файстель, приступая к рассмотрению универсальных принципов процесса эволюции: “Теория самоорганизации и эволюции – это продукт нашего мышления, а наше мышление, в свою очередь, представляет собой продукт самоорганизации и эволюции” [Эбелинг, Файстель, 2005, с. 11].

⁸ Важно особо подчеркнуть, что система классиологии, о которой идет речь, это *система проблем, система вопросов*, связанных с классификацией, но не *система решений* этих проблем (что не означает неуместность решения любой из них).

главная по целевой значимости часть предлагаемого каркаса классиологии.

Кратко конкретизируем содержание и структуру предлагаемых трех разделов классиологии.

2.2. Введение в проблему

До обоснования и формулировки задачи по созданию системы классиологии и выбора основных принципов ее решения разумно кратко рассмотреть в этом блоке классиологии специфику проблемы классификации.

2.2.1. Основные черты проблемы классификации как научной проблемы, думается, можно представить следующим перечнем ее специфических особенностей.

1. Широкий диапазон абстракции, требуемый при работе с классификационной проблематикой. В общем случае исследователь, действующий в данной сфере, должен быть способен работать от прямого наблюдения и досконального знания классифицируемых объектов (уровень прямого наблюдения – это практически “нулевой” уровень абстракции) до довольно высокого уровня абстракции, предусматривающего способность абстрагироваться от неиспользуемых в классификации признаков объектов и способность видения системы признаков объектов, а не системы объектов (“сущностные” классификации, по С.С. Розовой [1964, 1986]). Как правило, способность к абстракции такого диапазона в одной личности встречается крайне редко.

2. Междисциплинарный характер проблемы классификации. Проблема имеет много общего в совершенно, казалось бы, различных отраслях знания (если не принимать во внимание, что все объекты существующего мира хотя бы опосредованно, но связаны между собой) – в биологии, медицине, геологии, географии, языкознании, технике, искусствоведении и других отраслях знания. Такая общность, объективно говоря, и делает возможным, и стимулирует междисциплинарный “обмен опытом” в разрешении многообразных задач, связанных с классификацией.

3. Недостаток рационализма, преобладание интуиции в создании новых и оценке существующих классификаций. Этот вопрос довольно детально рассматривался ранее (см. п. 1. Некоторые аспекты проблемы классификации). При этом показаны необходимость преодоления интуитивизма в подходе к классификации (преодоления с помощью дискурсивного мышления) и глубинная трудность такого преодоления.

4. Разобщенность исследований по разным вопросам классификационной проблемы в разных отраслях знания при огромном массиве работ по ней (как отмечалось, существует *необозримое* их количество – ориентировочно $n100\ 000-1$ млн (?)).

2.2.2. Все сказанное в пункте 2.2.1 (особенно последнее) свидетельствует о необходимости создания рациональной системы, позволяющей найти в ней место *любой* работе, хотя бы косвенно касающейся проблемы классификации⁹. Это, в свою очередь, позволило бы сопоставлять работы, относящиеся к одной классификационной проблематике, и – что не менее важно – не сопоставлять работы, не подлежащие сопоставлению как относящиеся к различным задачным ситуациям. Все это способствовало бы грамотной, корректной системной кумуляции накопленных результатов по отдельным вопросам проблемы классификации и по проблеме классификации в целом. Иными словами, содержание пункта 2.2.1 может служить *основанием для постановки задачи создания системы классиологии*.

2.2.3. Основными принципами, на которых в обрисованной ситуации разумно строить систему классиологии, предлагаются рационализм (явность и операциональность используемых формулировок); апостериорность (опора на имеющиеся разработки)¹⁰ и – как следствие – гипотетико-дедуктивный подход, доминанта содержательности построений (приоритет формализации содержания имеющихся научных построений перед созданием новых формальных построений) и некоторые другие; направленность на предварительное выявление понятий и утверждений, служащих начальными, исходными, базовыми для рассматриваемого или формируемого построения (принцип базипетальности); универсальность предлагаемого решения; его системность; терминологическая толерантность (не настаивание на терминах для обозначения понятия при максимально достижимой определенности содержания понятия, обозначаемого этим термином).

2.3. Предварительные положения (пролегомены)

Этот раздел, как было сказано, предусматривается для положений и проблем, собственно классификационными не являющихся, но подлежащих анализу до рассмотрения собственно классификационной

⁹ Речь идет о создании именно *рациональной* системы, ибо при этом необходимо вскрывать рациональное, дискурсивное зерно в понятиях и утверждениях, содержание которых завуалировано расплывчатостью интуитивных представлений.

¹⁰ Как уже говорилось, хотя результаты, полученные на сегодня в классиологии, содержат мощную интуитивистскую составляющую и преодоление глубинной интуитивности в подходе к классификационной проблеме чрезвычайно трудно, субъективный интуитивизм – как тоже отмечалось – имеет и *объективные* корни. Поэтому, повторим, даже из полуинтуитивных массовых разработок по классификационной проблематике выделять рациональное начало, несомненно, разумно: стихийный коллективный научный опыт по проблеме огромен.

проблематики, поскольку решение или постулирование решения таких положений и проблем необходимо в последующем при корректном рассмотрении вопросов, связанных с классификацией. В этом разделе предлагается выделить три блока: 1) исходные понятия, 2) предварительная проблематика, 3) другие предварительные положения.

2.3.1. *Исходные понятия.* Определить понятие – значит подвести его под более общее понятие, указав особенности, делающие определяемое разновидностью более общего понятия (в логике такое определение понятия называется “родовидовым”). Исходными в рамках используемой системы понятий полагаются наиболее общие понятия, которые определить уже “не через что”. Их содержание как исходных, наиболее общих, строго говоря, не определяется, а лишь поясняется неким неформальным образом, иллюстрацией, примерами.

Для предлагаемой концепции классиологии *исходными* полагаются следующие понятия: объективное и субъективное (мир и субъект); формальный и содержательный аспекты научного построения; объект и метод; свойство, признак; система; множество (класс) и понятия, связанные с ним (элемент множества, задание множества, отношения между множествами, операции над множествами); понятия, связанные с категорией “понятие” (объем и содержание, дефиниция, приемы, сходные с определением понятия); термин; задача и понятия, связанные с ней (постановка, решение задачи). Массив исходных понятий, как правило, может быть некоторым образом систематизирован.

Исходными положениями аналогично исходным понятиям принимаются положения, которые не выводятся из других положений, своего рода аксиомы.

2.3.2. *Предварительная проблематика.* Предварительную проблематику, не являющуюся, строго говоря, классификационной, но при этом связанную с проблемами классификации, наверное, невозможно представить исчерпывающим перечнем. Список таких проблем вряд ли может быть универсальным. Каждый исследователь, причастный к классиологии, составит свой список. Можно, однако, считать, что к числу наиболее методологически важных проблем, служащих базой при решении собственно классификационных вопросов, относятся, например, следующие (отнюдь не составляя исчерпывающий перечень):

- формальный и содержательный аспекты научного построения,
- выделение объекта исследования и классификации,
- понятие “сущность”,
- генезис объекта и связанная с этим проблематика,
- универсализация систем описания объекта и метода,
- оценка истинности научного высказывания.

- *Формальный и содержательный аспекты научного построения* ранее (см. п. 2.3.1) введены как исходные понятия. В этом разделе их можно рассматривать в качестве проблемы в разных аспектах – формализация научного знания, операции с неформализованными данными, взаимозависимость этих двух особенностей в конкретном научном построении и др.

- *Выделение объекта* исследования и классификации из окружающего универсума – в общем случае важная методологическая проблема, которую можно рассматривать на различном уровне абстракции – от философско-методологического до оценки корректности конкретной дефиниции объекта.

- *Понятие “сущность”* – категория для представителей конкретных наук слишком абстрактная и далекая от привычного наглядного экспериментального материала. Однако в связи с классификацией постоянно (даже в конкретных науках) говорится о необходимости отражения классификацией “сущности” классифицируемых объектов и построения классификации на “существенных” признаках объекта. Попытка придать понятиям “сущность”, “существенность” на основе опыта их использования конструктивный, операциональный смысл приводит к предложению считать сущностью объекта то, что 1) присуще данному объекту неизменно, инвариантно; 2) позволяет отличить его от объектов других типов, а степень существенности свойства оценивать по широте его транспортируемости с сохранением его типобразующей функции (чем больше перечень типов объектов, для которых свойство сохраняет таксономическое значение, тем глубже оно отражает сущность объектов каждого из типов) [Покровский, 2004, 2014].

- *Генезис объекта или явления* часто обсуждается в разных научных дисциплинах – от естественно-научных до гуманитарных. При этом в эволюционно-генетических построениях используются и другие понятия, связанные с понятием “генезис” или родственные ему, например “онтогенез”, “филогенез”. Это сказывается и на подходе к классификациям. В частности, в геологии говорят о структурно-вещественных (морфологических) и генетических классификациях, в биологии – фенетических и филогенетических, в языкознании – типологических и генеалогических. Не настаивая на подобном толковании понятий и на их обозначении именно такими терминами, можно предложить следующую более или менее универсальную систему понятий, связанных с эволюционно-генетическими построениями в разных науках.

В общем случае разумно выделять две группы построений – *структурно-вещественные (морфологические)*, в которых используются вещественно-структурные особенности объектов (определяемые прямо или косвенно) и изменение этих особенностей во времени, и *генетические (механизмные)*,

отражающие механизмы появления и изменения объектов и их признаков и временную эволюцию этих механизмов.

В числе *структурно-вещественных (морфологических)* построений целесообразно выделять: 1) квазистатичные построения (отражающие объект как квазистатичную, неизменяющуюся систему); 2) построения, отражающие изменения объекта (комплекса наблюдаемых признаков объекта) в течение времени его существования (отражающие онтогенез объекта); 3) построения, отражающие изменения однотипных объектов за время, много большее, чем период существования любого из объектов (отражающие *филогенез объекта*). В числе *генетических (механизмных)* построений разумно говорить о механизмах, создавших, обусловивших появление и развитие систем, отражаемых морфологическими построениями. Для морфологических (структурно-вещественных) построений 1–3-го типов это будут соответственно: 4) *генезис объекта*; 5) *механизм (механизмы) онтогенеза* (например, гормональные механизмы онтогенеза половой системы человека); 6) *механизм (механизмы) филогенеза*. Каждое из названных механизмных построений, в свою очередь, может рассматриваться как квазистатический механизм; механизм, изменяющийся в своем онтогенезе; механизм, претерпевающий филогенетические трансформации.

Построения, названные здесь морфологическими и генетическими, различаются не только содержанием, но и методологией и методикой создания, ибо морфологические особенности объектов относятся к уровню фактов, а генетические – к теоретическому уровню научных построений.

• *Универсальные системы описания объекта и метода* представляют собой по сути универсальные классификации-перечисления особенностей объекта и метода. Чем более универсальны системы описания названных онтологических единиц, тем глубже они отражают сущность описываемого (см. ранее о понятии “сущность”). При этом, чем более универсальны системы описания названных онтологических единиц, тем более разнородные объекты или методы могут сопоставляться между собой с их помощью, что важно при решении классификационных задач. При этом нужно помнить, однако, что чем универсальнее система описания, тем более обобщенно формулируются в ней те особенности, которые подлежат фиксации в соответствии с этой системой. При необходимости сравнивать объекты более ограниченной группы универсальные системы описания могут быть детализованы.

• *Оценка истинности научного высказывания* – вопрос, который представители конкретных наук нередко считают лежащим чуть ли не за пределами этих наук – в сфере философии. Тем более что провозглашаемый много десятилетий философией (в основном марксистской) критерий истины – “прак-

тика” – по-видимому, отвечает *интуитивному* ощущению, что в ходе общественно-исторического процесса происходит отбраковка ошибочных положений (что, как известно, далеко не всегда так, разве что в пресловутом “конечном счете”). Вместе с тем данный критерий чрезвычайно удобен для исследователя с минимальной или нулевой рефлексией. Ибо в таком случае названный критерий оказывается идентичен уютной житейской мудрости типа “жизнь покажет”, “поживем – увидим” и подобным сентенциям, снимающим с души тяжесть неопределенности, а с интеллекта – тяжкую необходимость думать.

Однако от практики как критерия истины современная философия (даже российская), как можно понять, отказывается [Огурцов, 1967, 2010]. Кроме того, этот “критерий” не отвечает принципам рационализма и операциональности, заявленным для излагаемой здесь концепции классиологии: он оценивает истинность лишь “в конечном счете”. Однако как определить момент наступления этого “конечного счета”, данный “критерий” не оговаривает, позволяя считать, что такой момент еще не наступил, или ошибочно полагать, что он наступил и все расставлено по своим местам, для того чтобы через 20–30 лет расставленное по местам подверглось уничтожающей критике.

Нередко в научном социуме в качестве оценочно-истинностного критерия используются (часто неявно) авторитет автора анализируемого построения, оценка на основе личного опыта, экспертная оценка и др. Подобные критерии по природе интуитивны, слишком индивидуальны, не могут дать надежных и воспроизводимых оценок и используются (резонно) лишь за неимением лучшего, более надежного. Следовало бы в наиболее общем виде разрабатывать конструктивные, объективизированные критерии истинности, не зависящие от индивидуальных особенностей тех, кому приписываются этими критериями пользоваться.

2.3.3. *Другие предварительные положения*. Это своего рода резервный блок, предусматриваемый для пролегомен, которые могут оказаться неучтенными в первых двух блоках (см. п. 2.3.1 и 2.3.2) и появиться в результате коллективного научного опыта решения классификационных и околоклассификационных проблем. По мере накопления в данном блоке материала, относящегося к одной тематике, последняя может быть выделена специальной рубрикой в “Исходных понятиях” или “Предварительной проблематике”.

2.4. Классиология (s. s.)

Это основная, заглавная часть предлагаемого каркаса классиологии, наиболее объемная и структурированная, предусматриваемая для систематизации собственно классификационной проблема-

тики. В ней предлагается выделять два раздела: общие вопросы классиологии и систематическую классиологию.

2.4.1. *Общие вопросы классиологии.* Здесь необходимо 1) рассмотреть понятие “классификация” как центральное понятие классиологии и снять его многозначность, десинкретизировать его содержание (см. п. 1.3.1); 2) исходя из этого, определить основную структуру классиологии (s. s.), т. е. основные разделы классиологии, соответствующие этим десинкретизированным, выделенным по отдельности смыслам понятия “классификация”; 3) предусмотреть блок “Другие общие вопросы классификации” как резервный для общих вопросов классиологии, которые окажутся не включенными в предыдущие два блока и могут появиться в ходе развития науки (этот блок функционально идентичен предусмотренному в прологеменах (см. п. 2.3.3)). Рассмотрение последнего, третьего, сегмента общих вопросов классиологии мы ограничим сделанной ремаркой, а первые два – охарактеризуем предметно.

2.4.1.1. *О понятии “классификация”.* Обычно под классификацией понимают следующие генеральные понятия с часто приписываемыми им разнообразными особенностями, называемые – часто при одинаковом содержании – разными терминами:

- 1) система классов объектов;
- 2) процедура построения такой системы классов;
- 3) процедура отнесения конкретного объекта к одному из классов такой системы или
- 4) комбинация этих понятий – всех трех в совокупности или в любых сочетаниях по два.

(Понятие “класс” трактуется здесь в самом широком смысле – как синоним понятия “множество”.)

Для того чтобы не путать перечисленные понятия, несомненно, имеющие *различное* содержание, необходимо обозначать их различными терминами. Напомнив, что мы не настаиваем на именно этих терминах, условимся для обозначения названных понятий использовать следующие термины:

- система классов – *классификация*;
- процедура построения такой системы классов – *классифицирование*;
- процедура отнесения конкретного объекта к одному из классов системы – *диагноз* (диагноз объекта)¹¹;
- система классов объектов, процедура ее построения и процедура отнесения конкретного объекта к одному из классов системы, рассматриваемые

¹¹ Для обозначения процедуры отнесения объекта к одному из классов системы можно было бы использовать и широко распространенный термин “распознавание”, “распознавание образов”. Однако термин “диагноз” выглядит предпочтительнее: в области распознавания образов есть задача *распознавания* без учителя – задача построения системы подмножеств всего рассматриваемого множества объектов (т. е. то, что мы условились называть классифицированием).

мые в неразрывной совокупности (в любом сочетании попарно или все три), – *классиосистема*.

2.4.1.2. *Об основных разделах классиологии.*

По содержанию (по объекту науки), в соответствии с зафиксированными вариантами понимания классификации, можно выделить следующие разделы классиологии:

1) наука о системах классов – классификациях – *классификациеведение*;

2) наука о процедурах построения систем классов – классифицировании – *систематика*;

3) наука о процедурах отнесения объекта к одному из классов системы – диагнозе – *диагностика*;

4) наука о классификациях, классифицировании, процедурах диагноза объекта, рассматриваемых в неразрывном единстве всех трех или любых двух из них, – наука о классиосистемах – синкретическая классиология, или *синклассиология*¹².

По степени общности, широте сфер приложения положений как классиология в целом, так и названные ее разделы могут быть разделены на следующие блоки:

1) *общие* – рассматривающие вопросы, имеющие максимально широкое, универсальное значение без содержательных ограничений;

2) *отраслевые* – рассматривающие вопросы, не выходящие за рамки определенной отрасли знания (астрономии, геологии, биологии, языкознания и др.);

3) *конкретные* – рассматривающие вопросы, касающиеся классификации конкретных объектов (колчеданных месторождений Рудного Алтая, заболеваний почек у детей, сферических функций, земляных блошек и т. д.).

Такое разделение классиологической проблематики по степени общности условно по двум причинам.

Во-первых, можно выделить не три уровня общности, а больше. Например, между первым и вторым уровнями общности можно определить надотраслевой уровень (классиологические проблемы в естественных, технических, гуманитарных науках), между вторым и третьим – подотраслевой (для геологии, в частности, это классиологические проблемы в минералогии, палеонтологии, тектонике, гидрогеологии, учении о полезных ископаемых и т. п., для биологии – классиологические вопросы в генетике, цитологии, гистологии, энтомологии, териологии и т. п.).

¹² По поводу раздела, названного нами синклассиологией, уместно отметить, что, например, Ю.А. Воронин [1985] определяет классификацию не просто как “конечную совокупность конечных разбиений” исходного множества объектов, а как “конечную совокупность конечных разбиений”, *полученную фиксированным способом*. Если непонятно, **как получена** приводимая система классов, такая система – по определению – не считается классификацией. Это типичный пример подхода, который можно назвать (по предлагаемой терминологии) синклассиологическим.

Во-вторых, проблемы выделенных трех уровней общности не независимы друг от друга: наиболее общие положения часто отрабатываются на частных случаях и в силу общности применимы на всех трех уровнях; однако при разработке вопросов частных классификаций могут родиться универсальные проблемы и положения.

Следует отметить, что в ряду “общая–отраслевая–конкретная классиологическая проблематика” удельный вес формально-логических вопросов классификации, начиная с почти полного доминирования, последовательно уменьшается, а содержательных вопросов классификации – последовательно возрастает до почти полного доминирования. Эти два аспекта – общность и содержание разделов классиологии – могут считаться логически независимыми и в сочетании давать матрицу. Тем не менее между ними может быть установлено относительное старшинство и тогда их сочетание будет представлять собой иерархическую систему. Учитывая, что общие особенности считаются *общими* именно потому, что они применимы во всех отраслевых и более частных ситуациях, а также то, что более универсальные особенности отражают глубинную сущность объекта или явления (см. п. 2.3.2), можно считать, что разделение классиологии по степени общности (на общую, отраслевую, конкретную) иерархически выше, чем разделение на содержательные разделы (классификациеведение, систематику, диагностику и синклассиологию).

Тогда иерархическая структура классиологии (s. s.) определяется ее первоочередным разделением на общую, отраслевую и конкретную. Каждый из названных разделов разумно разделить подобно тому, как для классиологии (s. s.), на общие вопросы и систематическую часть, а в последней выделять четыре содержательных раздела.

2.4.2. *Систематическая классиология*. Содержание *всех* основных разделов классиологии характеризовать здесь представляется невозможным из-за большого объема материала, который потребовалось бы привести. Лишь в качестве иллюстрации кратко рассмотрим фрагменты некоторых разделов классиологии.

Общая классиология. В *общих вопросах общей классиологии* предлагается анализировать философские, гносеологические, логические, психологические основы классификации, социальные, культурологические корни классификации, типы классифицируемых множеств, реальность выделенных классов, другие общие вопросы. В *систематической общей классиологии*, например в *общем классификациеведении*, можно предложить рассмотреть общие вопросы классификаций; типы классификаций; вопросы перечислительных классификаций (функции классификаций, формы представления классификаций, требования к классификациям, система аналитического описа-

ния классификации, методика оценки классификации, методика анализа и оценки группы классификаций, прочие вопросы перечислительных классификаций); вопросы классификаций других типов.

Отраслевая классиология. В *общих вопросах отраслевой классиологии* в качестве первоочередного вопроса должен рассматриваться (разрабатываться) базовый перечень наук или их групп, в соответствии с которым в *систематической отраслевой классиологии* должна анализироваться классификационная проблематика в разных научных дисциплинах. Например, *отраслевое классификациеведение* помимо своих общих вопросов должно рассматривать особенности и проблематику классификаций в разных отраслях науки (науковедении, философии, математике, информатике, физике, химии, астрономии, геологии, биологии, географии, антропологии, медицине, лингвистике, этнографии, социологии, политологии, экономике, истории, технике, культурологии, литературоведении, искусствоведении и др.), сравнительный анализ классификаций разных отраслей знания (сравнительное классификациеведение), другие вопросы отраслевого классификациеведения.

2.5. Общая структура классиологии

Итак, общая структура классиологии как классификация проблем, связанных с классификацией и возникающих при создании такой классификации, фрагментами изложенная в п. 2.1–2.4, в обобщенном виде может быть представлена следующим иерархическим списком.

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ (ПРОЛЕГОМЕНЫ) КЛАССИОЛОГИЯ (s. s.)

Общие вопросы классиологии

Систематическая классиология

Общая классиология

Общие вопросы общей классиологии

Систематическая общая классиология

Общее классификациеведение

Общая систематика

Общая диагностика

Общая синклассиология

Отраслевая классиология

Общие вопросы отраслевой классиологии

Систематическая отраслевая классиология

Отраслевое классификациеведение

Отраслевая систематика

Отраслевая диагностика

Отраслевая синклассиология

Конкретная классиология

Общие вопросы конкретной классиологии

Систематическая конкретная классиология

Конкретное классификациеведение

Конкретная систематика
Конкретная диагностика
Конкретная синклассиология

Предложенная структура классиологии может рассматриваться как система, обладающая полной, связностью и адаптивностью.

Полнота приведенного перечня обусловлена дедуктивностью его построения. Общая структура классиологии – самые крупные три раздела – введение в проблему, неклассификационные вопросы (пролегомены) и классификационные вопросы – предусматривают *все* возможные вопросы, которые могут возникнуть в процессе построения или оказаться в составе созданной системы классиологии. Разделение классиологии (s. s.) на общие вопросы и систематическую классиологию также отвечает требованию полноты. Структура систематической классиологии (s. s.) базируется на исчерпывающем перечне толкований базовых классификационных понятий по их содержанию и общности. Таким образом, можно считать, что *любая* работа, хотя бы косвенно связанная с классификационной проблематикой, может найти место в этой системе.

Связность предложенной системы просматривается на разных уровнях, в различных аспектах. Связность основного, самого крупного триадного деления классиологии уже отмечалась. Легко видеть логическую и содержательную связь общей, отраслевой и конкретной классиологии, а также классификациеведения, систематики, диагностики и синклассиологии. Связность наблюдается в более мелких деталях обрисованной структуры. Например, принцип универсальности (“Введение”) естественно приводит к толкованию “сущности” и универсальности систем описания объекта и метода (“Пролегомены”); систематизированные в “Пролегоменах” понятия, связанные с генезисом, используются в системе описания объекта. Этот список иллюстраций связности предложенной системы классиологии можно было бы продолжить.

Адаптивность рассматриваемой системы классиологии, пригодность ее к поступлению новых данных без существенного изменения структуры системы обеспечивают две следующие особенности:

1) иерархичность позволяет сохранять общую структуру системы при изменении деталей и выделении более мелких подразделений;

2) предусмотренность в системе на разных уровнях блоков типа “Общие вопросы” и “Другие (прочие) вопросы” (несмотря на внешнюю бесхитростность такого приема, эти рубрики позволяют помещать в систему информацию, строго говоря, до времени не номинированную, но по мере накопления материала, могущую быть выделенной в качестве самостоятельной темы).

3. ОТРАСЛЕВЫЕ РАЗДЕЛЫ КЛАССИОЛОГИИ И СИСТЕМА КЛАССИОЛОГИИ В ЦЕЛОМ (НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СООТНОШЕНИЯ)

Изложенная концепция классиологии может считаться полной. Потому любая работа, имеющая хотя бы косвенное отношение к классификационной проблематике, должна найти в этой системе свое место, как и группа работ определенного направления. В качестве примера можно рассмотреть геологический и биологический разделы классиологии – их место в общей системе классиологии и их возможную структуру.

3.1. Место классификационных проблем геологии и биологии в общей системе классиологии

Если говорить о *месте* этих групп классификационных проблем в обрисованной системе классиологии, то кажется не требующим ни доказательства, ни даже пояснения, что названные разделы классификационной проблематики являются разделами блока “Отраслевая классиология” – геологическим и биологическим соответственно.

3.2. Состав и структура геологической и биологической классификационной проблематики

3.2.1. Говоря о *составе и структуре* этих разделов классиологии, можно сделать следующие **предварительные замечания.**

3.2.1.1. Подход, использованный в создании полной, связанной и адаптивной (способной к развитию и саморазвитию) системы классиологии, может применяться и для совершенствования отдельных разделов, в том числе геологической и биологической классификационной проблематики. Тем более, что огромный объем материала, накопленного в этих областях, как и в классиологии в целом, несмотря на значительность (а, может быть, и благодаря ей), разрознен и недостаточно связан единой структурой, что затрудняет восприятие этих областей геологии и биологии как целостных систем знания.

Следует напомнить, что одна из главных особенностей подхода в создании такой системы – первоочередная *систематизация* стоящих *проблем, решаемых вопросов, рассматриваемых тем, а не результатов*, полученных по этим проблемам, вопросам, темам. Это позволяет уменьшить до обозримого объема информации, закладываемой в такую систему. Если приводить не структуру области знания как перечень всех вопросов, в этой области решаемых, а все сведения, полученные при их решении, объем информации, подлежащей изложению, возрастает на два-три порядка. Однако при та-

ком объеме затруднены видение и восприятие каркаса, структуры, рубрикации отрасли знания. Если, повторим, составлять перечень не всей информации, существующей в данной области знания, а решаемых в этой области вопросов (особенно, если перечень иерархизирован), такой перечень становится структурно-иерархизированным, компактным, обозримым во всем объеме.

Можно надеяться, что такая системная взаимосвязка всех элементов двух разделов отраслевой классиологии – геологической и биологической – как самостоятельных, автономных отраслей знания споспсобствовала бы совершенствованию разработок в этих областях.

3.2.1.2. При подходе к составлению перечня проблем, представляющих собой два раздела классиологии, разумно использовать разработанный нами *критерий сущности*, образно формулируемый как “чем универсальней, тем сущностней” [Покровский, 2004; 2014, с. 67–115]. Можно говорить об универсальности, проявляющейся “по горизонтали”, таксономической [Мейен, 1978] универсальности, проявляющейся в объектах разного типа, но одного иерархического уровня организации. При этом можно говорить и об универсальности, наблюдаемой “по вертикали”, мерономической [Мейен, 1978] универсальности, своего рода фрактальности. Это универсальность, которой подчиняются не разные системы (системные объекты разных типов), а системы и их подсистемы, подсистемы и их элементы, элементы этих подсистем и, в свою очередь, элементы этих элементов и т. д.

Поскольку геологическая и биологическая классификационные проблематики – это фрагменты целостной системы классиологии (см. п. 3.1), разумно использовать этот критерий для выработки структуры разделов классиологии и посмотреть, возможна ли его реализация в принципе. Кроме того, следует определить, приводит ли его реализация к бессмыслице, нонсенсу или более или менее реальному результату.

3.2.1.3. Необходимо сказать несколько слов о *терминологических трудностях* сопоставления различных отраслевых и общеклассиологических систем. Сопоставление геологической и биологической классификационной проблематики с изложенной минимизированной, унифицированной системой классиологии имеет в первую очередь значительные *терминологические трудности*.

И в геологической, и – особенно – в биологической систематике [Шаталкин, 2012] наработана чрезвычайно мощная, объемная терминологическая система (или, говоря более широко, понятийно-терминологическая база). При этом разница понятийно-терминологических баз сравниваемых здесь изложенной ранее (см. п. 2) системы классиологии и систем геологической и биологической систематик не только имеет количе-

ственную сторону, но и обусловлена различными методологическими установками, определяющими эти системы. Если концепция классиологии реализует тенденцию *интеграции* в науке, попытку рассмотреть классификационные разработки в разных научных дисциплинах унифицированно, то предметно-дисциплинарные классификационные разработки ведутся, как правило, в русле *дифференциации* науки, все большей детализации типов классифицируемых объектов и разнообразия аспектов их анализа. При этом такие предметно-дисциплинарные разработки обычно несут заряд цеховых изоляционизма и изолированности. В них преобладают рассмотрение любых классификационных вопросов без выхода за рамки предметной области, отказ от сопоставления классификационных построений в данной предметной области с таковыми в других, даже смежных, областях – такой отказ иногда декларируется нормативно. Например, в Международном кодексе ботанической номенклатуры в части I (“Принципы”) принцип I гласит: “Ботаническая номенклатура независима от зоологической и бактериологической” [Международный кодекс..., 2001, с. 27].

Однако, чем бы это ни было обусловлено, необходимо констатировать, что де-факто набор терминов и смысл понятий, обозначаемых ими, в изложенной системе классиологии и геологической и биологической классиологии для общего случая следует считать различным. Поэтому необходимо специально оговорить, что если до сих пор все употребляемые специальные классиологические термины имели однозначное толкование, то далее (см. п. 3.2.2, 3.2.3) возникает ситуация, когда нужно использовать термины трех несогласованных друг с другом терминологических систем, не имея при этом реальной возможности при первом употреблении каждого термина раскрывать его смысл. К сожалению, приходится апеллировать к надежде, что смысл употребляемых терминов (на которых мы по-прежнему не настаиваем) будет понят правильно, исходя из контекста. Контекстуальность смысла – недостаток, неприемлемый для авторского научного текста (см. п. 1). Однако в данном случае, очевидно, контекстуальности смысла избежать невозможно, ибо приходится обсуждать ситуацию в предметной области, базирующейся на неавторизованном нами понятийном поле. Предварительно оговорить определение *n*100 понятий, применяемых в связи с геологическими классификациями и в биологической систематике, обозначаемых специальными терминами, из них найти корректные эквиваленты гораздо меньшему числу понятий, используемых в рамках изложенной системы классиологии, к тому же, возможно, обозначаемых другими терминами, заручиться согласием геологов и биологов на употребление именно их, обозначаемых именно такими терминами, – задача вряд ли

выполнимая в конечный отрезок времени (тем более одним человеком).

3.2.2. Возможные состав и структура геологической отраслевой классиологии могут быть обрисованы следующим образом.

Следуя предложенному принципу фрактальной универсальности (см. п. 3.2.1.2), можно для геологической классиологии¹³ в порядке апробации предложить ту же структуру, что и для классиологии в целом:

- вводная (установочная) часть;
- предварительные положения (геопролегомены);
- геологическая классиология (s. s.).

Кратко поясним содержание названных разделов.

Вводная (установочная) часть – основные принципы построения системы геологической классиологии. Важно еще раз подчеркнуть: принципы не создания или оценки геологических классификаций, а построения *системы проблем* геологических классификаций, вопросов, связанных с этими классификациями. Среди этих принципов, в отличие от принципов построения системы классиологии, как можно ожидать, могут оказаться принципы с содержательным акцентом или просто содержательные принципы, например (но далеко не только) необходимость учитывать (или не учитывать) в классификациях генезис геологических объектов.

Предварительные положения (геопролегомены). В этом разделе, как и в классиологии в целом, разумно предусмотреть три подраздела: исходные понятия, предварительная проблематика, другие предварительные положения. При этом некоторые вопросы могут рассматриваться и в статусе исходных понятий, и в ряду предварительной проблематики, как при рассмотрении формального и содержательного аспекта научного построения (см. п. 2.3.1, 2.3.2): в “Исходных понятиях и положениях” понятие или тезис принимается как данность, в “Предварительной проблематике”, если есть необходимость и возможность, эти понятия и положения анализируются, корректируются и таким образом получают развитие, обоснование, более глубокое и аргументированное, а не просто принимаются как данность.

К геологическим пролегоменам могут быть отнесены, например, проблемы иерархии природных объектов (от элементарных частиц, химических элементов до минералов, горных пород, формаций и далее – до геологических оболочек, планеты Земля, планетных систем, звезд, галактик – до Вселенной); унификация понятия “генезис” применительно к геологическим объектам разного иерархического уровня (структурно-вещественные и генетические, статические, динамические и ретроспек-

тивные системы в геологии), понятия “онтогенез” и “филогенез”; проблема истинности применительно к геологическим исследовательским и производственным работам; возможны и другие.

Геологическая классиология (s. s.). Для этого блока геологической классиологии также можно предложить структуру, аналогичную структуре классиологии (s. s.).

Общие вопросы геологической классиологии (s. s.)
Систематическая геологическая классиология (s. s.)

Общая геологическая классиология – вопросы любых геологических классификаций
Отраслевая геологическая классиология – вопросы классификаций меромических или таксономических групп геологических объектов в разных отраслях геологии (классификации в минералогии, геохимии, петрографии – петрологии, литологии, палеонтологии, структурной геологии, геотектонике, месторождениях полезных ископаемых и др.)

Конкретная геологическая классиология – вопросы классификаций геологических объектов конкретных типов (минералов группы пирохлора, слоистости осадочных пород, фораминифер, кор выветривания, гранитов, гидротермальных месторождений урана, структур рудных месторождений, магматических формаций, глубинных разломов, гидроминерального сырья и др., а также узко-региональные и узковременные геологические классификации – аммонитов верхнего мела, колчеданных месторождений девона, свинцово-цинковые месторождения рудного Алтая и др.)

В каждом из трех последних разделов (общая – отраслевая – конкретная геологическая классиология) можно рекомендовать выделить следующие элементы.

Общие вопросы раздела

Систематическая часть раздела

Геологические классификации как система классов

Процедуры (алгоритмы) построения геологических классификаций

Процедуры (алгоритмы) диагностики объектов классифицируемого множества

Геологическая синклассиология (рассматривающая ситуации, когда, например, получаемые системы таксонов оцениваются в жесткой зависимости от алгоритмов их получения)

3.2.3. Возможные состав и структура биологической отраслевой классиологии (биологической систематики) могут быть обрисованы аналогично.

Область знания, которую мы называем “биологическая классиология” или “биологическая систематика”, вполне в соответствии с принципом фрактальности, может считаться столь же необъятной,

¹³ Еще раз оговорим, что на термине “геологическая классиология” мы не настаиваем.

как и классиология в целом (достаточно обратиться к упомянутой работе А.И. Шаталкина [2012]). Более обозримой ее могла бы сделать компактная структура. Следуя предложенному принципу фрактальной универсальности, можно для биологической систематики в порядке обсуждения предложить ту же структуру, что и для классиологии в целом и геологической отраслевой классиологии в частности:

- вводная (установочная) часть;
- предварительные положения (биопрологомены);
- биологическая систематика (s. s.).

Кратко поясним содержание названных разделов.

Вводная (установочная) часть – основные принципы построения системы “биологической классиологии”. Важно еще раз подчеркнуть: принципы не создания или оценки биологических классификаций, а построения *системы проблем* биологических классификаций, вопросов, связанных с этими классификациями. Среди этих принципов, в отличие от принципов построения системы классиологии, как и в геологической классиологии, могут оказаться принципы с содержательным акцентом или просто содержательные принципы.

Предварительные положения (биопрологомены). В этом разделе также разумно предусмотреть три подраздела: исходные понятия, предварительная проблематика, другие предварительные положения. К биологическим прологоменам могут быть отнесены, например, понятия “жизнь” (“живые системы”); онтогенез (включение или невключение в него механизмов онтогенеза); универсализация системы описания биологических объектов (для палеобиологических объектов такая работа была проделана, например, И.А. Коробковым [1978]), в рамках этой задачи – типы признаков, используемых при описании биологических объектов; какие-либо базовые положения биологии (“Аксиомы биологии” Б.М. Медникова [1982]); а также многое другое, уместное в этой рубрике.

Можно вспомнить также, что материалы первого симпозиума по проблемам теоретической биологии, состоявшегося по инициативе Международного союза биологических наук 53 года назад (1966), были опубликованы под названием “Прологомены” [На пути..., 1970]. Кажется неслучайным, что издание с таким названием имело место именно в биологии.

Биологическая систематика (s. s.). Для этого блока биологической систематики также можно предложить структуру, аналогичную структуре классиологии (s. s.).

Общие вопросы биологической систематики (s. s.)

Систематическая часть биологической систематики (s. s.)

Общая биологическая систематика – вопросы любых биологических классификаций

Отраслевая биологическая систематика – вопросы биологических классификаций отдельных меронимических или таксономических групп объектов (классификации в молекулярной биологии, генетике, цитологии, гистологии, протистологии, малакологии, энтомологии, ихтиологии, герпетологии и др.)

Конкретная биологическая систематика – вопросы биологических классификаций узких групп организмов (земляных блошек, жуков-пилильщиков, сиговых, копытных леммингов и др., а также узкорегинальные биологические классификации)

В каждом из трех последних разделов (общая – отраслевая – конкретная биологическая систематика) можно рекомендовать выделить следующие компоненты.

Общие вопросы раздела

Систематическая часть раздела

Биологические классификации как система классов

Процедуры (алгоритмы) построения биологических классификаций

Процедуры (алгоритмы) диагностики объектов классифицируемого множества

Биологическая синклассиология (рассматривающая ситуации, когда, например, получаемые системы таксонов оцениваются в жесткой зависимости от алгоритмов их получения)

Сказанное в обоснование фрактальной трансляции общей структуры классиологии в геологическую и биологическую отраслевые классиологии (см. п. 3.2.1) и реализация этого подхода (см. п. 3.2.2, 3.2.3) показывают, что структура рассмотренных двух разделов отраслевой классиологии, порождаемая таким подходом по меньшей мере не лишена смысла, а может быть, и имеет определенный резон. Главное – сделать необъятное обозримым, а компактно представленное легче и эффективнее поддается управлению и совершенствованию. При этом компактное логичное представление геологического и биологического блоков классиологии – один из приемов, облегчающих работу по их совершенствованию, позволяющий сделать эту работу более эффективной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Классификация – один из главных элементов мышления человека. Ее корни формировались на протяжении предшествующей антропогенезу длительной эволюции живых систем и заложены в мышлении человека на биологическом, подсознательном уровне. Поэтому в разработках по классификационной проблематике значительную роль играет подсознательная, интуитивная составляющая. Для преодоления подсознательно-

го (бессознательного?) интуитивного компонента этих разработок, что ощутимо повысило бы их научное качество, требуется рефлексия (мысли о мыслях). При этом необходима рефлексия гораздо более настойчивая, чем во многих других случаях мыслительной деятельности, тем более трудная, что она должна быть направлена на анализ не какой-либо “внешней” информации, а собственной интуиции.

Такая рефлексия, сознательно инициируемая, должна быть направлена в первую очередь на снятие контекстуальности, синкретизма и неконструктивности в разработках по классификационной проблематике. Тем не менее разработки по разным вопросам классификаций – пусть и будучи недостаточно отрефлексированными – составляют огромный массив публикаций (сотни тысяч работ, в том числе несколько тысяч монографий). Полезно сделать этот массив обозримым. Тогда, систематизировав и суммировав этот материал, из него можно было бы концентрированно выделить рациональный, дискурсивный компонент разработок. Для этого нужна классификация классификационных проблем, классификация вопросов, объединяемых проблемой классификации.

2. Множество вопросов, хотя бы косвенно связанных с классификацией, составляет область знания, которую предлагается называть “**классиология**”. В ней целесообразно выделять введение в проблему, предварительные положения (пролегомены) и классиологию (*s. s.*).

Введение в проблему. В нем освещаются основные особенности проблемы классификации, обосновывается задача построения системы классиологии, оговариваются принципы решения этой задачи.

Предварительная проблематика (пролегомены). Включает исходные понятия и предварительную проблематику, которые подлежат принятию или решению до рассмотрения собственно классификационных проблем, поскольку они могут оказаться необходимыми при таком рассмотрении. Предварительные проблемы могут включать, например, выделение объектов, понятие “сущность”, онтогенез, филогенез и генезис объекта, универсальную систему описания объекта или др.

Классиология (*s. s.*) подразделяется на общие вопросы и систематическую часть.

В *общих вопросах классиологии (*s. s.*)* определяются базовые для нее понятия. Не настаивая на терминах как таковых, предлагается различать следующие понятия:

- 1) система классов – *классификация*, наука о ней – *классификациеведение*;
- 2) процедура построения системы классов – *классифицирование*, наука о ней – *систематика*;
- 3) процедура отнесения объекта к одному из классов системы – *диагноз*, наука о ней – *диагностика*;

4) понятие, сочетающее в себе понятия п. 1–3, – *классиосистема*, наука о классиосистемах – *синкретическая классиология (синклассиология)*.

По широте рассмотрения любых вопросов классиологии предлагается различать *общую, отраслевую и конкретную классиологию* (классиологию конкретных объектов).

*Систематическая классиология (*s. s.*)* имеет состав и структуру, определяемые названными понятиями.

Общая классиология

- Общие вопросы общей классиологии*
- Систематическая общая классиология*
- Общее классификациеведение
- Общая систематика
- Общая диагностика
- Общая синклассиология

Отраслевая классиология

- Общие вопросы отраслевой классиологии*
- Систематическая отраслевая классиология*
- Отраслевое классификациеведение
- Отраслевая систематика
- Отраслевая диагностика
- Отраслевая синклассиология

Конкретная классиология

- Общие вопросы конкретной классиологии*
- Систематическая конкретная классиология*
- Конкретное классификациеведение
- Конкретная систематика
- Конкретная диагностика
- Конкретная синклассиология

Предложенной системе классиологии в целом свойственны полнота, связность и адаптивность.

3. Геологическая классиология и биологическая классиология (биологическая систематика) являются фрагментами системы классиологии. Они относятся к разделу “*Отраслевая классиология*”, занимая в нем сегменты “*геология*” (“*геологические науки*”) и “*биология*” (“*биологические науки*”) соответственно. Эти сегменты фрактально столь же необозримы, как и классиология в целом. Их также можно сделать обозримыми, фрактально транспонировав в них структуру системы классиологии в целом. Тогда для этих двух сегментов отраслевой классиологии можно предложить следующую аналогичную их структуру (табл. 1).

В обоих случаях в каждом из трех последних подразделов и геологической, и биологической классиологии рекомендуется выделять общие вопросы подраздела и его систематическую часть. В последней, в свою очередь, целесообразно предусмотреть следующие блоки: 1) геологические (биологические) классификации, 2) процедуры построения геологических (биологических) классификаций, 3) процедуры диагноза в геологии (биологии), 4) геологическая (биологическая) синклассиология.

Таблица 1. Сопоставление предлагаемых структур геологического и биологического сегментов классиологии
Table 1. Comparison of the proposed structures of the geological and biological segments of the classiology

<p style="text-align: center;">ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИОЛОГИЯ</p> <p>Вводная (установочная) часть Предварительные положения (геопрологомены) Иерархия природных объектов, генезис геологических объектов, проблема истинности в геологии и др.</p> <p>Геологическая классиология (s.s.)</p> <p><i>Общие вопросы геологической классиологии</i> <i>Систематическая геологическая классиология</i> <i>Общая геологическая классиология</i> <i>Отраслевая геологическая классиология</i> <i>Конкретная геологическая классиология</i></p>	<p style="text-align: center;">БИОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИОЛОГИЯ (БИОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА)</p> <p>Вводная (установочная) часть Предварительные положения (биопрологомены) Понятия “жизнь”, “онтогенез”, “филогенез” и др., типы признаков и система описания организмов, “аксиомы биологии” и др.</p> <p>Биологическая классиология (s.s.) (биологическая систематика)</p> <p><i>Общие вопросы биологической систематики</i> <i>Систематическая биологическая систематика</i> <i>Общая биологическая классиология</i> <i>Отраслевая биологическая классиология</i> <i>Конкретная биологическая классиология</i></p>
--	--

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арцт Ф. (2014) Умные растения. Как они приманивают и обманывают, предупреждают собратьев, защищаются и зовут на помощь, когда оказываются в опасности. Пер. с нем. М.: Ломоносовъ, 240 с.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О. (2006) Радиоларии. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 320 с.
- Боас Ф. (2011) Ум первобытного человека. Пер. с англ. М.: Красанд, 154 с. (Академия фундаментальных исследований: этнология)
- Брюшинкин В.Н. (2001) Логика. Учебник. М.: Гардарики, 335 с.
- Вейсман А.Д. Греческо-русский словарь. Репринт 5-го изд. 1899 г. М.: Греко-латинский кабинет Ю.А. Шичалина, 1991. 1370 стб.
- Воронин Ю.А. (1985) Теория классифицирования и ее приложения. Новосибирск: Наука, 232 с.
- Кожара В.Л. (1984) Классификационная проблема. М.: ВИНТИ, № 7149-64 Деп. 42 с.
- Кондаков Н.И. (1975) Логический словарь-справочник. М.: Наука, 720 с.
- Коробков И.А. (1978) Палеонтологические описания. Л.: Недра, 208 с.
- Медников Б.М. (1982) Аксиомы биологии. М.: Знание, 135 с.
- Международный кодекс ботанической номенклатуры (Сент-Луисский кодекс), принятый 16-м Международным ботаническим конгрессом. Сент-Луис, Миссури, июль-август 1999 г. Пер. с англ. СПб: Санкт-Петербургская химико-фармацевтическая академия, 210 с.
- Мейен С.В. (1978) Основные аспекты типологии организмов. *Журн. общ. биол.*, XXXIX(4), 495-508.
- На пути к теоретической биологии. Т. I. Прологомены (1970). М.: Мир, 182 с.
- Огурцов А.П. (1967) Практика. *Философская энциклопедия*. (Гл. ред. Ф.В. Константинов) Т. 4. М.: Сов. энциклопедия, 340-349.
- Огурцов А.П. (2010) Практика. *Новая философская энциклопедия*. Т. 3. М.: Мысль, 321-325.
- Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. (1995) СПб: ВСЕГЕИ, 128 с.
- Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2008) 2-е изд., перераб. и доп. (Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова). СПб: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Покровский М.П. (1971) О требованиях к геологическим классификациям. *Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Тр. Свердл. горн. ин-та*, (81), 97-107.
- Покровский М.П. (2004) К понятию “сущность”: попытка конструктивного осмысления. *Новые идеи в философии природы и научном познании*. Сб. науч. тр. Вып. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 168-211.
- Покровский М.П. (2006) Классиология как система. *Вопр. философии*, (7), 95-104.
- Покровский М.П. (2014) Введение в классиологию. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 484 с.
- Розова С.С. (1964) Научная классификация и ее виды. *Вопр. философии*, (8), 69-79.
- Розова С.С. (1986) Классификационная проблема в современной науке. Новосибирск: Наука, 224 с.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. (1998) В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева, В.И. Драгунов, Д.К. Патрунов, В.Г. Кузнецов, Г.А. Беленицкая, В.В. Куриленко, А.Д. Петровский, В.Н. Кондитеров, Т.К. Баженова, В.В. Жданов, Ф.А. Щербаков, М.Н. Щербакова, Г.А. Мизенс, В.М. Цейслер, Б.А. Трифионов, Ю.Л. Верба, К.Б. Ильин. СПб: Недра, 352 с.
- Сокал Р.Р. (1980) Кластер-анализ и классификация: предпосылки и основные направления. *Классификация и кластер*. (Под ред. Дж.В. Райзина). М.: Мир, 7-19.
- Спиноза Б. (1932) Этика, доказанная в геометрическом порядке и разделенная на пять частей. М.; Л.: ОГИЗ, 224 с.
- Тейяр де Шарден П. (1987) Феномен человека. М.: Наука, 240 с.
- Толково-энциклопедический словарь. СПб: Норинт, 2006. 2144 с.
- Философский словарь (2002) Учеб. пособ. (Под общ. ред. Ю.И. Мирошникова). Екатеринбург: УрО РАН, 104 с.
- Хайдеггер М. (1993) Время картины мира. *Время и бы-*

- тие: статьи и выступления. М.: Республика, 1993, 41-63.
- Шаталкин А.И. (2012) Таксономия. Основания, принципы, правила. М.: Тов-во научных изданий КМК, 600 с.
- Эбелинг В., Файстель Р. (2005) Хаос и космос: синергетика эволюции. М.; Ижевск: Ин-т компьютерных исследований; НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 336 с.
- Эйнштейн А. (1967) Эпilog. Сократовский диалог. *Собр. науч. тр. В 4 т.* Т. IV. Статьи, рецензии, письма. Эволюция физики. М.: Наука, 156-166. (Сер. “Классики науки”)
- Grosenick L., Clement T.S, Fernald R.D. (2007) Fish can infer social rank by observation alone. *Nature*, **445**, 429-432.

REFERENCES

- Afanas'eva M.S., Amon E.O. (2006) *Radiolyarii* [Radiolyarii]. Moscow, Paleontological Inst. of RAS, 320 p. (In Russian)
- Artst F. (2014) *Umnye rasteniya. Kak oni primanivayut i obmanyvayut, preduprezhdayut sobrat'ev, zashchishchayutsya i zovut na pomoshch', kogda okazyvayutsya v opasnosti* [Clever plants. How they lure and deceive, warn their brethren, defend themselves, and call for help when they are in danger]. Moscow, Lomonosov Publ., 240 p. (In Russian)
- Boas F. (2011) *Um pervobytnogo cheloveka* [The mind of primitive man]. Moscow, KRASAND, (Academy of Sciences basic research: Ethnology) Publ. 154 p. (In Russian)
- Bryushinkin V.N. (2001) *Logika. Uchebnik* [Logic. Textbook]. Moscow, Gardariki Publ., 335 p. (In Russian)
- Ebeling V., Faistel' R. (2005) *Khaos i kosmos: sinergetika evolyutsii* [Chaos and cosmos: synergetics of evolution]. Moscow-Izhevsk. Institut komp'yuternykh issledovaniy; NITs “Regulyarnaya i khaoticheskaya dinamika” Publ., 336 p. (In Russian)
- Einshtein A. (1967) The Epilogue. Socrat's dialogue. *Sobr. nauch. trudov. v 4-kh tomakh*. T. IV. Stat'i, retsenzii, pis'ma. Evolyutsiya fiziki. [Coll. Science. Works in 4 vol. IV. Articles, reviews, letters. Evolution of physics]. Moscow, Nauka Publ., 156-166. (In Russian)
- Filosofskii slovar'* [Philosophical dictionary]. (2002) (Ed. Yu.I. Miroshnikov). Ekaterinburg: UB RAS, 104 p. (In Russian)
- Grosenick L., Clement T.S, Fernald R.D. (2007) Fish can infer social rank by observation alone. *Nature*, **445**, 429-432.
- Haidegger M. (1993) Time pictures of the world. *Vremya i bytie: stat'i i vystupleniya* [Time and being: articles and speeches]. Moscow, Respublika Publ., 41-63. (In Russian)
- Kondakov N.I. (1975) *Logicheskii slovar'-spravochnik* [Logical dictionary-reference book]. Moscow, Nauka Publ., 720 p. (In Russian)
- Korobkov I.A. (1978) *Paleontologicheskie opisaniya* [Paleontological descriptions]. Leningrad, Nedra Publ., 208 p. (In Russian)
- Kozhara V.L. (1984) *Klassifikatsionnaya problema* [Classical problem]. Moscow, VINITI, № 7149-64 Dep. 42 p. (In Russian)
- Mednikov B.M. (1982) *Aksiomy biologii* [Axioms of biology]. Moscow, Znanie Publ, 135 p. (In Russian)
- Meien S.V. (1978) The main aspects of the typology of organisms. *Zh. Obshch. Biol.* **XXXIX**(4), 495-508. (In Russian)
- Mezhdunarodnyi kodeks botanicheskoi nomenklatury (Sent-Luiskii kodeks), prinyaty 16-m Mezhdunarodnym botanicheskim kongressom. Sent-Luis, Missuri* [International Botanical Nomenclature Code (St. Louis Code), adopted by the 16th International Botanical Congress. St. Louis, Missouri] (1999) St.Petersburg, Sankt-Peterburgskaya khimiko-farmatsevticheskaya akademiya Publ., 210 p. (In Russian)
- Na puti k teoreticheskoi biologii. T. I. Prolegomeny* [On the way to theoretical biology. T. I. Prolegomena]. (1970) Moscow, Mir Publ., 182 p. (In Russian)
- Ogurtsov A.P. (1967) Practice. Philosophical Encyclopedia. (Ed.-in-Chief F.V. Konstantinov) T. 4. Moscow, Sovetskaya entsiclopediya Publ., 340-349. (In Russian)
- Ogurtsov A.P. (2010) Practice. New philosophical encyclopedia. V. 3. Moscow, Mysl' Publ., 321-325. (In Russian)
- Petrograficheskii kodeks Rossii: magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya* [Petrographic Code of Russia: magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations]. (2008) (Eds O.A. Bogatkov, O.V. Petrov). St.Petersburg, VSEGEI Publ. 200 p. (In Russian)
- Petrograficheskii kodeks. Magmaticheskie i metamorficheskie obrazovaniya* [Petrographic Code. Magmatic and metamorphic formations]. (1995) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 128 p. (In Russian)
- Pokrovskii M.P. (1971) On the requirements for geological classifications. *Geologiya i poiski mestorozhdenii redkikh i tsvetnykh metallov*. Tr. Sverdl. gorn. in-ta, **81**, [Geology and the search for deposits of rare and non-ferrous metals. 81-st Proc. of Sverdlovsk Gorn. Inst.] 97-107. (In Russian)
- Pokrovskii M.P. (2004) On the concept of “essence”: an attempt at constructive thinking. *Novye idei v filosofii prirody i nauchnom poznanii*. Sb. nauch. tr. Vyp. 2 [New ideas in the philosophy of nature and scientific knowledge. Sat scientific works, Iss. 2]. Ekaterinburg, UB RAS, 168-211. (In Russian)
- Pokrovskii M.P. (2006) Classology as a system. *Vopr. Filosofii*, (7), 95-104. (In Russian)
- Pokrovskii M.P. (2014) *Vvedenie v klassologiyu* [Introduction to Classification]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 484 p. (In Russian)
- Rozova S.S. (1964) Scientific classification and its types *Vopr. Filosofii*, (8), 69-79. (In Russian)
- Rozova S.S. (1986) *Klassifikatsionnaya problema v sovremennoi nauke* [Classification problem in modern science]. Novosibirsk, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)
- Shatalkin A.I. (2012) *Taksonomiya. Osnovaniya, printsipy, pravila* [Taxonomy. Grounds, principles, rules]. Moscow, Tovarishchestvo nauchnykh izdaniy KMK Publ., 600 p. (In Russian)
- Sistematika i klassifikatsiya osadochnykh porod i ikh analogov* [Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues]. (1998) V.N. Shvanov, V.T. Frolov, E.I. Sergeeva V.I. Dragunov, D.K. Patrunov, V.G. Kuznetsov, G.A. Belenitskaya, V.V. Kurilenko, A.D. Petrovskii, V.N. Konditerov, T.K. Bazhenova, V.V. Zhdanov, F.A. Shcherbakov, M.N. Shcherbakova,

- G.A. Mizens, V.M. Tseisler, B.A. Trifonov, Yu.L. Verba, K.B. Il'in. . St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Sokal R.R. (1980) Cluster analysis and classification: background and main directions. *Klassifikatsiya i cluster*. (Pod red. Dzh.V. Raizina) [Classification and cluster (Ed. J.V. Raisin)]. Moscow, Mir Publ., 7-19. (In Russian)
- Spinoza B. (1932) *Etika, dokazannaya v geometricheskom poryadke i razdelennaya na pyat' chastei* [Ethics, proven in geometric order and divided into five parts]. Moscow, Leningrad, OGIZ Publ., 224 p. (In Russian)
- Tellar de Sharden P. (1987) Fenomen cheloveka [The Phenomenon of man]. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russian)
- Tolkovo-entsiclopedicheskii slovar'* [Explanatory-encyclopedic dictionary]. (2006) St.Petersburg, Norint Publ., 2144 p. (In Russian)
- Veisman A.D. *Grechesko-russkii slovar'*. Reprint 5-go izd. 1899 g. [Greek-Russian dictionary'. Reissue of the 5th izd. 1899]. Moscow, Greko-latinskii kabinet Yu.A. Shichalina Publ., 1991. 1370 p. (In Russian)
- Voronin Yu.A. (1985) *Teoriya classifitsirovaniya i ee prilozheniya* [The theory of classification and its application]. Novosibirsk, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Воин, геолог-съемщик, тектонист: к 100-летию со дня рождения Геннадия Степановича Сенченко

Геннадий Степанович Сенченко родился 05.02.1919 г. в селе Злинка Маловишковского района Кировоградской области Украинской ССР. После окончания Саратовского университета (1941 г.) он работал в университете, сначала геологом, позже старшим научным сотрудником НИИ геологии. Г.С. Сенченко – участник Великой Отечественной войны – был награжден орденами Отечественной войны 2-й ст. (1943), Красной Звезды (1944, 1945).

Начиная с 1952 г. и до конца жизни Геннадий Степанович работал в Уфе, в Институте геологии Академии наук, сначала старшим научным сотрудником, с 1964 г. – зав. сектором, а с 1965 г. – заведующим лабораторией тектоники. Научная деятельность Г.С. Сенченко связана с исследовани-

ями геоморфологии и, главным образом, тектоники Южного Урала. Г.С. Сенченко изучалась морфология складчатых форм региона и были выявлены основные закономерности их пространственной локализации, и их корреляция с глубинным строением земной коры.

Г.С. Сенченко был одним из авторов листа Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000 (1954 г.). Позднее он участвовал в исследованиях герцинских структур Альп и Урала совместно с учеными ГДР. Он автор около 80 научных трудов.

Геннадий Степанович Сенченко ушел из жизни 17.07.1985 г.

В 1975 г. на геологическом факультете МГУ Г.С. Сенченко защитил докторскую диссертацию “Складчатая структура Южного Урала и ее соотношение со строением глубоких горизонтов земной коры”. По материалам диссертации в 1986 г. в издательстве Наука вышла монография “Складчатые структуры Южного Урала”, навсегда вписавшая его имя в “золотой фонд” уральской геологии.

В этой фундаментальной монографии (и диссертации) Г.С. Сенченко было дано систематическое описание морфологии складчатых форм Южного Урала. Поскольку оно базировалось на результатах как собственных детальных, тщательных и (что особенно важно!) не предвзятых исследований, так и на обобщении результатов государственного геологического картирования Южного Урала вплоть до масштаба 1 : 50 000. Эта книга уже почти полвека является основополагающей для всех, кто интересуется тектоникой Южного Урала. И с годами ее значение не уменьшается, количество ссылок на эту монографию сейчас составляет около 400. Особое внимание Г.С. Сенченко было уделено в этой книге оценке роли и масштабов надвигов. Не отрицая в принципе возможности их существования, Геннадий Степанович аргументированно выступил против модной тогда тенденции бездумно объявлять каждый разлом (и даже задернованные пространства между комплексами пород) обязательно “шарьяжами и надвигами”. Поскольку тем самым он вынужденно противостоял авторитарному директору своего института, то, по всей видимости, это требовало от Г.С. Сенченко определенного гражданского мужества. В его монографии были также рассмотрены история изучения складчатости, особенности строения и возраст фундамента, вопросы заложения и развития Уральского склад-



чатого пояса, геотектоническая зональность всего Южного Урала и др.

К сожалению, я не был знаком с Г.С. Сенченко лично, хотя и “пересекался” с ним на общеуральских геологических совещаниях. Всем исследователям геологии Южного Урала, кто случайно пока ещё не прочитал его монографию, я очень рекомендую это сделать. Тем более, что книга полна хороших детальных картографических геологических иллюстраций (карт, схем и разрезов), причем (что важно) хорошо топографически “привязанных” к местности хорошо узнаваемыми контурами четвертичных речных отложений. Я не сомневаюсь, что

сделать это в то время (середина 70-ых гг.) было крайне непросто, поскольку именно тогда в стране был апогей “псевдо-секретности”. Можно только предполагать, каких усилий это стоило Геннадию Степановичу. И очень хорошо, что он не поддавался искушению опубликовать все его геологические схемы без топографических привязок, что было бы конечно намного проще (многие тогда, к сожалению, вынуждено так и делали...), но ценность его книги тогда была бы уже не велика.

Монографию Геннадия Степановича я бы рекомендовал уважаемым уфимским коллегам выставить на сайте Института геологии Уфы.

К.С. Иванов

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата А4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 250–350 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “–”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помечать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://lithosphere.ru>

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors department; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 250, but not exceeding 350 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 19 № 3

Май–Июнь 2019

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Л.К. Мальшевой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 96	Подписано в печать 28.06.2019	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 18.6	Уч.-изд. л. 18.6
	Тираж 120	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО “Мир”
394033, г. Воронеж, Ленинский проспект, дом 119а литера я, офис 215
Тел.: 8 958 64 95 331