Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр
Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2022

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2022

Научный журнал
Труды Карельского научного центра
Российской академии наук
№ 2, 2022
ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

ISSN 1997-3217 (печатная версия)
ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

Главный редактор
А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; О. Н. БАХМЕТ (зам. главного редактора), член-корр. РАН, д. б. н.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; И. В. ДРОБЫШЕВ, доктор биологии (Швеция – Канада); Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; Х. ЙООСТЕН, доктор биологии, проф. (Германия); А. М. КРЫШЕНЬ, д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; О. Л. КУЗНЕЦОВ, д. б. н.; Н. В. ЛУКИНА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; О. ОВАСКАЙНЕН, доктор математики, проф. (Финляндия); О. Н. ПУГАЧЕВ, академик РАН, д. б. н.; С. А. СУББОТИН, доктор биологии (США); Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; Т. Э. ХАНГ, доктор географии (Эстония); П. ХЁЛЬТТЯ, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИЙ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; А. Б. КУЗНЕЦОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА, к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; Е. Н. СВЕТОВА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; А. СОЭСОО, доктор геологии, проф. (Эстония); А. В. СТЕПАНОВА, к. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Издается с января 2009 г.

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
Тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Электронная полнотекстовая версия: http://transactions.krc.karelia.ru; http://journals.krc.karelia.ru

© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2022
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2022

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

TRANSACTIONS

of the KARELIAN RESEARCH CENTRE of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES

No. 2, 2022

PRECAMBRIAN GEOLOGY

Petrozavodsk
2022

Scientific Journal
Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
No. 2, 2022
PRECAMBRIAN GEOLOGY

ISSN 1997-3217 (print)
ISSN 2312-4504 (online)

Editor-in-Chief
A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. N. BAKHMET (Deputy Editor-in-Chief), RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); I. V. DROBYSHEV, PhD (Biol.) (Sweden – Canada); N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; T. E. HANG, PhD (Geog.) (Estonia); P. HÖLTTÄ, PhD (Geol.), Prof. (Finland); E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; H. JOOSTEN, Dr. (Biol.), Prof. (Germany); A. M. KRYSHEN', DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; O. L. KUZNETSOV, DSc (Biol.); N. V. LUKINA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; O. OVASKAINEN, PhD (Math.), Prof. (Finland); O. N. PUGACHYOV, RAS Academician, DSc (Biol.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; S. A. SUBBOTIN, PhD (Biol.) (USA); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); K. SZAJEWSKI, PhD (Math.), Prof. (Poland); A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); V. V. KOVALEVSKY, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); A. B. KUZNETSOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA, PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); A. SOESOO, PhD (Geol.) Prof.; A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; E. N. SVETOVA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

Published since January 2009

8 issues a year

Editorial Office address: 11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
Tel. (8142)762018; fax (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Full-text electronic version: http://transactions.krc.karelia.ru; http://journals.krc.karelia.ru

© Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 2022
© Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 2022

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 5–32
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 5–32
DOI: 10.17076/geo1522

УДК 553.21

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОМАТЕРИКОВ ЛАВРАЗИЯ И ГОНДВАНА В ДОКЕМБРИИ

С. И. Турченко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034)

Работа рассматривает закономерности тектонического и металлогенического развития ранних протоматериков Земли Лавразии и Гондваны от времени их возникновения при корово-мантийной неоднородности и распаде единого материка Родинии в конце протерозойского эона (1,7–0,6 млрд лет). Показана роль в этом процессе формирования офиолитовых комплексов Фенноскандии и поясов кратона Северной Америки, а также палеопротерозойских складчатых и коллизионных структур Евразии, Юж. Америки и Австралии. Кроме того, в работе рассматривается тектоническое и металлогеническое значение анорогенных гранитоидных вулканоплутонических поясов и в целом AMCG ассоциации, особенно характерной для Гондванской группы современных континентов.

Ключевые слова: металлогения; рудообразование; архей-протерозой; Гондвана; Лавразия; рудоносные структуры

Для цитирования: Турченко С. И. Металлогения и тектоническая эволюция протоматериков Лавразия и Гондвана в докембрии // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 5–32. doi: 10.17076/geo1522

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР FMUW-2022-0004.

S. I. Turchenko. PRECAMBRIAN METALLOGENY AND TECTONIC DEVELOPMENT OF THE EARTH'S PROTOCONTINENTS LAURASIA AND GONDWANA

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia)

The article explores regularities in the tectonic and metallogenic development of early protocontinents of the Earth (Laurasia and Gondwana) from the time of their appearance during crust and mantle inhomogeneity and disintegration of the united continent Rodinia late in the Proterozoic eon (1.7–0.6 Ga). It also demonstrates the role the formation of ophiolites in Fennoscandia and North American craton belts, as well as the Paleoproterozoic folding and collision structures of Eurasia, South America, and Australia has played in these processes. Another issue considered here is the tectonic and metallogenic significance of the anorogenic granitoid volcanic-plutonic belts and the AMCG association in general, which is especially typical in the Gondwana group of modern continents.

Keywords: metallogeny; ore genesis; Archean-Proterozoic; Gondwana; Laurasia; ore bearing structures

For citation: Turchenko S. I. Precambrian metallogeny and tectonic development of the Earth's protocontinents Laurasia and Gondwana. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;2:5–32. doi: 10.17076/geo1522

Funding. The study was financed under the research theme FMUW-2022-0004.

Введение

Глобальные палеотектонические реконструкции, начавшиеся с работы А. Вегенера, опубликованной в 1915 году, и позднее А. Дю-Тойта [Du Toit, 1937], всегда включали в свое рассмотрение тектоническое развитие двух биполярных протоконтинентов – Лавразии и Гондваны. Особенно интенсивно это развитие изучалось в последние 40 лет благодаря активному воздействию плейт-тектонической парадигмы в геологии. Реконструкции, основанные на современных методах сейсмологии и морской геофизики на начальном этапе применения этой парадигмы, касались преимущественно тектонического развития этих суперконтинентов в Неогее, но современные достижения в области петрологии и объединение ее с геофизикой показали возможность применения плейт-тектонических моделей и к раннедокембрийским кратонам [Condie, 1989], слагающим ядра суперконтинентов. Однако привлечение петрологических моделей потребовало существенных ограничений масштабов перемещения первичных континентальных блоков из-за реологических свойств архейской континентальной коры и проявления в раннем докембрии преимущественно внутриплитной плюм-тектоники [Fyfe, 1978; Davies, 1993; Park, 1997]. Палеомагнитные результаты исследования докембрийских щитов, обобщенные Дж. Пайпером [Piper, 1983], также показали, что кратонические ядра имели незначительные перемещения относительно друг друга, а их мобильные (в том числе и зеленокаменные) пояса имеют энсиалическую [Kröner, 1976] и плюм-тектоническую [Вревский и др., 2003] природу. Эти же результаты подтвердили существование, по крайней мере на период архей – палеопротерозой, единой континентальной коры, разделенной, вероятно, незначительными разрывами ее сплошности.

Кардинальными проблемами изучения тектонического развития континентальной коры, в связи с разделением ее на кору протоматериков Гондвана и Лавразия (объединенную с Сибирским и Северо-Китайским докембрийскими кратонами), являются: как далеко в глубь геологической истории прослеживается это разделение на тектонические сегменты, как изменялась пространственная их позиция и как выражались границы протоматериков в докембрии по сравнению с фанерозоем, которые были затронуты даже для их современных позиций [Якубчук, 2019]. Всем этим проблемам посвящены многочисленные исследования, и в особенности вопросы тектонической эволюции Гондванской группы материков, обобщенные В. Е. Хаиным и Н. А. Божко [1988], а также исследования по Проекту IGCP 288: Gondwanaland sutures and mobile belts [Unrug, 1996]. Попытки анализа металлогенической эволюции обоих протоматериков в докембрии затронуты при обобщении материалов по их тектонической эволюции в трех крупных монографиях [Precambrian..., 1981; Докембрийская..., 1985; Proterozoic..., 1992]. Кроме того, эта задача была осуществлена лабораторией металлогении ИГГД РАН одновременно с созданием банка металлогенических данных Атласа металлогенической зональности докембрия мира (АМЗДМ), выполненным в период 1985–2001 гг. в рамках международного проекта Комиссии по геологической карте мира ЮНЕСКО (Генеральный координатор – академик РАН Д. В. Рундквист). Разработки по этим направлениям позднее были подтверждены в крупной монографии Р. Эрнста [Ernst, 2014].

Проблемы корово-мантийной неоднородности Земли и ее значение для понимания сравнительной металлогении докембрийских протоматериков

Неоднородный характер верхней оболочки Земли ясен уже из геохимического и геодинамического ее различия, выраженного в делении на континентальную и океаническую кору, а также на кору и мантию. Особенности различий химической и геодинамической эволюции континентальной коры во времени (от архея к протерозою и далее к фанерозою) четко

показаны С. Тейлором и С. Мак-Леннаном [1988] и определенно свидетельствуют о ее неоднородности. Современная глобальная структурная неоднородность Земли достаточно ярко выражена в ее асимметрии (рис. 1), которая выявляется в различии двух ее полушарий:

Тихоокеанского – преимущественно океанического и Индо-Атлантического [Моссаковский и др., 1998], где сосредоточено большинство раннедокембрийских кратонов и протерозойско-палеозойских аккреционно-коллизионных орогенических поясов, составляющих основу континентальной коры континентов, разделенных океанами. Глобальный характер асимметрии Земли подтверждается не только особенностью распределения на ее поверхности континентов и океанов, обладающих разным типом коры (сиалической и симатической), но также и пространственными закономерностями проявления сейсмичности и активного вулканизма. Концепция тектоники плит, развивавшаяся в последние десятилетия, оказалась не в состоянии ответить на вопрос о причинах существующей асимметрии Земли, поскольку объектом ее приложения является относительно тонкий в масштабах планеты литосферный слой. Причины же асимметрии Земли, как современной, так и геологического прошлого, следует искать в существовании глобальных неоднородностей в ее мантийных оболочках. Сейсмическая томография, проведенная на всех континентах по международной

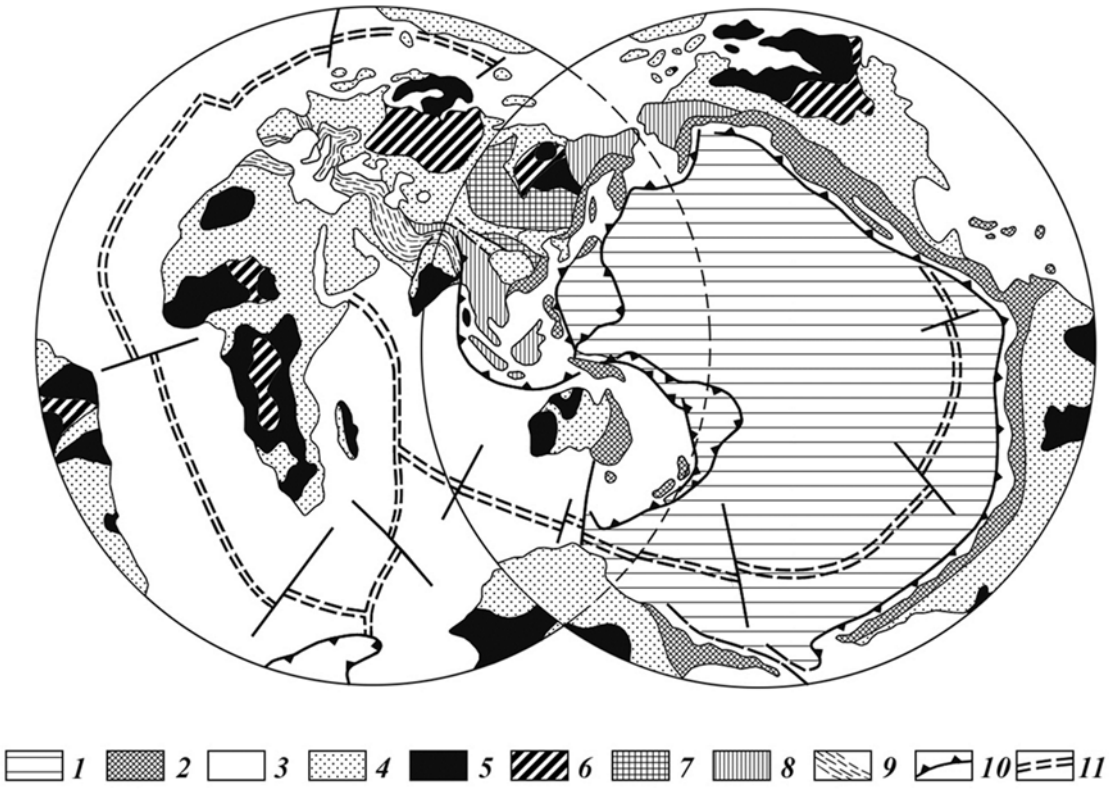


Рис. 1. Глобальная структурно-тектоническая неоднородность Земли [по: Моссаковский и др., 1998].

Тихоокеанское полушарие (справа): 1 – ложе Тихого океана, 2 – краевые палеозойские и мезозойские аккреционные системы Тихоокеанского пояса. Индо-Атлантическое полушарие (слева): 3 – океанические бассейны, 4 – неопротерозойско-палеозойские складчатые пояса и чехлы плит на континентальной коре, 5 – выступы архей-палеопротерозойских комплексов, 6 – они же, перекрытые чехлами плит, 7 – палеозой-мезозойские интракратонные складчатые области, 8 – мезозойские складчатые области, 9 – Альпийско-Гималайский коллизионно-аккреционный складчатый пояс, 10 – сейсмофокальные зоны, 11 – рифтовая система

Fig. 1. Global structural and tectonic heterogeneity of the Earth after [Mossakovsky et al., 1998].

Pacific hemisphere (right): 1 – bed of the Pacific Ocean, 2 – marginal Paleozoic and Mesozoic accretion systems of the Pacific belt. Indo-Atlantic hemisphere (left): 3 – ocean basins, 4 – Neoproterozoic-Paleozoic folded belts and plate covers on the continental crust, 5 – ledges of the Archean-Paleoproterozoic complexes, 6 – the same ones covered with covers of plates, 7 – Paleozoic-Mesozoic intracratonic folded regions, 8 – Mesozoic folded regions, 9 – Alpine-Himalayan collision-accretion folded belt, 10 – seismic focal zones, 11 – rift system

программе «Deep structure, composition and evolution of continents» (Lithos, v.48, 1999), подтверждает наличие подобных неоднородностей вплоть до глубинных оболочек Земли. Эти исследования показали, что под всеми докембрийскими кратонами наблюдаются высокие скорости упругих волн до глубин не менее 200 км. Глубже установлена зона понижения скорости упругих волн на несколько процентов, которая интерпретируется как зона частичного плавления вещества мантии, сопоставляемая с астеносферой. На этом основании был сделан вывод, что литосфера древних кратонов прослеживается до глубины 200 км. Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами свидетельствуют, что кора древних кратонов до глубин приблизительно 200 км и подстилающая их мантия имеют возраст от 1 до 3 млрд лет. Таким способом были установлены литосферные корни докембрийских структур, простирающиеся на глубину до 200 км и составляющие вместе с земной корой мощностью около 50 км тектоносферу Земли. Построение сейсмотомографических карт и разрезов разных глубинных уровней Земли, вплоть до ее ядра [Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995], выявило, что по крайней мере до глубины 2900 км сохраняется глобальная мантийная неоднородность Земли, хотя и меняющая свою конфигурацию от одного уровня к другому (рис. 2). Такая глубинная асимметрия отчетливо сохраняется для всех континентальных докембрийских масс с хорошо выраженным сейсмо-томографическим положительным эффектом. Это вместе со сложной историей формирования и распада первичных суперконтинентов – Пангей – свидетельствует об изначальном образовании, вероятно, именно в Индо-Атлантическом континентальном полушарии единого архейско-палеопротерозойского суперконтинента, положившего начало глобальной мантийной неоднородности. Все это указывает на то, что глобальная асимметрия Земли, а следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках существовали и в древнейшие эпохи геологической истории.

По давним представлениям J. Dalziel [1991] и J. Rogers [1996], в интервале 3–1 млрд лет, а по изотопно-геохимическим возрастным данным в интервале 3,8–1,3 млрд лет, происходило преимущественное слипание (амальгамирование) древних континентальных масс, в результате чего к рубежу 1 млрд лет образо-

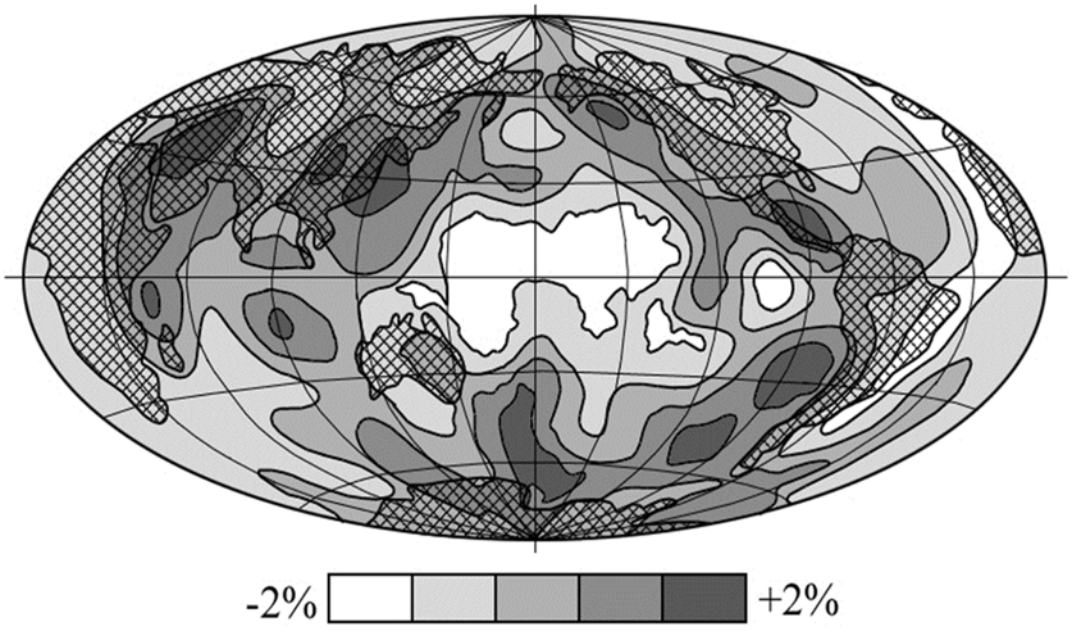


Рис. 2. Сейсмотомографическая модель Земли до глубины 2850 км. Отчетливо видна мантийная неоднородность Тихоокеанского полушария (штриховкой косым крестом показаны современные материки) и положительный томографический эффект континентальных масс [по: Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995]

Fig. 2. Seismic tomographic model of the Earth up to the depth of 2850 km. The mantle heterogeneity of the Pacific Hemisphere (shading with an oblique cross shows modern continents) and the positive tomographic effect of continental masses are clearly visible after [Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995]

вался единый суперконтинент Родиния [Li et al., 2008] (рис. 3). Этот достаточно сложный и длительный по времени процесс характеризовался преобладанием конструктивной тенденции тектонического развития континентов, которая определяла наращивание автохтонной коры (формирование наиболее ранних аккреционных орогенических поясов с возрастом 1,95–1,85 млрд лет – Циркумунгавского и Свекофеннского в Лаврентии) древнейших протоконтинентов Ур, Нена и Атлантика. Деструктивные процессы в эти временные интервалы играли подчиненную роль и выражались в образовании интракратонных рифтовых структур с возрастом 2,45–2,35–1,85 млрд лет, игравших существенную роль в формировании металлогенического облика протоматериков [Рундквист, Турченко, 1990; Рундквист и др., 1999]. На рубеже 1 млрд лет четко обособились два сегмента Земли, выражающие ее раннюю неоднородность: континентальный (Родиния) и океанический (Панталасса), просуществовавшие до рубежа 750 млн лет, когда начался распад Родинии. Палеотектонические реконструкции, основанные на палеомагнитных данных для рифея и венда [Моссаковский и др., 1998; Ernst, 2014], свидетельствуют о том, что континентальный и океанический сегменты занимали соответственно Южное и Северное полушария, и можно предполагать, что асимметричное строение литосферы продолжало существовать и в эти неопротерозойские эпохи.

Приведенные данные указывают на то, что глобальная асимметрия тектоносферы Земли, а следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках, существовали с древнейших докембрийских эпох геологической истории. Это является

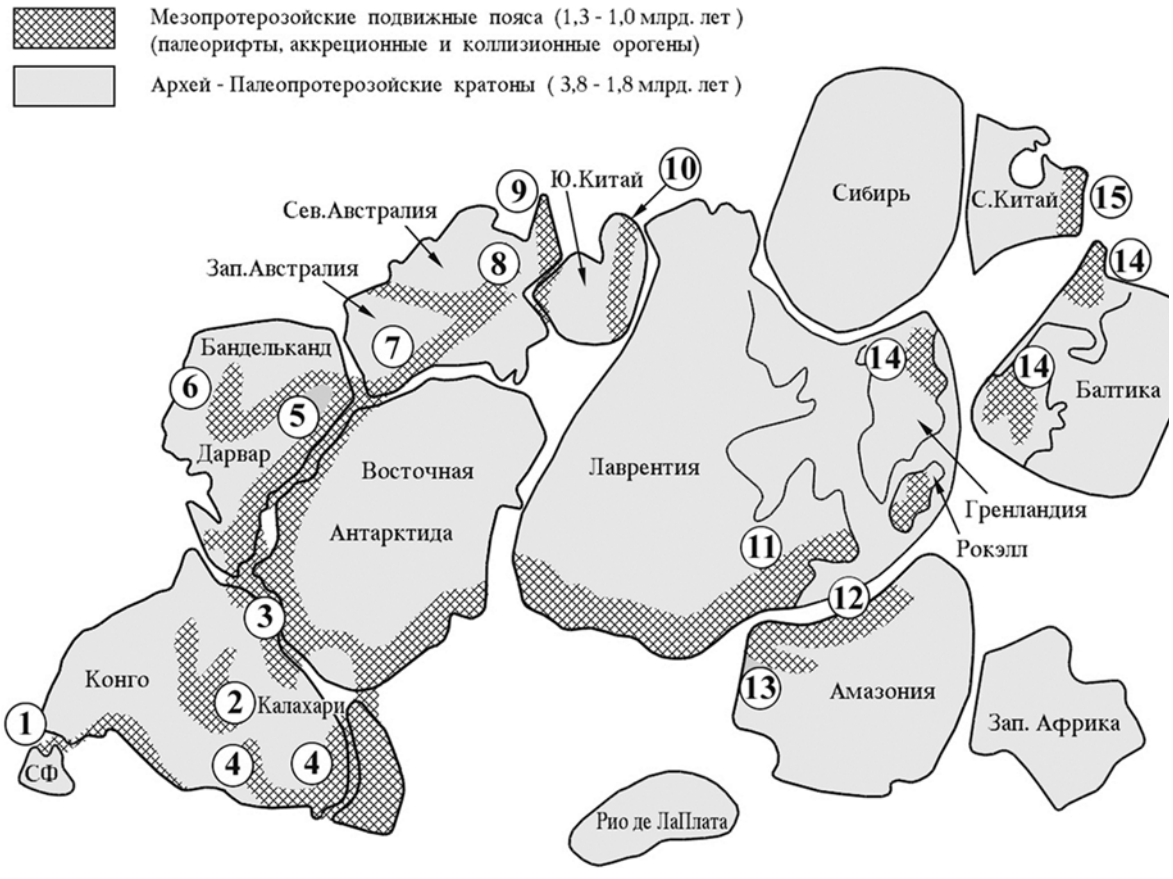


Рис. 3. Суперконтинент Родиния на период около 1 млрд лет назад [по: Unrug, 1996].

Мезопротерозойские подвижные пояса: 1. Рибейра – Сао-Рока в Юж. Америке и Майомбо в Зап. Африке. 2. Кибаридо-Ирумидский. 3. Мозамбикский. 4. Намаква-Натал. 5. Вост. Гаты. 6. Аравалли (Индия). 7. Олбани-Фрезер. 8. Патерсон-Масгрейв. 9. Сев.-Вост. Австралия. 10. Янцзы-Катазия (Китай). 11. Гренвилл (Канада). 12. Сунсас. 13. Агуапей. 14. Свеко-Норвежский и Вост. Гренландия – Зап. Шпицберген. 15. Куанпинг

Fig. 3. Supercontinent Rodinia for a period of about 1 Gya after [Unrug, 1996].

Mesoproterozoic mobile belts: 1. Ribeiro – Sao-Roca in South America and Mayombo in West Africa. 2. Kibarido-Irumidian. 3. Mozambic. 4. Namacwa-Natal. 5. Eastern Ghats. 6. Aravalli (India). 7. Olbani-Freser. 8. Patterson-Masgrave. 9. North-Eastern Australia. 10. Yantze-Cathaysia (China). 11. Greenville (Canada). 12. Sunsas. 13. Aguapei. 14. Sveco-Norwegian and East Greenland – West Spitsbergen. 15. Kuanping

важным аргументом в пользу представлений о первичной природе неоднородности Земли. Учитывая, что Земля является частью Солнечной системы и что планеты земной группы также обладают четкой асимметрией своего строения, представляется уместным обратить внимание на современные космологические данные, которые позволяют показать космохимические причины первичной неоднородности глубинных оболочек Земли и, соответственно, унаследованных неоднородностей древней литосферы.

В космохимии в настоящее время не осталось места для идеи, что Солнечная система образовалась из хорошо перемешанного химически и изотопно однородного горячего газового облака. Публикации, базирующиеся на исследованиях изотопного состава метеоритов и обобщенные в фундаментальном научном труде «Meteorites and the Early Solar System» [1998], подтверждают гетерогенность небулы на основе данных о стабильных изотопах. В этой работе приведены данные об изотопах кислорода, отличных от земных (метеорит Альенде), которые должны были иметь различные источники. Затем также показано, что были установлены изотопы внеземного состава для таких элементов, как Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, доказательно подтверждающие, что досолнечная небула являлась неоднородной. Показательны в этом же смысле изотопы благородных газов (Xe, Ne), а также N и C, представляющие частицы досолнечного происхождения в метеоритах, а именно материал звезд и межзвездных облаков. Кроме того, в метеоритах установлено также более высокое отношение дейтерия к водороду, чем это имеет место для земных пород. Ю. А. Шуколюков [1996], обобщая имеющиеся сведения по изотопам, заключает, что выявленные изотопные аномалии можно интерпретировать только как образования досолнечного происхождения и что они привнесены в Солнечную систему. Тем самым вещество последней гетерогенно и включает частицы самого разнообразного происхождения. Поскольку Земля является планетой Солнечной системы, то к ней в полной мере также относится и первичная неоднородность, сохранившаяся при ее аккреции.

Существует ряд моделей аккреции Земли, но среди них для наших построений относительно первичной мантийной неоднородности и металлогенических следствий из этого наибольшее значение имеют представления Д. Андерсона [Anderson, 1981] об образовании вещественных неоднородностей Земли на самых ранних этапах ее развития, выразившихся в неоднородностях строения мантии как в латеральном направлении, так и по радиусу Земли. По его мнению, нижняя мантия, обособившаяся из вещества ранних конденсатов в догеологический период развития Земли (древнее 4,1 млрд лет) на границе с ядром, наряду с железом обогащена Ca, Al, W, Nb, Sr, REE. Как было отмечено выше, в настоящее время существует много сейсмических признаков того, что самые нижние 200 км мантии контрастно неоднородны. С мантийными неоднородностями связано и неоднородное распределение рудных месторождений, в особенности мантийного происхождения, которые рассматривались А. Д. Щегловым в качестве главных предметов его представлений о нелинейной металлогении – нового направления в металлогенических исследованиях [Щеглов, Говоров, 1985; Щеглов, 1987]. В последней работе А. Д. Щеглов, рассматривая смысл и значение понятия «нелинейная металлогения и роль эмбриональной рудоносности мантии» и ссылаясь на публикацию Д. Ватсона [Watson, 1980], приводит данные о связи ряда «мантийных» рудных месторождений с неоднородностями в подкоровых оболочках. К таким месторождениям он относит месторождения Cr, Pt, Ni, Sn, U, W, Au, Ag. Так, для хромитовых месторождений Южной Африки он показал, что в течение 1,5 млрд лет хромитоносные ультрамафитовые интрузии локализовались в структурах континентальной коры, расположенной над мантийной областью, обогащенной хромом. Д. Ватсон отмечает также возможность существования «никелевых» неоднородностей в мантии, предопределяющих положение сульфидных никелевых месторождений. При этом он ссылается на территорию Канады, где располагаются месторождения никеля, заключающие в себе около половины мировых запасов этого металла.

Д. Ватсон высказывает также предположение, что мантия геохимически неоднородна в масштабе сотен километров по латерали, причем геохимические аномалии были характерны для архейской мантии и существовали на протяжении 1–2 млрд лет. Анализ рудоносности материков показал, что крупные сульфидные никелевые месторождения распределены крайне неравномерно. На территории Канады сосредоточено около 50 % мировых запасов никеля в палеопротерозойских интрузиях трех областей, обрамляющих архейскую провинцию Сьюпириор: Садбери, пояса Томпсон и Унгава. Вторая половина мировых запасов сосредоточена лишь в трех крупнейших про-

винциях скопления этого металла, находящихся в пределах других континентальных блоков: 1) в локальной группе архейских зеленокаменных поясов кратона Йилгарн в Зап. Австралии (месторождения пояса Камбалда в перидотитовых коматиитах), 2) в палеопротерозойских габбро-верлитах Печенгского палеорифта на Кольском полуострове на севере Фенноскандинавского щита и 3) в рифтогенных пермь-триасовых габбро-норитах Норильского района на севере древней Сибирской платформы. Никелевая геохимическая специализация особенно свойственна мафит-ультрамафитовым породам мантийного происхождения, которые были выведены из промежуточных магматических очагов в верхние коровые уровни, доступные для извлечения руд, при воздействии интенсивных процессов рифтогенеза и астеносферного плавления обогащенной никелем мантии. Вообще говоря, наиболее важные особенности строения и состава (в том числе и геохимического) оболочек Земли, по В. Л. Барсукову [1981], заложены еще в догеологический и раннегеологический периоды, а вся последующая коровая история – это лишь дальнейшее развитие тех особенностей состава, которые формировались на ранних этапах существования Земли и предопределили всю дальнейшую геохимическую эволюцию ее отдельных блоков.

Металлогения и тектоническое развитие суперконтинента от Пангеи-0 к Родинии на архей-неопротерозойском этапе

Существование единого суперконтинента (Пангея-0) в раннедокембрийский этап тектонической истории Земли поддерживается многими исследователями вслед за Дж. Пайпером [Piper, 1976], который на основании анализа палеомагнитных материалов сделал вывод, что почти все континенты составляли в это время единый материк. По мнению Дж. Роджерса [Rogers, 1996], сохранившиеся до настоящего времени небольшие фрагменты древнейшей (около 3,8 млрд лет) континентальной коры в кратонах Каапваальском, Зимбабвийском и Пилбара, принадлежали одному континенту. В Индии и Восточной Антарктиде также установлены континентальные блоки меньших размеров, но того же возраста, составлявшие вместе с другими древнейшими блоками континентальной коры единый суперконтинент в позднем архее [Хаин, Божко, 1988; Сорохтин, Сорохтин, 1997; Хаин, 2000]. Архейские блоки, слагающие ядра континентальной коры, в палеопротерозое (2,5–2,1 млрд лет) были подвержены интракратонному рифтогенезу, выразившемуся в формировании глобальных палеорифтов (Печенга и Имандра-Варзуга, Северонорвежско-Карельский на Фенноскандинавском, Криворожский на Украинском, Эллиот Лейк – Садбери, Пояс Томпсон на Канадском щитах), роев мафических даек (Пяозерский, Печенгский в Карело-Кольском регионе Фенноскандинавского щита, Херст-Матачеван на Канадском щите, Джимберлина-Биннерджи в Австралии, Великая Дайка в Юж. Африке), зон рассланцевания с проявлением тектоно-термальной переработки и рифтогенных эпикратонных бассейнов (Ятулийский, Гуронский, Хамерсли, Витватерсранд и др.). Все эти структуры являются рудоносными и несут специфическую металлогеническую нагрузку (Cr, Cu-Ni, Pt-Pd, Au, U). Для более позднего этапа раннего протерозоя (2,0–1,75 млрд лет) наряду с интракратонными тектоническими явлениями было характерно формирование аккреционных (Свекофеннский на Фенноскандинавском щите, Транс-Гудзонский в Канаде, Паттерсон-Наберру в Сев. Австралии) и коллизионных (Лимпопо-Мозамбикский в Африке, Лапландский Фенноскандинавского щита и др.) орогенических поясов с ювенильной палеопротерозойской корой, наращивающей континентальную кору этого суперконтинента. Следы океанической коры среди этих приращенных блоков сохранились в виде редких палеопротерозойских офиолитов (пояса Йормуа, Оутокумпу в Финляндии, Пуртуник и Пайсон в Канаде и США), которые далее будут кратко рассмотрены.

Причина единства раннедокембрийского суперконтинента, по мнению авторов работы [Сорохтин, Сорохтин, 1997], связана с глубинными геодинамическими процессами, проявленными в архее при переходе к интенсивной конвекции мантийного материала и активизированному состоянию мантии, что способствовало дрейфу архейских протоконтинентов к тому месту, где в глубинных геосферах осуществлялся процесс изначального стекания тяжелых расплавов железа и его окислов к ядру Земли. С. Тейлор и С. Мак-Леннан [1988], анализируя и обобщая изотопно-геохимические данные по континентальной коре, полагали, что архейская кора в целом для всех континентов имела мощность около 40 км и что ее состав сохранялся неизменным в последующие постархейские эпохи.

Мы попытались решить проблему единства архейского суперконтинента с помощью данных геофизики, опираясь на тот факт, что потенциальные поля и физические свойства

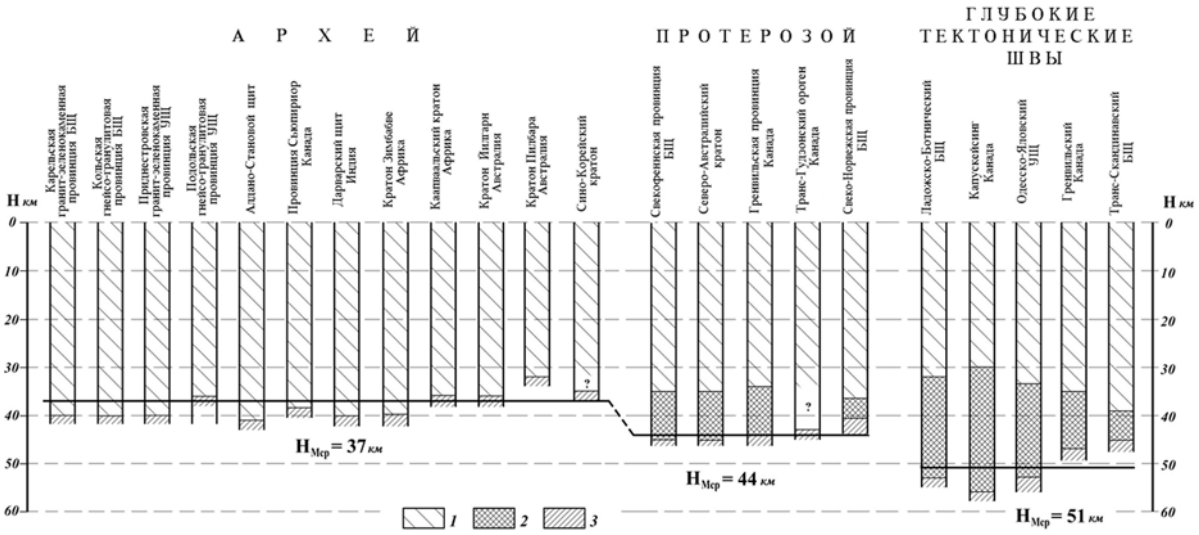


Рис. 4. Сейсмические модели земной коры докембрийских структур на разных континентах:

1 – континентальная кора, 2 – переходные слои, 3 – мантия [по: Шустова, 1997]

Fig. 4. Seismic models of the Precambrian structures of the Earth's crust on differ continents.

1 – continental crust, 2 – transitional layers, 3 – mantle after [Shustova, 1997]

пород обладают в значительной степени консервативностью. На рис. 4 представлены сейсмические скоростные модели земной коры докембрийских кратонов, протерозойских орогенических поясов и шовных зон континентов Земли. Для Фенноскандинавского щита скоростные модели построены по результатам обобщения детального изучения земной коры, анализа ее эволюции и данных сейсмики, гравиметрии и магнитометрии [Шустова, 1997]. Скоростные модели других континентов собраны по опубликованным работам, в основу которых положены данные измерения распространения скорости упругих волн на глубину земной коры. Мощность коры определяется глубиной поверхности М, характеризуемой скоростью около 8,0–8,2 км/с. В нижней коре выделяется слой с повышенной скоростью (> 7,0 км/с), который трактуется как слой базальтового андерплейтинга, т. е. слой наращивания земной коры за счет вещества верхней мантии [Fountain, Christensen, 1989].

Скоростные модели земной коры разделяются на три группы по мощности коры и присутствию в нижней коре слоя базальтового андерплейтинга. Для скоростных моделей архейских кратонов характерна средняя мощность земной коры около 37 км и отсутствие нижнего слоя со скоростью более 7 км/с. При этом можно отметить, что минимальная мощность земной коры характерна для наиболее древних кратонов – Пилбара, Каапваал и Подольского блока Украинского щита. По геофизическим материалам интракратонные палеорифтовые структуры палеопротерозоя с возрастом 2,5–2,1 млрд лет не нарушают целостности архейских блоков земной коры, что, вероятно, свидетельствует о полной гомогенизации высокоскоростных слоев древнейшего андерплейтинга, поскольку для подобных позднепротерозойских интракратонных структур (например, для рифейских авлакогенов Русской плиты) появление высокоскоростного слоя в строении земной коры является типичным. Мощность земной коры для скоростных моделей протерозойских орогенических аккреционных поясов и областей моложе 2 млрд лет увеличена в среднем до 44 км за счет слоя базальтового андерплейтинга, который составляет не менее 20 % от всей толщи коры. В третью группу входят скоростные модели тектонических швов (рифтов, авлакогенов и коллизионных поясов), в которых мощность земной коры увеличивается в среднем до 51 км также за счет базальтового андерплейтинга, который составляет здесь не менее 30 %. Анализ скоростных моделей показывает схожесть глубинного строения одновозрастных докембрийских структур земной коры континентов и сходное различие между архейской и протерозойской корой в их пределах. Это может служить подтверждением существования единого архей-палеопротерозойского суперконтинента.

Если придавать значение реконструкциям на основе палеомагнитных данных расположения континентальных масс в рифее и венде, то можно говорить об асимметричном строе-

нии литосферы Земли, причем континентальный и океанический сегменты занимали соответственно Южное и Северное полушария. Начиная с рубежа 750 млн лет (распад Родинии) единый континентальный сегмент постепенно трансформировался в сложную комбинацию континентальных блоков (ядер будущих материков Гондванской и Лавразиатской групп) и разделяющих их деструктивных (рифтогенных) бассейнов.

Неоднородность строения литосферы Земли, прослеживаемая с раннего докембрия и видимая в современной морфоструктуре Земли, отражается в неоднородном характере распределения месторождений в докембрийских кратонах, составляющих их минерально-сырьевой потенциал. При характеристике минерально-сырьевого потенциала кратонов основное внимание уделено эндогенным и стратиформным месторождениям Cu, Pb, Zn, Sn, Nb+Ta, Ni, PGE (металлы платиновой группы), Au, Di (алмазы) и U. В качестве оценочного инструмента сравнения минерально-сырьевого потенциала докембрийских тектонических структур протоконтинентов Лавразии и Гондваны использована потенциальная ценность указанных минеральных ресурсов (ПЦМР) по: [Геолого-минерагеническая..., 2000]. Докембрийские блоки в пределах этих протоконтинентов обладают максимальным металлогеническим потенциалом: на них приходится более 42 % суммарной ПЦМР. По составу ПЦМР отмеченных выше металлов на рис. 5 хорошо видна неоднородность в распределении некоторых металлов в месторождениях докембрийских регионов Лавразии и Гондваны. Особенно заметна эта неоднородность по ПЦМР золота, металлов платиновой группы (МПГ), никеля и сумме ПЦМР Ta+Nb. В отношении золота и МПГ по запасам и ПЦМР чрезвычайно выделяется докембрий Африки среди всех материков. Примерно равные соотношения по золоту характерны для Канадского щита, докембрийских регионов Евразии, Юж. Америки и Австралии; по ПЦМР МПГ докембрий Евразии в несколько раз превышает докембрий Канадского щита. По никелю выделяются четыре региона концентрации ресурсов: 1) палеопротерозойские расслоенные интрузии группы Ист Булл Лейк, габбро-верлиты и серпентиниты пояса Томпсона, и главным образом гигантское месторождение Садбери. Все месторождения сконцентрированы в южной части Канадского щита; 2) в Евразии никелевые ресурсы сосредоточены в аналогичных по возрасту интрузиях Фенноскандинавского щита, и в существенной мере (90 %) ПЦМР по никелю составляют запасы и продукция Норильского горнопромышленного района (ГПР), хотя они и не являются докембрийскими, что также относится и к ПЦМР МПГ в Евразии. Месторождения Норильского ГПР включены в выборку по докембрию Евразии, и соответственно Лавразии, поскольку они образованы при позднепалеозойско-мезозойской рифтовой

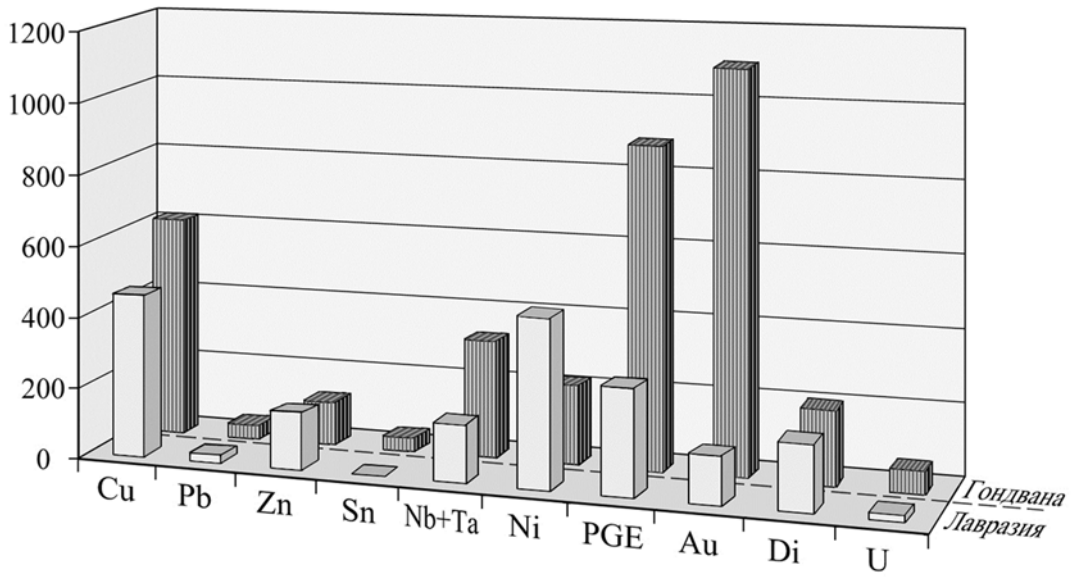


Рис. 5. Сравнительная диаграмма потенциальной ценности минеральных ресурсов протоматериков Лавразии и Гондваны [по: Геолого-минерагеническая..., 2000]

Fig. 5. A comparative diagram of the potential value of the mineral recourses of the protocontinents Laurasia and Gondwana after [Krasnyi, 2000]

активизации докембрийского фундамента севера Сибирской платформы;

3) палеопротерозойский расслоенный комплекс Бушвельд и Великая Дайка составляют 90 % ПЦМР никеля в Юж. Африке, они же дают основные ресурсы МПГ в Африке; 4) четвертым регионом концентрации никелевых ресурсов является докембрий Зап. Австралии, где месторождения никеля тяготеют к коматиитовым перидотитам позднеархейских зеленокаменных поясов. На рис. 5 заметны неоднородности распределения запасов по ПЦМР в отношении редких металлов: максимальные значения для них определяются, например, суммой потенциальной ценности ресурсов Nb+Ta в Юж. Америке, главным образом в Бразильском щите, где они сконцентрированы в месторождениях карбонатитовых, щелочно-гранитных и рапакиви-подобных интрузий. Высокая ПЦМР редкометалльных месторождений Евразии, сравнимая с Бразильским щитом в Гондване, определяется их локализацией в двух гигантских месторождениях в щелочно-ультраосновных массивах – Ловнозерском на севере Фенноскандинавского щита и Томторском на севере Анабарского щита. На фоне равномерного распределения ПЦМР алмазов (от 5 до 7 млрд дол.) среди докембрийских регионов Гондваны (Юж. Америка, Австралия, Юж. Китай и Индостан) потенциальная ценность алмазных ресурсов докембрия Африки определяет существенную неоднородность размещения месторождений по материкам Гондванской группы. ПЦМР алмазов Лавразии близка к общей потенциальной ценности ресурсов алмазов в Гондванской группе материков, причем преобладающее значение имеет ПЦМР алмазов Евразии, определяемая месторождением Ломоносова на севере Восточно-Европейской платформы и месторождениями севера Сибирской платформы. Заметны неоднородности и в размещении урановых месторождений: наибольшая концентрация их характерна для материков Гондваны, но все же максимальные значения ПЦМР по урану сконцентрированы в крупных месторождениях Канады, Австралии и Юж. Африки. Для докембрийских структур материков Гондваны и Лавразии распределение месторождений свинца по ПЦМР достаточно равномерное, за исключением некоторого увеличения ее для месторождений докембрия Австралии за счет крупных стратиформных месторождений свинца типа Мак-Артур Ривер. В отношении меди наблюдаются два региона с крупными значениями ПЦМР (около 300 млрд дол.): в Евразии за счет гигантских месторождений в Сибири (Удокан) и в Африке – гигантские месторождения Заира и Замбии.

Архейские кратоны протоматериков сложены двумя главными типами рудоносных тектонических структур – гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными областями. Гранулит-гнейсовые области архейского возраста, для которых характерны в основном нерудные месторождения – графит, керамическое и абразивное сырье (корунд, гранат), волластонит, драгоценные и поделочные камни, образовывались в различных геодинамических обстановках – как в зонах конвергентных границ плит, так и во внутриплитных условиях. Гранулит-гнейсовые области первого типа представляют собой коллизионные орогены, в которых происходила переработка древних протолитов с последующей их синтектонической эксгумацией. Более распространенные области второго типа, формирование которых происходило во внутрикратонных условиях, характерны для раннего докембрия, и они представлены выведенными на поверхность частями геоблоков нижнекоровых уровней. По геофизическим данным, обобщенным на рис. 5 (Кольская и Подольская гранулит-гнейсовые области), для таких областей верхняя двадцатикилометровая часть разреза земной коры характеризуется значениями скорости распространения упругих волн, свойственными высокометаморфизованным гнейсам. С глубиной происходит повышение скорости упругих волн, что указывает на повышение основности гранулитов и их более высокой степени метаморфизма. Такое предположение согласуется с результатами экспериментальных исследований скорости упругих волн в гранулитах, сопоставления их со скоростями в сейсмических разрезах земной коры [Berckhemer, 1969; Christensen, Fountain, 1975; Fountain, Christensen, 1989] и изучения глубинных ксенолитов [Downes et al., 1999], которые позволили сделать вывод о гранулитовом составе нижней части докембрийской коры.

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) являются наиболее характерными тектоническими структурами раннего докембрия. Главными их рудоносными тектоническими компонентами являются зеленокаменные пояса, в то время как тоналит-трондьемитовые и гранит-гнейсовые ареалы обладают низкой степенью рудоносности. Для ГЗО типичны медно-никелевые и золотокварцевые месторождения, так же как месторождения железистых кварцитов, медно-цинк-колчеданные месторождения и редкометалльные пегматиты. Среди зеленокаменных поясов выделены, в соответствии с

их геодинамической природой, определяемой комплексом литолого-фациальных и изотопно-геохимических особенностей пород, три геодинамически отличных типа: рифтогенные, рифтогенно-спрединговые и спрединго-субдукционные пояса. Первые формируются главным образом в возрастном интервале 3,5–3,0 млрд лет, вторые и третьи – в интервале 3,0–2,5 млрд лет. Тоналит-трондьемитовые и гранит-гнейсовые ареалы включают в себя как комплекс основания, так и гранитоиды, образованные в ходе субдукционно-коллизионных процессов, и изредка несут редкометалльно-редкоземельное оруденение.

Скоростная волновая модель для ГЗО отличается от гранулит-гнейсового тектонического типа пониженными значениями скорости сейсмических волн в верхней коре, что указывает на преимущественный гнейсо-гранитоидный состав верхней двадцатикилометровой части коры, а нижняя кора по скоростным параметрам не отличается от скоростных моделей гранулит-гнейсовых областей. Зеленокаменные пояса для большинства континентов составляют в их глубинном строении около 5 км мощности коры, и лишь для Австралии исследователи этого континента оценивают их мощность в 15 км. Это означает, что для месторождений мантийного происхождения (Cu, Ni, Au), локализованных в архейских рудоносных структурах (зеленокаменных поясах), не сохранились геофизические признаки связи оруденения с глубинными слоями литосферы, но первичные неоднородности литосферы нашли свое отражение в неоднородном распределении месторождений на континентах Лавразийской и Гондванской групп.

К концу архея период интенсивного вулканизма, плутонизма, аккреции и кратонизации привел к построению более или менее стабильных континентальных плит. Они составляли около 60 % площади современных континентов. Кратоны в последующем были подвержены интенсивному растяжению благодаря преимущественно мантийному диапиризму и подъему астеносферных потоков, которые и привели к формированию разнообразных особенностей протерозойской коры. Некоторые из этих режимов растяжения привели к образованию отдельных энсиалических интракратонных бассейнов, в то время как другие, имеющие линейные черты, выразились в образовании континентальных рифтов. Переход геодинамических режимов в раннем протерозое к типу современных соотношений кратон/рифт не был резким, так как начало образования отдельных крупных рифтогенных структур происходило уже в позднем архее: например, в Австралии [Blake, Groves, 1987], в бассейне Витватерсранд в Южной Африке [Tankard et al., 1982], в Кейвском бассейне на Кольском п-ове [Митрофанов и др., 1997]. Но все же формирование эпикратонных рудоносных структур – континентальных рифтов, специализированных на Cu-Ni, Pt-Pd месторождения в мафит-ультрамафитовых интрузиях, и рифтогенных бассейнов с железорудным и Au-U оруденением было характерной чертой анорогенных процессов эволюции континентальной коры в палеопротерозое. В большинстве своих особенностей палеопротерозойские рифтогенные структуры достаточно сходны с подобными мезо-кайнозойскими геодинамическими обстановками, но длительностью и многофазностью значительно от них отличаются. Так, например, эпоха многофазного развития рифтогенной структуры Печенги и Имандра-Варзуги в пределах Фенноскандинавского щита обладала продолжительностью проявления эндогенных процессов от 2,5 до 1,85 млрд лет [Turchenko, 1992; Москалева и др., 1993; Магматизм..., 1995], а формирование эпикратонного бассейна Гурон в Канаде происходило в течение 2,45–2,1 млрд лет [Roscoe, Card, 1992]. Типичным проявлением протерозойской рифтогенной активизации архейских кратонов являются рои мафических даек и расслоенные мафит-ультрамафитовые комплексы, вмещающие крупнейшие месторождения Cu-Ni, Fe-Ti-V и платиноидов, внедрение которых также происходило в обстановках континентального рифтогенеза. Такие события проявлены во многих эпиархейских кратонах как Гондванской, так и Лавразийской группы протоматериков: в Зимбабве – Великая Дайка (2460 ± 16 млн лет [Wilson, Prendergast, 1989]), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Зап. Австралии (2420 ± 30 млн лет [McClay, Campbell, 1976]); линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440 ± 20 млн лет [Alapieti et al., 1990]) и Олапгской группы в Сев. Карелии (2,45–2,43 млрд лет [Turchenko, 1992; Amelin et al., 1995]); расслоенные интрузии Кольского п-ова (2450–2470 ± 30 млн лет [Balashov et al., 1993]); дайки Матачеван (2,45 млрд лет [Nelson et al., 2011]) в провинции Онтарио на Канадском щите; дайки Скоур в архейском блоке Северо-Западной Шотландии (2390 млн лет [Weaver, Tarney, 1981]); рои даек Кенора-Кабетогама (2120 + 67 млн лет) в Сев. Миннесоте в США [Southwick, Halls, 2011].

Орогенное коровое развитие в раннем протерозое было проявлено столь же активно, как и анорогенное, но являлось типичным преи-

мущественно на его позднем этапе в период 2,0–1,65 млрд лет. Такой тип развития континентальной коры характеризуется формированием орогенических или складчатых поясов, представленных двумя типами рудоносных структур – аккреционными и коллизионными поясами, отражающих разные геодинамические формы амальгамации архейских геоблоков при росте континентальной коры. Разделение орогенических поясов на два типа является существенным для понимания коровой эволюции и металлогении палеопротерозоя.

Аккреционные орогенические пояса, как рудоносные структуры, связанные с наращиванием континентальной коры и проявлением плейт-тектонических процессов, впервые в геологической истории наиболее определенно проявляются в палеопротерозое. В таких структурах достаточно хорошо выделяются вулканогенно-осадочные породные ассоциации, сходные с современными и фанерозойскими островодужными ансамблями, сопровождаемые турбидитовыми комплексами и гранитоидными батолитами, которые приращивают вновь созданную в палеопротерозое ювенильную континентальную кору к архейским кратонам или наращивают ее, образуясь на древней архейской коре. В качестве наиболее яркого примера может быть приведена Свекофеннская провинция Фенноскандинавского щита, для которой характерно формирование аккреционных структур в период 2,0–1,8 млрд лет с ювенильной палеопротерозойской корой как на древнем архейском фундаменте, так и без него, несущих Cu-Pb-Zn, Cu-Co-Zn-Ni, Cu-Ni, Au, W-Mo оруденение, а также сходные с нею раннепротерозойские структуры Канадского щита (пояс Циркум-Сьюпириор); более древние структуры Зап. Африки (с коровым возрастом 2,1–2,0 млрд лет) в Гондванской группе материков и аккреционные структуры юго-запада США и Австралии с возрастом корового развития 1,78–1,65 млрд лет. Изотопно-геохимические и геохронологические данные, опубликованные в многочисленных работах, частично обобщенных Т. Смитом [Smith, 1992], свидетельствуют о быстром росте континентальной коры в аккреционных поясах (30–40 млн лет). Очень редко в аккреционных орогенических структурах палеопротерозоя могут быть выявлены офиолитовые ассоциации, наиболее определенно подтверждающие их аккреционный характер. Особенности палеопротерозойских офиолитов, существование которых подтверждено на примерах комплексов Йормуа и Оутокумпу в Финляндии [Kontinen, 1987], Пуртунг в Канаде и Пайсон в США [Helmstaedt, Scott, 1992], сравнимы с фанерозойскими и отражают сходные ряды тектонических обстановок. Они представляют собой либо отдельные небольшие фрагменты океанической литосферы, заключенные между островными дугами с ювенильной корой и микроконтинентами, или реже офиолитовые пластины, обдуцированные на деформированные границы кратонов.

Офиолитовые комплексы, интерпретируемые как фрагменты древней океанической литосферы, играют важную роль при экстраполяции плейт-тектонических процессов в домезозойские тектонические эпохи [Coleman, 1977, 1984; Moores, 1982]. Поскольку их особенности рассматриваются как доказательство спрединга океанического дна и индикатор действия цикла Вильсона. Предполагается, что орогенические пояса развиваются как естественная последовательность движения при открытии и закрытии океанов. Большинство домезозойских офиолитов являются неполными и структурно расчлененными, но все же эти свидетельства для палеозоя [Dewey, Spall, 1975] и позднего протерозоя [Leblanc, 1981] достаточно убедительны.

Вместе с тем в последние годы появились свидетельства существования офиолитовых комплексов палеопротерозойского этапа развития континентальной коры, и этому способствовало открытие палеопротерозойских офиолитовых поясов (Йормуа и Оутокумпу с изотопным возрастом 1,95 млрд лет в Финляндии, Пуртуник (1,99 млрд лет) в поясе Кейп Смит в Канаде и офиолиты Пайсон (1,73 млрд лет) в Центральной Аризоне, США). Их особенности, кратко рассмотренные ниже на примере офиолитов Йормуа, свидетельствуют о формировании этих поясов при незначительных разрывах единой архейской коры и их формировании лишь как фрагментов аккреционных островодужных систем, несущих специфическое оруденение.

Офиолитовый комплекс Йормуа представлен интенсивно фрагментированным телом серпентинитов и ассоциирующих с ними мафических интрузий и эффузивов, которые тянутся цепочкой на 20 км при ширине 2–5 км в пределах сланцевого пояса Кайнуу в Восточной Финляндии [Kontinen, Peltonen, 1998], зажатого между тектоническими блоками и клиньями архейского основания. Выделяется пять структурно-литологических единиц, характеризующих офиолиты Йормуа [Kontinen, 1987]:

1. Базальные метасерпентиниты с секущими метабазитовыми дайками и телами метагаббро – мощность около 1000 м;

2. Тела метагаббро, рассеченные метабазитовыми дайками > 100 м;

3. Комплекс субпараллельных даек метабазальтов и метадолеритов;

4. Подушечные лавы метабазальтов и лавобрекчии;

5. Последовательность тонкого переслаивания метаморфизованных карбонатных, кремнистых, черносланцевых и туфовых пород (мощность около 200 м), перекрытых калевийскими (1,92 ± 0,12 млрд лет [по: Claesson et al., 1993]) метатурбидитами. Метаморфизм осуществлялся в условиях амфиболитовой фации в интервале 1,87–1,85 млрд лет в главный этап Свекофеннской складчатости.

Ранние дайки представляют собой фракционированные по HREE островодужные породы с εNd +1,9 (TDM 1,95 млрд лет). Остальные дайки и лавы базальтов принадлежат к E-MORB типу и характеризуются высоким Mg и Cr содержанием с умеренно деплетированными изотопными значениями εNd –0,6 (TDM 1,95 млрд лет). Две трети объема офиолитов Йормуа являются мантийными перидотитами, и с ними связаны слои и ленты хромититов [Kontinen, Peltonen, 1998]. По этим авторам, близкими аналогами офиолитового комплекса Йормуа являются породы медленно-спрединговых океанических областей, которые формируются во время ранних стадий континентального рифтинга. Протерозойские офиолиты Йормуа отличаются от фанерозойских офиолитов почти полным отсутствием кумулятивного габбро. С другой стороны, их сильно сближает развитый в обоих случаях комплекс параллельных даек.

Другим примером являются фрагменты офиолитов с возрастом 1,97 млрд лет в районе пояса Оутокумпу, расположенных на площади около 4000 км^2 в Финляндии. В поясе Оутокумпу фрагменты офиолитов состоят главным образом из серпентинитов, интрудированных габбро и базальтовых даек, меньше проявлены пиллоу-лавы базальтов, имеющие характер коматиитовых и толеитовых базальтов, которые залегают среди черных сланцев с аномально высоким содержанием Cr, Cu, Zn, Ni и Co. Этот пояс вмещает рудный район Оутокумпу, представляющий собой известную металлогеническую провинцию со специфической Cu-Co-Zn-Ni специализацией. Здесь преобладают пирротиновые руды с кобальтсодержащим пиритом, халькопиритом, сфалеритом и кобальтсодержащим пентландитом. Рудная ассоциация тесно связана с породной ассоциацией офиолитов Оутокумпу и нехарактерна для других регионов палеопротерозойских офиолитов, что подчеркивает неоднородность в раннем распределении металлов в исходной мантии и сформированной на ней континентальной коре.

Структурные и геохимические характеристики обоих офиолитовых комплексов позволяют предполагать [Kontinen, Peltonen, 1998], что они сформировались в условиях зарождающегося морского бассейна красноморского типа, сформированного в обстановке, связанной с континентальным рифтингом 1,95 млрд лет тому назад. В противоположность этому офиолиты Пуртуник в Северном Квебеке (Канада) представляются относительно зрелыми океаническими или задуговыми бассейнами [Scott et al., 1992], так же как и офиолиты Пайсон Центральной Аризоны, которые считаются по происхождению внутридуговыми структурами [Dann, 1997].

Для рудоносных структур коллизионных орогенических поясов, формирование которых происходило как в позднем архее, так и в палеопротерозое, характерны следующие признаки: формирование линейных складчатых поясов с интенсивно деформированной континентальной корой увеличенной мощности, выведение высокобарических нижнекоровых комплексов в верхние горизонты коры в результате действия складчато-надвиговых деформаций и интенсивная тектонотермальная переработка древней архейской коры. Для них типично также полициклическое проявление процессов регионального метаморфизма различного термодинамического режима и многократное внедрение гранитоидов, габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Эти черты определяют коллизионный характер сочленения континентальных блоков и соответствующий тип складчатых поясов (Беломорский и Лапландско-Колвицкий на Фенноскандинавском щите, Пристановой и Центрально-Алданский в Восточной Сибири, Мозамбикский в Юж. Африке), среди которых на основании Nd-изотопной систематики выделены структуры с ювенильной раннепротерозойской корой и сформированные на древней архейской коре протоматериков Лавразии и Гондваны. В коллизионных поясах в связи с длительно проявляющимися тектоно-термальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества, приводящая к образованию месторождений слюдоносных и редкометалльных пегматитов (Беломорский и Мозамбикский пояса, Пристановой пояс Алдано-Станового щита), редкометалльных метасоматитов (Сев. Прибайкалье), высокоглиноземистого (корунд, гранат, силлиманит) сырья и индустриальных

минералов, таких как графит, апатит, флогопит, волластонит (в коллизионных структурах Алдана, Джугджуро-Становой области).

Этапы формирования эпикратонных структур протоматериков, характер их металлогении

Образование эпикратонных бассейнов (собственно эпикратонных впадин, перикратонных прогибов и авлакогенов) происходило по крайней мере на трех стратиграфических уровнях: 1) в архее – после кратонизации гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей, где зеленокаменные пояса являются крастогенами; 2) в палеопротерозое – после образования мобильных орогенических поясов и 3) в мезо- и неопротерозое – после кратонизации всей раннедокембрийской коры и образования складчатых поясов соответствующих возрастных периодов. Анализ металлогенических материалов позволяет сделать некоторые выводы о составе, генетическом типе и эволюции месторождений, связанных с эпикратонными структурами протоматериков Лавразия и Гондвана.

Пожалуй, одним из наиболее ранних по времени образования генетических типов месторождений, связанных с рассматриваемыми структурами, можно считать Au-U месторождения в конгломератах типа Витватерсранд. После мобильного этапа развития гранит-зеленокаменных областей, как его завершение, происходило образование интракратонных прогибов, сложенных осадочно-вулканогенными толщами. Источником Au являлись архейские зеленокаменные пояса, источником U – граниты и, возможно, вулканическая деятельность, сопровождавшая формирование прогибов. По-видимому, в это время существовал дефицит атмосферного кислорода, при котором U4+ не мог растворяться и переноситься на большие расстояния. В рудоносных конгломератах Au- и U-содержащие минералы (уранинит и ураноторит) представлены обломочным материалом. Примерами таких месторождений могут служить эпикратонные прогибы и вмещающие их бассейны: Доминион-Риф, Витватерсранд (Юж. Африка); Жакобина (Юж. Америка) в протоматерике Гондвана, а в Лавразии, хотя и реже встречаются, но существуют близкие по возрасту месторождения бассейна Блейнд-Ривер – Элиот-Лейк в Канаде [Ruzicka, 1985; Mossman, 1987]. Возраст осадочно-вулканогенных пород подобных эпикратонных бассейнов тяготеет к границе архей-протерозой, где базальные слои толщ, слагающих подобные структуры, имеют определенно неоархейский возраст 2,6–2,5 млрд лет, но верхние слои таких толщ обладают палеопротерозойским возрастом 2,5–2,3 млрд лет.

Немногочисленность подобных крупных месторождений, по-видимому, объясняется специфичностью архейских палеотектонических обстановок, геохимическими аномалиями областей осадконакопления и сохранностью этих структур в процессе дальнейшей эволюции земной коры. Месторождения Au и U, связанные с конгломератами в эпикратонных структурах, встречаются и на других временных уровнях. В качестве примера можно привести бассейн Тарква в Африке с возрастом 1,75 млрд лет, где Au приурочено к гематитсодержащим конгломератам, что связано с увеличением количества кислорода в протерозойской атмосфере и, соответственно, формированием окисного типа железооруденения [Rouchkin et al., 1989].

На гранулит-гнейсовых территориях на рубеже архей-протерозой также образовывались эпикратонные прогибы, но месторождения, связанные с ними, содержат либо глиноземистое сырье (Кейвская группа месторождений кианита на Кольском полуострове, Варравуна в Австралии), либо месторождения оптического и плавильного кварца (Иенгрский бассейн на Алданском щите). Вообще, в целом эпикратонные бассейны протерозоя характеризуются месторождениями Fe, Au, Cu, Ni, U, REE, RM (редких металлов), Pb, Zn. В протерозое резко меняется палеотектоническая и окислительно-восстановительная атмосферная обстановка: отмечается увеличение количества кислорода в атмосфере, появление красноцветных отложений, более зрелых осадков, широко проявляются процессы рифтогенеза, аккреционные процессы, процессы активизации, появляются тектонические структуры других типов (авлакогены, перикратонные впадины), изменяется генетический тип месторождений. Уникальным явлением палеопротерозоя надо считать Удоканское месторождение медистых песчаников, образование которого стало возможным благодаря изменившимся тектоническим и палеоатмосферным обстановкам, заложению складчатых поясов геосинклинального типа в обрамлении архейских кратонов и рифтогенных эпикратонных структур (вулканическая деятельность в них была источником рудного вещества и серы, а последующий метаморфизм окончательно сформировал месторождение). Месторождения подобного типа известны и на других континентах, например, зона Килембе в Уганде.

Проявление процессов активизации, связанных с заложением эпикратонных рифтовых бассейнов, щелочной магматизм, наличие карбонатных осадков способствовали появлению месторождений (гидротермальных и метасоматических) редких и редкоземельных элементов, таких как Арябиловское, Куранахское, Катугинское, Селигдарское в Восточной Сибири. В случаях, когда осадочные породы бассейнов были интрудированы силлами основных пород, происходило образование Ni-Cu месторождений – Нижнемамонское в Воронежском массиве. С авлакогенами связаны крупные колчеданно-полиметаллические месторождения (Маунт-Айза в Австралии, Сардана в Якутии), с перикратонными бассейнами – Cu, U, Au оруденение (Медный пояс в Зимбабве) и месторождения глиноземистого сырья (Нагорнянское, Сущанское на Украинском щите).

В мезо- и неопротерозойских эпикратонных структурах Лавразийского протоконтинента особое значение имеют месторождения U так называемого «типа несогласия», которые являются главным источником этого сырья. Необходимым условием образования месторождений такого типа является наличие докембрийского основания, сложенного гранитами, эпикратонного осадочного бассейна и мобильных зон, связанных с орогеническими процессами. Классическим примером служит район бассейна Атабаска (Канада, провинция Саскачеван), где расположен ряд подобных месторождений. Здесь на архей-палеопротерозойском, сильно переработанном Гудзонской орогенией фундаменте залегают осадочные породы (в том числе и красноцветы) бассейна Атабаска. Минерализация локализована в Лавразии в зоне несогласия древнего основания и перекрывающих осадков, и она ассоциирует с разломами фундамента. Источником U являются монцониты и уранинит из гранитных пегматитов, а сфероидные стяжения карбонатного материала содержат битуминозные нодули, в которых первичный уранинит был изменен P-Ca-REE флюидом в урансодержащие фосфориты, определенные как минерал аутенит. Изотопный возраст первичной минерализации от 1348–1521 млн лет, а возраст переотложенной (измененной) фазы минерализации 448 и 988 млн лет [Mineral..., 1999]. Подобные месторождения установлены и в Австралии (Гондвана) – рудное поле Аллигатор-Ривер и бассейн Мак-Артур.

Основываясь на изученном материале по рудообразованию и металлогении докембрийских эпикратонных структур протоматериков Лавразийской и Гондванской групп, можно сделать следующие выводы:

– в протерозойское время происходило образование месторождений различных генетических типов, что связано с многообразием типов эпикратонных структур и тектонических процессов, а также с влиянием геохимических особенностей состава фундамента;

– размещение сходных по генетическому типу месторождений и палеоатмосферных физико-химических условий в эпикратонных бассейнах архея и протерозоя свидетельствует о единстве континентальной коры протоконтинентов Лавразии и Гондваны.

Завершение кратонизации архей-палеопротерозойского протоконтинента и формирование орогенических поясов неопротерозоя – период распада суперконтинента Родинии на протоматерики Лавразия и Гондвана: геология и металлогения анорогенных и коллизионных вулканоплутонических поясов

Пояса этого типа достаточно широко развиты на докембрийских платформах мира. Объединяющей особенностью этих двух различных типов тектонических структур является присутствие гранитов рапакиви. Рассматриваемые пояса являются чрезвычайно важными в отношении смены характера металлогении от изначальной, преимущественно мантийной, на мантийно-коровую и преимущественно коровую металлогению возникших тектонических структур. С ними связаны крупнейшие месторождения олова и редких металлов в различных регионах мира, гигантское Cu-U-Au-Fe-REE месторождение Олимпик Дэм в Австралии, месторождения Ti-Fe-V с платиноидами и Ti-Fe-P месторождения.

В настоящее время можно выделить три типа тектонических структур, характерных для рассматриваемого этапа исторического развития континентальной коры: 1) анорогенные плутонические и вулканоплутонические пояса, сложенные главным образом породами анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации (AMCG); 2) гранитные пояса рифтовых зон и 3) постколлизионные магматические пояса.

Плутонические и вулканоплутонические пояса, сложенные породами AMCG магматической ассоциации, являются наиболее типичным представителем тектонических структур, где развиты граниты рапакиви. Собственно говоря, само понятие «граниты рапакиви» было

введено в геологическую литературу Урбаном Хярне еще в 1694 году [Eskola, 1930], описавшим этот тип горных пород в Южной Финляндии, в классической области развития AMCG магматической ассоциации. Породы этой ассоциации демонстрируют четко выраженную бимодальность. Наибольшее распространение имеют породы кислого и основного составов. В этой ассоциации можно выделить две подгруппы. В архей-палеопротерозойских провинциях Лавразии на Фенноскандинавском и Украинском щитах анортозиты и габброиды ассоциируют с типичными гранитами рапакиви. В то же время в Центральном Лабрадоре и в провинции Гренвилл Канадского щита, так же как и в Свеконорвежской провинции Фенноскандинавского щита (комплекс Рогланд), т. е. в неопротерозойских складчатых поясах, крупнейшие массивы анортозитов ассоциируют с телами мангеритов и чарнокитов. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты обладают характерными чертами классических гранитов рапакиви, которые в составе первой группы играют подчиненную роль. Таким образом, гранитоиды AMCG ассоциации всегда включают в свой состав граниты рапакиви, становление которых происходило в гипабиссальных, а иногда и в субвулканических условиях, тогда как мангеритовые и чарнокитовые комплексы образовывались в более глубинных условиях. Близость по химизму и минералогии гранитов рапакиви и интрузивных чарнокитов была отмечена ранее в работах Л. П. Свириденко [1968] и Е. Кранка [Kranck, 1969]. В составе AMCG ассоциации иногда также отмечаются щелочные граниты. Вулканиты, как правило, развиты довольно ограниченно и также связаны с ассоциацией первой группы. Наиболее широко вулканиты представлены в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе Восточно-Сибирского кратона. Вулканические серии также имеют бимодальный характер, с явным преобладанием пород кислого состава. Рои даек, среди которых преобладают дайки основного состава, явно свидетельствуют об условиях растяжения, в которых происходило формирование магматических пород этой ассоциации.

Плутонические и вулканоплутонические пояса AMCG ассоциации развиты почти исключительно на материках Лавразийской группы. Как правило, это широкие (первые сотни км) и протяженные (тысячи км) пояса, иногда имеющие возрастную зональность. Наиболее впечатляющей структурой этого типа является огромный вулканоплутонический пояс Северной Америки, протягивающийся от полуострова Лабрадор до Калифорнии на расстояние около 6000 км, при ширине 1000 км. Возрастной интервал формирования массивов этой ассоциации весьма широк. На Северо-Американской платформе формирование пояса происходило в интервале 1,5–1,0 млрд лет, на Восточно-Европейской платформе – от 1,78 млрд лет (Украинский щит) до 1,65–1,50 млрд лет (Фенноскандинавский щит). В пределах Амазонского кратона – в 1,88 и 0,97 млрд лет. До недавнего времени AMCG ассоциация рассматривалась в качестве типичного представителя внутриплитного анорогенного магматизма [Emslie, 1978; Morse et al., 1988; Anderson, Bender, 1989; Ramo, Haapala, 1995], однако исследования последних лет показали, что на самом деле ситуация выглядит не столь однозначно. Для западной части Фенноскандинавского щита была установлена четкая временная связь между тектоническими процессами в Готском орогене и магматизмом в примыкающей к нему свекофеннской части кратона. В частности, прекращение каждой стадии развития орогена было вызвано импульсами литосферного растяжения в краевых частях кратона, индуцирующими процессы AMCG магматизма в интервале 1,65–1,50 млрд лет [Ahall et al., 2001]. В то же время наиболее ранний импульс этого магматизма на Восточно-Европейской платформе (1,78–1,70 млрд лет), скорее всего, был инициирован раскрытием Готского орогена. На Северо-Американской платформе основной импульс формирования AMCG ассоциации, видимо, имел анорогенную природу, т. к., согласно [Condie, 2000], данный временной интервал отличается тем, что с этим периодом связано отсутствие процессов формирования ювенильной континентальной коры, свидетельствующее об «орогеническом покое» в это время. В пределах Амазонского кратона явно анорогенную внутриплитную природу имели наиболее ранние (1,88 млрд лет) представители AMCG ассоциации [Dall'Agnol et al., 1994]. Тектоническое положение более молодых членов этой ассоциации (1,40–1,30 млрд лет) было связано с началом нового тектонического цикла и определялось открытием новой орогенной структуры (Сунас-Агуапи) [Bettencourt, 1996], тогда как формирование самых молодых представителей AMCG ассоциации (1,08–0,97 млрд лет) связывается с финальной стадией Сунас-Агуапи орогении. По данным [Bettencourt, 1996], внедрение интрузивных массивов последней возрастной группы происходило в условиях литосферного растяжения в Гондване.

Билякчано-Улканский вулканоплутонический пояс (1,74–1,70 млрд лет) в Лавразии, протягивающийся более чем на 700 км по восточной границе Сибирской платформы, представляет собой типично анорогенную структуру, сопровождаемую плутонической AMCG ассоциацией [Larin et al., в печати]. AMCG ассоциация в отличие от типично внутриплитных магматических комплексов, таких как траппы, щелочные комплексы и кимберлиты, локализуется в краевых частях древних кратонов. В этом плане весьма показателен Ладожско-Далекарлийский субширотный пояс Фенноскандинавского щита. Он протягивается от Транскандинавского магматического пояса в субширотном направлении на восток через структуры Свекофеннской складчатой области почти на 1000 км и резко обрывается на границе с архейским Карельским кратоном. Важно отметить, что наиболее мощные проявления AMCG ассоциации, образующие глобальные магматические пояса, связаны исключительно с тремя континентальными плитами: Лаврентия, Балтия и Амазония (см. рис. 4). Причем в пределах этих плит магматические AMCG пояса располагаются исключительно в областях развития зонально построенных неопротерозойских аккреционных поясов, последовательно наращивающих древние архейские ядра. Магматические AMCG пояса обычно имеют ориентировку близко параллельную протерозойским аккреционным складчатым поясам и грубо коррелируются с их возрастной зональностью.

Изотопные (Pb, Nd, Sr) исследования магматических пород AMCG ассоциации показали, что граниты рапакиви этой ассоциации в общем случае имеют нижнекоровый протолит [Ramo, Haapala, 1995]. Однако нами было установлено, что в ряде случаев он имеет сложную природу и состоит из вещества нижней коры и базальтового андерплейта, близкого по возрасту к гранитам рапакиви [Neymark et al., 1994; Belyaev et al., 1995, 1996]. Для щелочных гранитов ассоциации установлен смешанный мантийно-коровый источник [Larin et al., 1997]. В металлогеническом отношении магматические пояса AMCG ассоциации весьма перспективны. До недавнего времени перспективы главных составляющих этих структур – гранитов рапакиви и анортозитов – оценивались скромно, однако открытия последних десятилетий показали, что это далеко не так, поскольку, например, Бразилия сейчас вышла на второе место в мире по запасам олова только благодаря месторождениям, связанным с гранитами рапакиви. В настоящее время можно выделить следующие типы экономически значимых месторождений, связанных с породами этой ассоциации:

1. С гранитами рапакиви связаны в основном оловянные и редкометалльные месторождения, среди которых можно отметить главные типы:

а) оловорудные месторождения в Li-F гранитах и грейзенах. К ним относятся такие месторождения, как Питинга Майн (массив Агуа Боа, 1,83 млрд лет) и месторождения провинции Рондония (1,08–0,97 млрд лет) в Бразилии. Li-F граниты представляют собой наиболее поздние и дифференцированные члены ассоциации гранитов рапакиви;

б) Be-криолитовые месторождения с подчиненной W-Sn-Mo минерализацией в кварц-полевошпатовых метасоматитах и грейзенах. Таковы, например, месторождения Сущано-Пержанской зоны Украинского щита, связанные с гранитами рапакиви Коростеньского массива (1,76 млрд лет);

в) Be-Sn-полиметаллические месторождения в скарнах и апоскарновых метасоматитах Питкярантского рудного района, связанные с гранитами рапакиви Салминского массива (1,54 млрд лет) в юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

2. С щелочными гранитами AMCG ассоциации связаны преимущественно редкометалльные и олово-редкометалльные месторождения:

а) Sn-Nb-Ta-REE-криолитовое крупнейшее месторождение Питинга Майн в цинвальдит-рибекит-альбитовых гранитах массива Мадейра (1,83 млрд лет) в Бразилии;

б) Be-Nb-Ta-Zr-Y-REE месторождение Стрэндж Лэйк (1,2 млрд лет) в Канаде;

в) близкого типа месторождения известны в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе (1,74–1,70 млрд лет) на востоке Сибирского кратона, перспективы которых еще не оценены.

3. В ассоциации с чарнокитами и мангеритами известны Zr-Y-REE рудопроявления в полевошпатовых метасоматитах и пегматитах в связи с Каларским интрузивным комплексом (2,6 млрд лет) в Восточной Сибири, масштабы которых также не оценены.

4. С анортозитами связаны месторождения Fe-Ti-апатитовых руд. В качестве примеров промышленных месторождений можно привести рудные объекты Геранского массива в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе и в Каларском массиве окраины Сибирского кратона.

Установленные различия в металлогенической специализации гранитоидов AMCG

ассоциации и степень их специализации в различных кратонах, по-видимому, обусловлены различными причинами. Насыщенность Амазонского кратона Гондваны крупными оловянными и олово-редкометалльными месторождениями, по сравнению с Северо-Американской и Восточно-Европейской платформами Лавразии, возможно, связана с различной степенью эрозионного среза. Не исключено также, что более важную роль играют провинциальные геохимические особенности. Для Южно-Американской платформы характерна сквозная специализация анорогенных и посторогенных гранитов на олово от докембрия до кайнозоя. Различия в металлогенической специализации субщелочных и щелочных гранитов могли быть обусловлены их геохимической спецификой источников. Если для первых, как это отмечалось выше, характерен главным образом коровый источник, то для вторых – смешанный мантийно-коровый. Эти различия в металлогенической специализации иллюстрируются месторождением Питинга Майн, в пределах которого имеются рудные зоны с Sn-Nb-Ta-Y-REE-криолитовой минерализацией в щелочных гранитах и рудные зоны с Sn минерализацией в Li-F гранитах.

Гранитоидные пояса, связанные с рифтовыми зонами, также являются структурами существенно мезопротерозойского возраста (1600–1000 млн лет). Типоморфной формацией этого типа структур, как и в поясах предыдущего типа, являются граниты рапакиви, которые часто ассоциируют с гранитами A-типа, геохимически и минералогически близкими к рапакиви. Несколько меньшую распространенность в этих магматических поясах имеют граниты S-типа. Так же, как и в AMCG поясах, нередка ассоциация гранитоидов с бимодальными вулканическими сериями, но анортозиты совершенно отсутствуют. Наиболее типичными представителями этого типа структур являются неопротерозойские рифтовые зоны Австралии, а также так называемые интракратонные складчатые пояса Кибарского типа в Африке. Типовой пример – энсиалический рифт Маунт Айза в Австралии, развивавшийся в три этапа в интервале времени от 1820 до 1670 млн лет [Wyborn et al., 1988]. Важно отметить, что в противоположность AMCG магматическим поясам рассматриваемые гранитоидные магматические пояса распространены главным образом в материках Гондванской группы. Металлогенический облик этих рифтовых структур определяется Pb-Zn и полиметаллическими стратиформными месторождениями, связанными с супракрустальными породами. Однако и с гранитами сопряжены многие крупные промышленные месторождения. Это прежде всего урановые месторождения. Наиболее крупным объектом этого типа является U-REE скарновое месторождение Мэри Кэтлин. Кроме того, необходимо отметить и Fe-Cu-Au месторождения, для которых предполагается связь с гранитами [Williams, 1998]. Для поясов Кибарского типа в Юж. Африке весьма характерны Sn и Sn-W промышленные месторождения грейзенового, кварцево-жильного и пегматитового типов.

Коллизионные магматические пояса характерны для всего постархейского периода развития Земли, однако наиболее крупные рудоносные структуры этого типа характерны только для палео- и неопротерозоя. В возрастных рамках указанных эр можно выделить две глобальные эпохи формирования подобных структур – 1,9–1,8 и 0,65–0,57 млрд лет. Первая эпоха связана с формированием суперконтинента Родиния, а вторая – с распадом последнего и выделением протоматериков Гондвана и Лавразия. Характерной особенностью магматических поясов этого типа является совмещение гранитов A- и S-типов, а также широкого спектра вулканогенных пород шошонитовой серии. В отличие от вышерассмотренных первых двух типов магматических поясов (AMCG и гранитоидных) коллизионные пояса формировались в довольно узком возрастном интервале – не более 20–30 млн лет. Типичным и наиболее ярким представителем структур этого типа является коллизионный магматический пояс, протягивающийся по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км, от Ангаро-Канской глыбы Енисейского Кряжа до восточной окраины Олекминского террейна Алдано-Станового щита. Формирование этого пояса происходило в возрастном интервале 1,87–1,85 млн лет. В состав пояса входят высококалиевые граниты саянского, шумихинского и таракского комплексов Ангаро-Канской глыбы и Зап. Саяна, приморский комплекс гранитов рапакиви и татарский комплекс чарнокитов Юго-Западного Прибайкалья, Акитканский вулканоплутонический пояс, сложенный породами шошонит-латитовой ассоциации, S-граниты чуйско-кодарского комплекса Байкало-Патомской зоны, высококалиевые граниты кодарского комплекса западной части Алдано-Станового щита. Кроме того, в этот пояс, скорее всего, входят также и мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса, лампрофировые интрузии укдусскинского комплекса и лампроитовые дайки

Ханинского роя. Близкого типа, но не столь масштабный пояс известен в Южной Бразилии, в провинции Иту (0,62–0,57 млрд лет [Wernick et al., 1997]). К этому же типу структур относится вулканоплутонический пояс Гоулер Рэндж (около 1,6 млрд лет) в Австралии. Калиевые граниты и граниты S-типа явно имеют коровую природу [Ларин и др., 1999], тогда как для магматических пород шошонит-латитовой ассоциации предполагается мантийный или мантийно-коровый источник.

В металлогеническом отношении коллизионные магматические пояса также весьма специфичны. С гранитами как A-, так и S-типов связаны Sn и W месторождения, причем нередко довольно крупные. Это, как правило, пегматитовые и кварцевожильные месторождения. С гранитами рапакиви Роксби Даун вулканического пояса Гоулер Рэндж связано уникальное Cu-U-Au-Fe-REE месторождение Олимпик Дэм. В интрузиях чинейского комплекса выявлены крупные промышленные месторождения Ti-Fe-V и платинометалльные месторождения, с K-лампрофирами укдусскинского комплекса связаны апатит-REE руды, лампроиты Ханинского роя даек могут быть интересны на предмет обнаружения алмазов. Магматические образования Акитканского пояса во многом подобны вулканоплутоническому поясу Гоулер Рэндж в ЮВ Австралии и могут быть перспективны на обнаружение месторождений типа Олимпик Дэм.

Распад Родинии – предвестник образования протоматериков Гондвана и Лавразия: формирование рифтовых и орогенических поясов с ювенильной и унаследованной древней корой в период 0,8–0,55 млрд лет. Особенности металлогении

Распад суперконтинента Родиния, последний этап образования которого обязан Гренвилскому орогеническому циклу (1,35–1,0 млрд лет) [Hoffman, 2003], связан с позднерифейским периодом развития Земли (0,8–0,55 млрд лет), в конце которого сформировались протоматерики Гондвана и Лавразия. Для восстановления исторической летописи распада Родинии ключевое значение имеют структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса Сибири (ЦАСП), образованные в ходе полного цикла развития Палеоазиатского океана. Начало его раскрытия может считаться началом глобального распада Родинии. Определение этого принципиального исторического рубежа позднедокембрийской эволюции Земли связано с выяснением времени проявления позднедокембрийского континентального рифтогенеза в пределах Сибирского кратона, датированием и типизацией офиолитовых комплексов в его обрамлении, возрастной корреляцией этих событий и выделением этапов корообразования. Для решения этой задачи будет кратко рассмотрена Байкальская складчатая область (БСО) в восточной части ЦАСП, включающая внешнюю Байкало-Патомскую зону пассивной окраины Сибирского кратона и внутреннюю Байкало-Муйскую зону с фрагментами офиолитовых комплексов.

Внешний пояс. Наиболее ярким примером рифейских континентальных рифтов в Байкальской складчатой области является Олокитский палеорифт, отличающийся высокой магматической активностью. Устанавливается два этапа внутриконтинентального рифтогенеза. Начальная стадия первого раннебайкальского этапа маркируется ассоциацией высокозрелых продуктов размыва кор химического выветривания, грабеновых фаций и низкокалиевых платобазальтов, после чего сформировался полный ряд рифтогенных структур растяжения. Магматизм этой стадии концентрируется в узких структурных зонах краевой части тектонической пластины, а также в зоне ее отрыва от кратона, и представлен базальтоидами, недифференцированными силлами и дайками габбро-диабазов. Геолого-петрологические данные дают основание считать, что первый этап рифтогенеза был прерван раннебайкальской фазой тектогенеза, точно датированной в смежных с Олокитским палеорифтом структурах рубежом 0,8 млрд лет. Второй позднебайкальский этап связан с заложением около 0,75 млрд лет назад новой системы «отрыва». Продукты мощного континентального базальтового вулканизма этого этапа сконцентрированы в узкой дистальной зоне рифта, а дифференцированные силлы перидотитов – габбро-диабазов с возрастом 707 ± 40 млн лет и Довыренский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон с возрастом 673 ± 22 млн лет приурочены к краевой части проксимальной зоны. Близкий возраст имеют субвулканические калиевые и калий-натровые риолиты различных зон палеорифта 711 ± 6 и 727 ± 18 млн лет [Рыцк и др., 2011].

Внутриплитные толеиты Олокитского палеорифта включают в свой состав близкие первично мантийным расплавам базальты, варьирующие от примитивных пород до «высокотитанистых» базальтов и комагматичные им габброиды силлов и расслоенного Довыренского плутона. Все эти породы отличаются

необычно низкими отрицательными значениями εNd(T) от –6,7 до –13,4 и древним модельным возрастом 2,4–2,8 млрд лет, которые связаны с генерацией расплавов за счет древней континентальной литосферной мантии (CLM). В меньшей степени в Олокитском палеорифте развиты высокотитанистые и высокожелезистые базальты, сходные с ферропикритами Печенгского палеорифтового пояса на Фенноскандинавском щите. Они имеют обычные для мантийных пород положительные значения εNd(T) от 1,8 до 2,4 млрд лет при несколько пониженных относительно деплетированной мантии (DM) Sm/Nd отношениях и характеризуют специфический мантийный источник, который может быть связан с взаимодействием вещества обогащенной мантии с аномальными участками высокожелезистой или метасоматически измененной мантии в составе CLM. Часть этих базальтов принадлежит к щелочной серии, что указывает на присутствие в области магмогенерации обогащенного источника мантийного плюма. Значения εNd(T) кислых вулканитов и высокозрелых метаосадков варьируют от –7,2 до –15,3, при DM от 1,9 до 2,8 млрд лет, свидетельствуя об их формировании за счет парциального плавления раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. Таким образом, главным источником новообразованной ювенильной континентальной коры в палеорифтовых трогах неопротерозойской пассивной окраины ПалеоСибири являлась древняя CLM.

Внутренний пояс. Полученные геохронологические данные позволили в целом решить проблему возраста внутреннего Байкало-Муйского пояса (БМП). Согласно материалам, его возраст отвечает неопротерозою – 1,0–0,55 млрд лет. В истории его формирования выделено два цикла тектогенеза – раннебайкальский 1,0–0,8 млрд лет и позднебайкальский 0,8–0,55 млрд лет, которые завершались на рубежах 0,8 и 0,6–0,55 млрд лет складчатыми деформациями, метаморфизмом и становлением гранитоидов. Комплексы ранних и поздних байкалид БМП с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании перекрыты раннекембрийскими терригенно-карбонатными отложениями наложенных впадин и прорваны крупными интрузиями каледонских и герцинских гранитоидов, которые характеризуют уже фанерозойскую историю развития фрагментов Лавразии.

По материалам Е. Ю. Рыцка и соавторов [2011], в структуре БМП выделяются узкие рифтогенные палеотроги и разделяющие их межтроговые зоны. В палеотрогах восточной части БМП господствуют сходные с Олокитским рифтом континентальные толеиты с крупными протрузивными массивами гипербазитов, которые согласно Sm-Nd данным также являются компонентом древней CLM, выдавленным в верхнюю кору на рубеже 0,8 млрд лет. В палеотрогах западной части были выявлены фрагменты рифтогенных офиолитов, сложенные толщей ортоамфиболитов, образованных в результате метаморфизма толеитовых N-MORB базальтов и габброидов, с которыми ассоциируют примитивные натровые риолиты и плагиограниты, «прослаивающие» амфиболитовый разрез. Возраст метаморфизма установлен U-Pb датированием по циркону автохтонных синметаморфических плагиогранитогнейсов, развитых по амфиболитам, 815 ± 46 и 762 ± 5,5 млн лет. Возраст метатолеитов получен Sm-Nd методом по двум сериям валовых образцов и составляет 1035 ± 92 и 907 ± 120 млн лет. Рассчитанные значения параметра εNd (T = 1,0 млрд лет) амфиболитов от +5,6 до +7,9 близки к значению εNd деплетированной мантии верхнерифейского возраста. Углеродисто-кремнистые сланцы, перекрывающие в разрезе палеотрога амфиболиты, имеют εNd (T) от +5,7 до +4,8; T(DM1) и T(DM2) от 1275 до 1016 млн лет, что указывает на их образование за счет ювенильного вещества с очень короткой коровой историей при небольшой примеси дорифейского корового материала. Сходные Nd-изотопные характеристики имеют плагиограниты и риолиты, а их вариации указывают на контаминацию исходных расплавов древнекоровым материалом или смешение последнего с веществом раннебайкальской ювенильной коры.

Геологические данные свидетельствуют о синхронном формировании офиолитов в линейных палеотрогах с накоплением эпиконтинентальных карбонатно-терригенных пород в межтроговых зонах. С эпиконтинентальными карбонатно-терригенными отложениями межтроговых зон ассоциируют высокотитанистые континентальные толеиты. Вулканогенно-осадочные серии перекрыты калий-натровыми риолитами с возрастом 825–823 млн лет и прорваны гранодиорит-плагиогранитным комплексом с возрастом 812 ± 19 млн лет. Кислые вулканиты, метаосадки и плагиограниты межтроговых зон имеют низкие отрицательные значения εNd(T) и T(DM) от 1,65 до 3,2 млрд лет, указывающие на древнекоровый протолит этих пород. Nd-изотопные данные для разновозрастных гранитоидов (0,8–0,3 млрд лет) и метаосадочных пород БСО свидетельст-

вуют о том, что древняя континентальная кора с T(DM) 1,9–2,8 млрд лет, господствующая во внешней Байкало-Патомской зоне БСО, образует и фундамент неопротерозойских структур Байкало-Муйского «офиолитового» пояса БСО и Баргузино-Витимского «террейна». Таким образом, на большей части территории внутреннего пояса и в целом в БСО господствует раннедокембрийская континентальная кора, представляющая часть дорифейского континентального массива Восточно-Сибирского кратона, а кора океанического типа палеотрогов Байкало-Муйского пояса с возрастом около 1,0 млрд лет формировалась в условиях палеорифта, близкого к красноморскому типу.

В итоге раннебайкальский цикл тектогенеза в БСО, проявленный в рифтогенной деструкции континентальной окраины ПалеоСибири и не приведший к раскрытию крупного океанического бассейна, является свидетельством начального этапа распада Родинии или некоего другого древнего суперконтинента. Проявление корообразующих процессов около 1,0 млрд лет и главное неопротерозойское орогеническое событие на рубеже 0,8 млрд лет Байкало-Муйского пояса хорошо коррелируется с событийными рубежами эволюции складчатого пояса Джайнинг (Jinning), расположенного между континентальными блоками Янцзы и Катазия (Huanan) в Китае и также включающего рифтогенные офиолиты с возрастом 1,0–0,9 млрд лет (группа Banxi и др.). В целом, несмотря на то, что раннебайкальский цикл рифтогенной деструкции древней континентальной коры сопровождался новообразованием коры океанического типа в палеотрогах, его гигантская площадь может рассматриваться как пассивная рифтогенная окраина Палеоазиатского океана, фиксирующая начальную стадию его раскрытия. Фрагменты меланократового фундамента Палеоазиатского океана, представленные тектоническими линзами метагипербазитов с εNd = 8 и модельным возрастом 1,0 млрд лет, присутствуют в карбонатных породах верхнерифейского чехла Баргузино-Витимского супертеррейна. В ходе раннебайкальской фазы тектогенеза с деформациями, метаморфизмом и гранитообразованием на рубеже 0,8–0,78 млрд лет континентальные рифты, палеотроги и разделяющие их палеобассейны были «раздавлены» с образованием линейных и мозаичных покровно-складчатых зон. Пограничные пакеты тектонических пластин внутреннего пояса оказались надвинутыми на краевую часть внешнего пояса БСО. В конце позднебайкальского этапа, в раннем венде (0,65–0,62 млрд лет) в Байкало-Муйском поясе образовался своеобразный комплекс мантийных пород, состоящий из тоналит-плагиогранитных и пироксенит-габбро-норитовых интрузий с включениями мантийных тектонитов, имеющих сходство с офиолитами по изотопно-геохимическим характеристикам. Своеобразны также взаимоотношения пород комплекса с вмещающими образованиями. В ряде мест они имеют нормальные интрузивные контакты с метаморфизованными на рубеже 0,8 млрд лет породами, в других представляют собой тектонически перемещенные бластомилонитизированные «будин-плутоны». Метаморфическая бластомилонитизация раннебайкальских плагиогранитов также датирована 663 ± 28 млн лет. Таким образом, становление комплекса и его тектоническая переработка в целом коррелируется с позднебайкальским коллизионным этапом. Таким образом, позднебайкальский этап может рассматриваться как период окончательного распада единого суперконтинента Родинии и полного раскрытия Палеоазиатского океана.

Особенности металлогении. Континентальные рифты и эпикратонные бассейны в областях позднедокембрийского континентального магматизма и длительного растяжения отличаются уникальной металлогенией Pb, Zn, Au, U, V, PGE. Примерами таких месторождений являются крупнейшие колчеданно-полиметаллические эксгаляционно-осадочные стратиформные месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур) и Канады (Салливан), совместно метаморфизованные с вмещающими углеродисто-кремнисто-карбонатно-глинистыми отложениями. В Байкальской складчатой области к подобным месторождениям относится Холоднинское Pb-Zn месторождение [Соколов и др., 1981] в Олокитском континентальном палеорифте, сравнимое с позднедокембрийскими крупнейшими колчеданно-полиметаллическими месторождениями мира и имеющими принципиально сходные с ними Pb-изотопные характеристики.

Для уточнения источников вещества стратиформных месторождений рифея была изучена Sm-Nd-изотопная система пород и руд Холоднинского месторождения. Высокозрелые метапелиты различных частей разреза Олокитского рудоконтролирующего континентального палеорифта, включая и углеродистые сланцы рудовмещающей формации, имеют отрицательные значения εNd (от –6,5 до –13)

и T(DM) от 3,03 до 2,06 млрд лет, которые доказывают участие в осадконакоплении продуктов размыва метаморфических пород древней архейской и палеопротерозойской континентальной коры.

Для оценки вклада мантийных источников при формировании Холоднинского месторождения использована Sm-Nd система вулканитов Олокитского палеорифта. Как уже отмечалось, среди вулканитов преобладают базальтоиды, связанные с древней континентальной литосферной мантией (εNd от –6 до –14), которым подчинены производные деплетированного мантийного источника (εNd = +4) и продукты плавления древней континентальной коры. Однако среди метавулканитов рудовмещающей толщи, напротив, преобладают производные деплетированной мантии с высокими значениями Sm/Nd и εNd. Сходную Nd-изотопную характеристику имеют углеродистые метатуффиты (Sm147/Nd144 = 0,18), насыщающие стратифицированные горизонты, в которых локализованы стратиформные руды. Пирит из этих руд отличается низкой величиной Sm/Nd отношения (0,09201) при положительном εNd(T) = +4,65 и модельными возрастами T(DM1) и T(DM2) 1030 и 1100 млн лет, которые совпадают с возрастом N-MORB метатолеитов раннебайкальских офиолитов в смежной палеорифтовой структуре БМП с большей степенью раскрытия. Однако образцы углеродисто-кремнистой «матрицы» пластовых руд имеют сходное с пиритом низкое Sm/Nd отношение, но отрицательные значения параметра εNd (–4,75 и –4,3) и T(DM) около 1,8 млрд лет, которые обычно являются результатом смешения древнекорового вещества с ювенильным компонентом. Таким образом, Nd-изотопные данные свидетельствуют о поступлении вещества мантийного источника, включая мантийный Pb, в рудоконтролирующую палеодепрессию Холоднинского месторождения. Вероятно, определенный вклад в уникальность многих параметров этих месторождений обеспечивался и специфическим мантийным источником литосферной мантии. Сходная история формирования руд и пород характерна и для месторождения Брокен-Хилл в Австралии.

Специфика источников и гигантские масштабы неопротерозойского континентального рифтогенеза в Восточной Сибири могут быть ответственны и за формирование месторождений золота в черносланцевых комплексах месторождения Сухой Лог и платинометалльного оруденения в расслоенном Довыренском плутоне Восточной Сибири.

Заключение

Анализ материалов потенциальной ценности минеральных ресурсов (ПЦМР) в докембрийских тектонических структурах протоматериков Лавразия и Гондвана показывает существенные различия в концентрации месторождений металлов (Cu, Pb, Zn, Sn, Nb+Ta, Ni, PGE, Au, U) и алмазов, связанных, как показано выше, с изначально неоднородным геохимическим распределением вещества в литосферных слоях Земли. Эти различия и составляют общие особенности металлогении протоматериков Лавразия и Гондвана, сформированные на докембрийском этапе их тектонической эволюции.

Для протоматерика Гондвана (рассмотрена ПЦМР докембрийских структур Юж. Америки, Австралии, Юж. Китая, п-ова Индостан и Африки, Антарктиды) заметно существенное преобладание ПЦМР над протоматериком Лавразия (Канадский щит, докембрийские структуры Евразии, включая Сев. Китай) по меди, свинцу, максимально по олову, существенно по редким металлам (по сумме Nb+Ta более чем в 2 раза), по металлам платиновой группы в 3 раза, золоту и урану более чем в 3 раза. ПЦМР по алмазам в докембрийских структурах по рассматриваемым протоматерикам достаточно близка. Лишь по цинку ПЦМР месторождений докембрия Лавразии превышает такие же значения для месторождений Гондваны, что связано с значительным распространением Cu-Zn колчеданных месторождений в докембрии Канадского щита. Таким образом, в целом литосфера докембрийских структур протоматерика Гондваны значительно более насыщена металлами по сравнению с докембрийской литосферой протоматерика Лавразии. Это, вероятно, связано с геохимической неоднородностью древнейшей континентальной коры и вещества Земли в догеологический этап ее развития как планеты. В пределах самих рассматриваемых протоматериков также существуют заметные геохимические флуктуации, отмечаемые неравномерным распределением металлов в составе литосферы протоматериков Гондваны и Лавразии.

Литература

Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. М.: Наука, 1981. 160 с.

Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.

Геолого-минерагеническая карта мира. Объяснительная записка. Ч. 2. Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей / Ред. Л. И. Красный. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 34 с.

Докембрийская геология СССР / Ред. Д. В. Рундквист и Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1985. 755 с.

Ларин А. М., Рундквист Д. В. Ряды геодинамических обстановок и металлогения Алдано-Станового щита // Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / МПР РФ, РАН, Геокарт, РосГео. М., 1999. С. 256–31I.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. В. Ф. Смолькин, Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 235 с.

Москалева В. Н., Марковский Б. А., Колбанцев Л. Р., Орлова М. П., Смолькин В. Ф. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Моссаковский А. А., Пущаровский Ю. М., Руженцев С. В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Балабонин Н. Л., Сорохтин Н. О., Пожиленко В. И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник С.-Петерб. ун-та. 1997. Сер. 7, вып. 3. С. 3–15.

Рундквист Д. В., Турченко С. И. Тектонические структуры докембрия Сибирской платформы и их рудоносность // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 7–20.

Рундквист Д. В., Минц М. В., Ларин А. М., Ненахов В. М., Рыцк Е. Ю., Турченко С. И., Чернышев Н. М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М., 1999. 399 с.

Рыцк Е. Ю., Ковач В. П., Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Богомолов Е. С., Котов А. Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1968. 116 с.

Соколов Ю. М., Турченко С. И., Бушмин С. А. Геология и генезис Холоднинского месторождения // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. С. 167–233.

Сорохтин Н. О., Сорохтин О. Г. Высота стояния континентов и возможная природа раннепротерозойского оледенения // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 234–238.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Хаин В. Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. С. 13–25.

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Шуколюков Ю. А. Звездная пыль в руках // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 7. С. 74–80.

Шустова Л. Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 54–63.

Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. М.: Недра, 1987. 231 с.

Щеглов А. Д., Говоров Н. А. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 321 с.

Якубчук А. С. От Кенорленда до современных континентов: тектоника и металлогения // Геотектоника. 2019. № 2. С. 3–32. doi: 10.31857/S0016-853X201923-32-9099

Ahall K.-I. Deciphering the complex accretionary growth history of the Baltic shield between 1.7-1.5 Ga and its link with intracontinental magmatism. Abstr. Vol. 26. St. John's, 2001.

Alapieti T. T., Filcn B. A., Lahtinen J. J., Lavrov M. M., Smolkin V. F., Voitsekhovsky S. M. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 42. P. 1–22. doi: 10.1007/BF01162681

Amelin Yu. A., Heman L. M., Semenov V. S. UPb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and durationof Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Vol. 75. P. 31–46. doi: 10.1016/0301-9268(95)00015-W

Anderson D. L. A global geochemical model for evolution of the mantle // Evolution of the Earth. Geodynamic serie. Vol. 5. Washington, 1981. P. 6–18.

Anderson J. L., Bender E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern Unated States of America // Lithos. 1989. Vol. 23. P. 19–52. doi: 10.1016/0024-4937(89)90021-2

Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian. Res. 1993. Vol. 64. P. 197–205. doi: 10.1016/0301-9268(93)90076-E

Belyaev A. M., Neymark L. A., Shebanov A. D., Larin A. M. Age and origin of mafic xenoliths from rapakivi granites of the Berdiaush massif (S.Urals, Russia) // 7th Intern. Sympos. on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Helsinki, 1996. P. 6.

Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V., Krymsky R. S., Shebanov A. D. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granite-nepheline syenite Berdiaush massif (South Urals, Russia) // Sympos. on Rapakivi granites and Related Pocks. Abstr. Belem. Brazil, 1995. P. 13.

Berckhemer H. Direct evidence for composition of the lower crust and the Moho // Tectonophysics. 1969. Vol. 8. P. 97–105. doi: 10.1016/0040-1951(69)90083-3

Bettencourt J. S. Metallogeny of rapakivi granites of Brazil and adjasent areas // The 7th International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks. Abstr. Helsinki, 1996. P. 7–8.

Blake T. S., Groves D. I. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition // Geology. 1987. Vol. 15. P. 229–232.

Christensen N. D., Fountain D. M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite // Geol. Soc. Am. Bull. 1975. Vol. 86. P. 227–236. doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<227:COTLCC>2.0.CO;2

Claesson S., Huhma N., Kinny P. D., Williams I. Svecofenian detrital zircon ages – implications for the Precambrion evolution of the Baltic Shield // Precambr. Res. 1993. Vol. 64. P. 109–130. doi: 10.1016/0301-9268(93)90071-9

Coleman R. G. The diversity of ophioites // Geol. Mijnbown. 1984. Vol. 63. P. 141–150.

Coleman R. G. Ophiolites. New York: Springer Verlag, 1977. 220 p.

Condie K. C. Mantle plums and their record in Earth history. Cambridge University Press, UK, 2000. 306 p.

Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press, 1989. 476 p.

Cubbins D. Core-mantle interaction // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. P. 385–391. doi: 10.1016/0040-1951(91)90477-A

Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Macambira M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects // Mineral. Petrol. 1994. Vol. 50. P. 13–138. doi: 10.1007/BF01160143

Dann I. C. Pseudostratigraphy and origin of the Early Proterozoic Payson ophiolite, central Arisona // Geol. Soc. Am. Bull. 1997. Vol. 109(3). P. 347–365. doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0347:PAOOTE>2.3.CO;2

Dalziel J. W. D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. Vol. 19. P. 598–601. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2

Davies G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth // Lithos. 1993. Vol. 30. P. 281–289. doi: 10.1016/0024-4937(93)90041-A

Dewey I. F., Spall H. Pre-Mezozoic plate tectonic // Geol. 1975. Vol. 3. P. 422–424.

Downes H., Markwick A. J. N., Kemton P. O. Nature and origin of the lower crust of craton Europe: xenolith suites from the Baltic Shield and East European platform. Finland, 1999. P. 20.

Du Toit A. L. Our Wandering Continents. Edinburg, 1937. 366 p.

Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up degree and order // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, no. B7. P. 5929–5952. doi: 10.1029/JB089IB07P05929

Emslie R. F. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // Precam. Res. 1978. Vol. 7. P. 61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0

Ernst R. E. Large Igneous Provinces; Cambridge, 2014. 667 p.

Eskola P. On the disentigration of rapakivi // Bull. Comm. Geol. Finlande. 1930. No. 92.

Fountain D., Christensen N. D. Composition of the continental crust and upper mantle // Geol. Soc. Amer. Memor. 1989. Vol. 172. P. 711–742.

Fyfe W. S. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? // Chem. Geol. 1978. Vol. 23. P. 89–114. doi: 10.1016/0009-2541(78)90068-2

Helmstaedt H. H., Scott D. J. The Proterozoic ophiolite problem // Proterozoic Crustal evolution / K. E. Condie (ed.). Elsewier, 1992. P. 55–97.

Hoffman P. F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // Am. Rev. Eaerth Planet. Sci. 2003. Vol. 16. P. 543–603. doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – The lourmua mafic-ultramafic complex, Northeasten Finland // Precambr. Res. 1987. Vol. 35. P. 313–341. doi: 10.1016/0301-9268(87)90061-1

Kontinen A., Peltonen P. Excursion to the Jormua Ophiolite complex. Abstract and Excursion guide // Special Paper of the Geological Survey of Finland. 1998. No. 26. P. 69–89.

Kranck E. H. Anorthosites and rapakivi, magmas from the lower crust // Origin of Anorthosite and Related Rocks. Vol. 18. N.Y., 1969. P. 93–97.

Kröner A. Precambrian mobile belts of sothern and eastern Africa – ancient sutures or sites of ensiale mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics // Tectonophysics. 1976. Vol. 40. P. 101–135.

Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data // An. Acad. Bras. Sci. 1997. Vol. 69. P. 295–312.

Larin A. M., Salnikova E. B., Kotov A. B., Sukhanov M. K., Kovach V. P., Yakovleva S. Z. Early Precambrian anorogenic granitoid magmatism of the Aldan Shield (Eastern Siberia): an overview // Prec. Res. (В печати)

Leblanc M. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Moroca): evidence for Pan-African platetectonic // Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, Amsterdam, 1981. P. 435–451.

Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstorm K., Lu S., Milesi J.-P., Myers J., Natapov L., Pandit L., Pease V., Pisarevski S. A., Thrane K., Vernikovski V. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia; a synthesis // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021

Loper D. E., Lay T. The core-mantle boundary region // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, no. B4. P. 6397–6420. doi: 10.1029/94JB02048

McClay K. R., Campbell I. H. The structure and shape of the Jimberlina intrusion // Geol. Magazine. 1976. Vol. 113. P. 129–139. doi: 10.1017/S0016756800036426

Mineral Deposits: Processes to Processing: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium, London, United Kingdom, 22–25 August 1999 / Ed. C. J. Stanley et al. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 251–255. doi: 10.1016/S0169-1368(00)00005-6

Moores E. M. Origin and emplacement of ophiolites // Rev. Geopys. Space Phys. 1982. Vol. 20. P. 735–760. doi: 10.1029/RG020i004p00735

Morse A., Olsen K. E., Hamilton M. A. Massif anorthpsites as a key to Proterozoic megatectonics // Geol. Soc. Canada. 1988. Vol. 13. P. 87.

Mossman D. Stratiform gold occurences of the Witwatersrand type in the Huronian supergroup, Ontario, Canada // S. Afr. J. Geol. 1987. No. 20. P. 2168–2178.

Nelson D. O., Morrison D. A., Phinney W. C. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada // Can. J. Earth Sci. Letter. 2011. Vol. 27. P. 767–783. doi: 10.1139/e90-078

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. Vol. 50. P. 173–193. doi: 10.1007/BF01160146

Park R. G. Early Precambrian plate tectonics // Soth African J. Geol. 1997. Vol. 100, no. 1. P. 23–35.

Piper J. D. A. Definition of pre-2000 m.y. apart polar movements // Earth Planet. Sci. Let. 1976. Vol. 28. P. 470–480.

Piper J. D. A. Dynamics of the continental crust // Bull. American Geol. Assoc. Mem. 1983. Vol. 160. P. 21–34.

Precambrian of the southern hemisphere / Ed. D. R. Hunter. Developments in Precambrian Geology. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam, 1981. xxiii + 882 p.

Proterozoic Crustal Evolution / Ed. K. C. Condie. Developments in Precambrian Geology. Vol. 10. Elsevier, Amsterdam, 1992. ii-vi + 537 p. doi: 10.1016/s0166-2635(08)x7006-9

Ra'mo O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Miner. Petrol. 1995. Vol. 52. P. 129–185. doi: 10.1007/BF01163243

Rogers J. J. W. A history of continents in past three billion years // The Journ. Geol. 1996. Vol. 104, no. 1. P. 91–107. doi: 10.1086/629803

Roscoe S. M., Card K. D. Early Prottrozoic tectonic and metallogeny of the Lake Huron region of the Canadien Shield // Precambrian Res. 1992. Vol. 58. P. 99–120.

Rouchkin G. N., Volodin R. N., Konkin V. D., Deryugin Y. N. Evolution of geodynamic conditions, ore-bearing structures and deposits of non-ferrous and precious metals in the Precambrian time // 28th IGC: Abstracts, Washington, 1989. Vol. 2. P. 720–721.

Ruzicka V. Geology and genesis of uranium deposits in the early Proterozoic: Blind River – Elliot Lake Basin, Ontario, Canada // Proc. Techn. Comm. Meet. London, 1985.

Scott D. I., Helmstaedt H., Bickle M. I. Purtunig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada, a reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust // Geology. 1992. Vol. 20(2). P. 173–176. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0173:POCSBN>2.3.CO;2

Smith T. E. Volcanic rocks of Early Proterozoic Greenstone belts // Proterozoic Crustal evolution / Ed. K. E. Condie. Elsewier, 1992. P. 7–46. doi: 10.1016/S0166-2635(08)70115-4

Southwick D. L., Halls H. C. Compositional characteristics of the Kenora-Kabetogama dyke swarm (Early Proterozoic), Minnesota and Ontario // Can. J. Earth Sci. 2011. Vol. 24. P. 2197–2205. doi: 10.1139/e87-208

Su W.-J., Woodward R. L., Dziewonsky A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. No. B4. P. 6945–6980. doi: 10.1029/93JB03408

Tankard A. J., Jackson M. P. A., Eriksson K. A., Hobday D. K., Hunter D. R., Minter W. E. L. Crustal evolution of Southern Africa. Springer-Verlag, N.Y., 1982. 523 p.

Turchenko S. I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the esatern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1992. Vol. 58. P. 121–141. doi: 10.1016/0301-9268(92)90116-6

Unrug R. The assembly of Gondwanaland. Episodes. 1996. Vol. 19, no. 1-2. P. 11–19.

Weaver B. L., Tarney J. The Scouire dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle // Contrib Mineral. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 175–188. doi: 10.1007/BF00373779

Wernick E., Galembeck T. M. B., Godoy A. M., Hõrmann P. K. Geochemical variability of the rapakivi Itu Prrovince, State of sao Paulo, SE Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 1997. Vol. 69, no. 3. P. 395–413.

Williams L. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Soc. Econ. Geol., Littleton. 1998. P. 1–35.

Wilson A. H., Prendergast M. D. The Great Dyke of Zimbabwe // Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume. London, 1989. P. 1–20.

Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites // Precambrian Res. 1988. Vol. 40. P. 509–541. doi: 10.1016/0301-9268(88)90083-6

References

Ahall K.-I. Deciphering the complex accretionary growth history of the Baltic shield between 1.7-1.5 Ga and its link with intracontinental magmatism. Abstr. Vol. 26. St. John's; 2001.

Alapieti T. T., Filcn B. A., Lahtinen J. J., Lavrov M. M., Smolkin V. F., Voitsekhovsky S. M. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield. *Mineralogy and Petrology*. 1990;42:1–22. doi: 10.1007/BF01162681

Amelin Yu. A., Heman L. M., Semenov V. S. UPb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and durationof Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res.* 1995;75:31–46. doi: 10.1016/0301-9268(95)00015-W

Anderson D. L. A global geochemical model for evolution of the mantle. *Evolution of the Earth. Geodynamic serie.* Vol. 5. Washington; 1981. P. 6–18.

Anderson J. L., Bender E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern Unated States of America. *Lithos*. 1989;23:19–52. doi: 10.1016/0024-4937(89)90021-2

Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian. Res.* 1993;64:197–205. doi: 10.1016/0301-9268(93)90076-E

Barsukov V. L. Comparative planetology and the early history of the Earth. Moscow: Nauka; 1981. 160 p. (In Russ.)

Belyaev A. M., Neymark L. A., Shebanov A. D., Larin A. M. Age and origin of mafic xenoliths from rapakivi granites of the Berdiaush massif (S.Urals, Russia). *7th Intern. Sympos.* on *Rapakivi Granites and Related Rocks.* Abstr. Helsinki; 1996. P. 6.

Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V., Krymsky R. S., Shebanov A. D. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granite-nepheline syenite Berdiaush massif (South Urals, Russia). *Sympos. on Rapakivi granites and Related Pocks*. Abstr. Belem. Brazil; 1995. P. 13.

Blake T. S., Groves D. I. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology*. 1987;15:229–232.

Berckhemer H. Direct evidence for composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*. 1969;8:97–105. doi: 10.1016/0040-1951(69)90083-3

Bettencourt J. S. Metallogeny of rapakivi granites of Brazil and adjasent areas. *The 7th International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks.* Abstr. Helsinki; 1996. P. 7–8.

Christensen N. D., Fountain D. M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1975;86:227–236. doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<227:COTLCC>2.0.CO;2

Claesson S., Huhma N., Kinny P. D., Williams I. Svecofenian detrital zircon ages – implications for the Precambrion evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* 1993;64:109–130. doi: 10.1016/0301-9268(93)90071-9

Coleman R. G. Ophiolites. New York: Springer Verlag; 1977. 220 p.

Coleman R. G. The diversity of ophioites. *Geol. Mijnbown*. 1984;63:141–150.

Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press; 1989. 476 p.

Condie K. C. Mantle plums and their record in Earth history. Cambridge University Press, UK; 2000. 306 p.

Condie K. C. (ed.). Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology. Vol. 10. Elsevier, Amsterdam; 1992. ii-vi + 537 p.

Cubbins D. Core-mantle interaction. *Tectonophysics*. 1991;187:385–391. doi: 10.1016/0040-1951(91)90477-A

Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Macambira M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.* 1994;50:13–138. doi: 10.1007/BF01160143

Dann I. C. Pseudostratigraphy and origin of the Early Proterozoic Payson ophiolite, central Arisona. *Geol. Soc. Am. Bull*. 1997;109(3):347–365. doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0347:PAOOTE>2.3.CO;2

Dalziel J. W. D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991;19:598–601. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2

Davies G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos*. 1993;30:281–289. doi: 10.1016/0024-4937(93)90041-A

Dewey I. F., Spall H. Pre-Mezozoic plate tectonic. *Geol*. 1975;3:422–424.

Downes H., Markwick A. J. N., Kemton P. O. Nature and origin of the lower crust of craton Europe: xenolith suites from the Baltic Shield and East European platform. Finland; 1999. P. 20.

Du Toit A. L. Our Wandering Continents. Edinburg; 1937. 366 p.

Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up degree and order. *J. Geophys. Res*. 1984;89(7):5929–5952. doi: 10.1029/JB089IB07P05929

Emslie R. F. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res*. 1978;7:61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0

Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge; 2014. 667 p.

Eskola P. On the disentigration of rapakivi. *Bull. Comm. Geol. Finlande*. 1930;92.

Fountain D., Christensen N. D. Composition of the continental crust and upper mantle. *Geol. Soc. Amer. Memor*. 1989;172:711–742.

Fyfe W. S. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol*. 1978;23:89–114. doi: 10.1016/0009-2541(78)90068-2

Helmstaedt H. H., Scott D. J. The Proterozoic ophiolite problem. *Proterozoic Crustal evolution*. Elsewier; 1992. P. 55–97.

Hunter D. R. (ed.). Precambrian of the southern hemisphere. Developments in Precambrian Geology. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam; 1981. xxiii + 882 p.

Hoffman P. F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 2003;16:543–603. doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

Khain V. E. The issues of the Early Precambrian tectonics. *Vestnik MGU = MSU Bulletin. Ser. 4. Geology*. 2000:13–25. (In Russ.)

Khain V. E., Bozhko N. A. Historical Precambrian Geotectonics. Moscow: Nedra; 1988. 382 p. (In Russ.)

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – The lourmua mafic-ultramafic complex, Northeasten Finland. *Precambrian Res.* 1987;35:313–341. doi: 10.1016/0301-9268(87)90061-1

Kontinen A., Peltonen P. Excursion to the Jormua Ophiolite complex. Abstract and Excursion guide. *Special Paper of the Geological Survey of Finland*. 1998;26:69–89.

Kranck E. H. Anorthosites and rapakivi, magmas from the lower crust. *Origin of Anorthosite and Related Rocks.* Vol. 18. N.Y.; 1969. P. 93–97.

Krasnyi L. I. (ed.). Geological and mineragenic map of the World. Explanatery notes. Mineral raw reserves of continents and active transitals. St. Petersburg: VSEGEI; 2000. 34 p. (In Russ.)

Kröner A. Precambrian mobile belts of sothern and eastern Africa – ancient sutures or sites of ensiale mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*. 1976;40:101–135.

Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data. *An. Acad. Bras. Sci.* 1997;69:295–312.

Larin A. M., Rundkvist D. V. The series of geodynamic situations and metallogeny of the Aldan-Stanovoy Shield. *Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok rannego dokembriya = The metallogeny of the Early Precambrian geodynamic situations*. Moscow; 1999. P. 256–311. (In Russ.)

Larin A. M., Salnikova E. B., Kotov A. B., Sukhanov M. K., Kovach V. P., Yakovleva S. Z. Early Precambrian anorogenic granitoid magmatism of the Aldan Shield (Eastern Siberia): an overview. *Precambrian Res.* (In print)

Leblanc M. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Moroca): evidence for Pan-African platetectonic. *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam; 1981. P. 435–451.

Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstorm K., Lu S., Milesi J.-P., Myers J., Natapov L., Pandit L., Pease V., Pisarevski S. A., Thrane K., Vernikovski V. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia; a synthesis. *Precambrian Res*. 2008;160:179–210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021

Loper D. E., Lay T. The core-mantle boundary region. *J. Geophys. Res.* 1995;100(B4):6397–6420. doi: 10.1029/94JB02048

McClay K. R., Campbell I. H. The structure and shape of the Jimberlina intrusion. *Geol. Magazine*. 1976;113:129–139. doi: 10.1017/S0016756800036426

Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Balabonin N. L., Sorokhtin N. O., Pozhilenko V. I. The Kola deep Early Precambrian collision: new data on geology, geochronology, geodynamics, and metallogeny. *Vestnik S.-Peterb. un-ta = Vestnik of St. Petersburg University. Ser. 7.* 1997;3:3–15. (In Russ.)

Moores E. M. Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geopys. Space Phys*. 1982;20:735–760. doi: 10.1029/RG020i004p00735

Morse A., Olsen K. E., Hamilton M. A. Massif anorthpsites as a key to Proterozoic megatectonics. *Geol. Soc. Canada*. 1988;13:87.

Moskaleva V. N., Markovskii B. A., Kolbantsev L. R., Orlova M. P., Smol'kin V. F. Magmatism and metallogeny of rift system in the eastern part of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nedra; 1993. 244 p. (In Russ.)

Mossakovskii A. A., Pushcharovskii Yu. M., Ruzhentsev S. V. The largest asymmetric structure of the Earth. *Geotektonika = Geotectonics*. 1998;5:3–18. (In Russ.)

Mossman D. Stratiform gold occurences of the Witwatersrand type in the Huronian supergroup, Ontario, Canada. *S. Afr. J. Geol.* 1987;20:2168–2178.

Nelson D. O., Morrison D. A., Phinney W. C. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci. Letter.* 2011;27:767–783. doi: 10.1139/e90-078

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Mineral. Petrol.* 1994;50:173–193. doi: 10.1007/BF01160146

Park R. G. Early Precambrian plate tectonics. *Soth African J. Geol.* 1997;100(1):23–35.

Piper J. D. A. Definition of pre-2000 m.y. apart polar movements. *Earth Planet. Sci. Let.* 1976;28:470–480.

Piper J. D. A. Dynamics of the continental crust. *Bull. American Geol. Assoc. Mem.* 1983;160:21–34.

Ra'mo O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite. *Miner. Petrol*. 1995;52:129–185. doi: 10.1007/BF01163243

Rogers J. J. W. A history of continents in past three billion years. *The Journ. Geol.* 1996;104(1):91–107. doi: 10.1086/629803

Roscoe S. M., Card K. D. Early Prottrozoic tectonic and metallogeny of the Lake Huron region of the Canadien Shield. *Precambrian Res.* 1992;58:99–120.

Rouchkin G. N., Volodin R. N., Konkin V. D., Deryugin Y. N. Evolution of geodynamic conditions, ore-bearing structures and deposits of non-ferrous and precious metals in the Precambrian time. *28th IGC: Abstracts*. Washington; 1989. Vol. 2. P. 720–721.

Rundkvist D. V., Mints M. V., Larin A. M., Nenakhov V. M., Rytsk E. Yu., Turchenko S. I., Chernyshev N. M. Metallogeny of the series geodynamic situations at the Early Precambrian. Moscow; 1999. 399 p. (In Russ.)

Rundkvist D. V., Mitrofanov F. P. (eds.). Precambrian geology of the USSR. Leningrad: Nauka; 1985. 755 p. (In Russ.)

Rundkvist D. V., Turchenko S. I. Tectonic structures of the Precambrian Siberian Platform and its ore-bearing. *Geologiya i geokhronologiya dokembriya Sibirskoi platformy i ee obramleniya = Precambrian geology and geochronology of the Siberian Platform and it framing*. Leningrad: Nauka; 1990. P. 7–20. (In Russ.)

Ruzicka V. Geology and genesis of uranium deposits in the early Proterozoic: Blind River – Elliot Lake Basin, Ontario, Canada. *Proc. Techn. Comm. Meet*. London; 1985.

Rytsk E. Yu., Kovach V. P., Yarmolyuk V. V., Kovalenko V. I., Bogomolov E. S., Kotov A. B. Isotope structure and evolution of the continental crust of the Eastern Transbaikal segment of Central-Asian Fold Belt. *Geotektonika = Geotectonics.* 2011;5:17–51. (In Russ.)

Scott D. I. Helmstaedt H., Bickle M. I. Purtunig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada, a reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology*. 1992;20(2):173–176. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0173:POCSBN>2.3.CO;2

Shcheglov A. D. Main issues of modern metallogeny. Moscow: Nedra; 1987. 231 p. (In Russ.)

Shcheglov A. D., Govorov N. A. Nonlinear metallogeny and depths of the Earth. Moscow: Nauka; 1985. 321 p. (In Russ.)

Shukolyukov Yu. A. Star dust in hands. *Sorosovskii obrazovatel'nyi zhurnal = Soros Education Journal*. 1996;7:74–80. (In Russ.)

Shustova L. E. The features of the Earth's crust tectonic-types at the Baltic Shield. *Regional'naya geologiya i metallogeniya = Regional Geology and Metallogeny*. 1997;6:54–63.

Smith T. E. Volcanic rocks of Early Proterozoic Greenstone belts. *Proterozoic Crustal evolution*. Elsewier; 1992. P. 7–46. doi: 10.1016/S0166-2635(08)70115-4

Smol'kin V. F., Mitrofanov F. P. (eds.). Magmatism, sedimentogenesis and geodynamics of the Pechenga paleoriftogenic structure. Apatity: KSC RAS; 1995. 235 p. (In Russ.)

Sokolov Yu. M., Turchenko S. I., Bushmin S. A. Geology and genesis of the Kholodny deposit. *Geologiya mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh dokembriya = Geology of the Precambrian Ore Deposits*. Leningrad: Nauka; 1981. P. 167–233. (In Russ.)

Sorokhtin N. O., Sorokhtin O. G. The altitude of continents position and possible nature of the Early Proterozoic glaciation. *DAN = Doklady Earth Sciences.* 1997;354(2):234–238. (In Russ.)

Southwick D. L., Halls H. C. Compositional characteristics of the Kenora-Kabetogama dyke swarm (Early Proterozoic), Minnesota and Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 2011;24:2197–2205. doi: 10.1139/e87-208

Stanley C. J. et al. (eds.). Mineral Deposits: Processes to Processing: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium, London, United Kingdom, 22–25 August 1999. Rotterdam: Balkema; 1999. P. 251–255. doi: 10.1016/S0169-1368(00)00005-6

Su W.-J., Woodward R. L., Dziewonsky A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *J. Geophys. Res*. 1994;B4:6945–6980. doi: 10.1029/93JB03408

Sviridenko L. P. Petrology of the Salma massive rapakivi-granite. Petrozavodsk: Karel. kn. izd-vo; 1968. 116 p. (In Russ.)

Tankard A. J., Jackson M. P. A., Eriksson K. A., Hobday D. K., Hunter D. R., Minter W. E. L. Crustal evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History. Springer-Verlag, Berlin; 1982. 523 p. doi: 10.1016/0031-9201(83)90037-7

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. Continental crust, its composition and evolution. Moscow: Mir; 1988. (In Russ.)

Turchenko S. I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the esatern part of the Baltic Shield. *Precambrian Res*. 1992;58:121–141. doi: 10.1016/0301-9268(92)90116-6

Unrug R. The assembly of Gondwanaland. Episodes. 1996;19(1-2):11–19.

Vrevsky A. B., Matrenichev V. A., Ruzh'eva M. S. Petrology of komatiites from the Baltic Shield and isotope geochemical evolution of their mantle sources. *Petrologiya = Petrology*. 2003;11(6):587–617. (In Russ.)

Weaver B. L., Tarney J. The Scouire dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981;78:175–188. doi: 10.1007/BF00373779

Wernick E., Galembeck T. M. B., Godony A. M., Hőrmann P. K. Geochemical variability of the rapakivi Itu Prrovince, State of sao Paulo, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*. 1997;69(3):395–413.

Williams L. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Soc. Econ. Geol., Littleton*. 1998:1–35.

Wilson A. H., Prendergast M. D. The Great Dyke of Zimbabwe. *Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume*. London; 1989. P. 1–20.

Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Res*. 1988;40:509–541. doi: 10.1016/0301-9268(88)90083-6

Yakubchuk A. S. From Kenorland to modern continents. *Geotektonika = Geotectonics.* 2019;2:3–32. (In Russ.) doi: 10.31857/S0016-853X201923-32-9099

Поступила в редакцию / received: 01.12.2021; принята к публикации / accepted: 17.03.2022.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Турченко Станислав Иванович

чл.-корр. РАЕН, д-р геол.-мин. наук, заведующий лабораторией металлогении и рудообразования

e-mail: turchsi@mail.ru

CONTRIBUTOR:

Turchenko, Stanislav

Corr. Academician of the Russian Natural Sciences Academy, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Metallogeny and Ore Genesis Laboratory

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 33–49
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 33–49
DOI: 10.17076/geo1551

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 553.6

ГРАФИТОНОСНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В. В. Щипцов

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)
Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Благодаря высокой электропроводности, поляризуемости и пониженной теплопроводности графит является универсальным материалом для использования в высоких технологиях XXI века (в частности, как ключевой компонент высокоэффективной огнеупорной футеровки для производства стали, анодов с высокой емкостью заряда для литий-ионных батарей, источник графена и т. д.). Этим обусловлены спрос на природный графит в мировой экономике минерального сырья и актуальность месторождений с суперчистым графитом. В статье приводится обзор рудных графитоносных районов Фенноскандинавского щита. Показано, что в Норвегии, Швеции и Финляндии осуществляется комплекс поисково-оценочных и разведочных работ с применением геофизических, преимущественно электроразведочных методов естественных и вызванных поляризацией электрических полей различных модификаций, электрического каротажа с ограниченным привлечением других видов геофизических исследований. Отмечается, что в исследованиях чешуйчатого графита использовались электронная микроскопия SEM, рентгеновская дифрактометрия XRD и рамановская спектроскопия. Месторождения графита Норвегии сосредоточены в четырех провинциях: Senja, Lofoten-Vesterålen, Holandsfjord и Bample. Месторождения Rendalsvik и Jennestad отработаны, рудник Skaland действует. В Швеции выделяется перспективное рудное графитовое поле Woxna, в котором находятся четыре месторождения графита – Kringel, Gropabo, Mattsmyra и Mansberg. Наиболее изучено месторождение Kringel. Woxna Graphite AB, дочерняя компания международной Leading Edge Material Corp, реанимирует развитие проекта «Woxna» на принципах циркулярной экономики с первоочередным вовлечением в эксплуатацию месторождения графита Kringel. Графит распространен в сланцевых толщах Свекофеннской провинции на территории Финляндии. Важным объектом графитового сырья является рудное поле Piippumäki. Показан эффект использования метода рамановской спектроскопии на примере графитсодержащих сланцев проявлений Rautalampi и Käypsuo в поясе Саво (Центр. Финляндия). Даны сведения о графитовых проявлениях Карело-Кольского региона. Приведены характеристики Ихальского графитоносного поля Ладожской подвижной области и Сальнетундровской графитоносной зоны Кольского п-ова.

Ключевые слова: чешуйчатый графит; Фенноскандинавский щит; критический минерал; рудный район; электромагнитные аномалии; рамановская спектроскопия; литий-ионные батареи; обогатительная фабрика; суперчистый концентрат

Для цитирования: Щипцов В. В. Графитоносные рудные районы Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 33–49. doi: 10.17076/geo1551

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР 210 Института геологии КарНЦ РАН (121040600173-1).

V. V. Shchiptsov. GRAPHITE-BEARING ORE AREAS OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)
Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The article highlights the demand for natural graphite in the global mineral economy and the relevance of super pure graphite deposits. Due to its high electrical conductivity, polarizability and reduced thermal conductivity, graphite is a versatile material for use in high technologies in the 21st century (a key component of highly efficient refractory lining for steel production, anodes with high charge capacity for lithium-ion batteries, source of graphene, etc.). An overview of the graphite-bearing ore areas of the Fennoscandian Shield is given. It is shown that in Norway, Sweden and Finland the complex of prospecting, evaluation and exploration activities is carried out using geophysical techniques, mainly electric exploration methods of natural and induced polarization electric fields of different modifications, and electric logging, with limited use of other types of geophysical research. It is remarked that SEM electron microscopy, XRD and Raman spectroscopy have been used in studies of flake graphite. Graphite deposits in Norway are concentrated in four provinces: Senja, Lofoten-Vesterålen, Holandsfjord, and Bample. Two are depleted (Rendalsvik mine and Jennestad mine) and one is in operation (Skaland mine). In Sweden, a promising graphite ore field, Woxna, stands out. It contains four graphite deposits – Kringel, Gropabo, Mattsmyra, and Mansberg. The Kringel deposit is one of the best explored sites. Woxna Graphite AB, a subsidiary of the international Leading Edge Material Corp, is reviving the development of the Woxna project on the principles of circular economy, with the Kringel graphite deposit as a priority. Graphite is a common mineral in the shale formations of the Svekofennian province in Finland. The Piippumäki ore field is an important graphite deposit. The effect of Raman spectroscopy on the graphite-bearing Rautalampi and Käypsuo shales in the Savo belt (central Finland) is demonstrated. Information is given on graphite occurrences in the Karelian-Kola region. Characteristics of the Ihala graphite-bearing field of the Ladoga mobile region and the Salnetundra graphite-bearing zone of the Kola Peninsula are reported.

Keywords: flake graphite; Fennoscandian Shield; critical mineral; ore district; electromagnetic anomalies; Raman spectroscopy; lithium-ion batteries; concentrator; super-pure concentrate

For citation: Shchiptsov V. V. Graphite-bearing ore areas of the Fennoscandian Shield. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;2:33–49. doi: 10.17076/geo1551

Funding. The study was financed within research area 210 of the Institute of Geology KarRC RAS (121040600173-1).

Обобщенные сведения о свойствах и минерально-сырьевом потенциале графита

Графит является промышленным минералом с большой экономической доминирующей значимостью за счет высокого спроса на мировом рынке. Поскольку спрос на природный графит в мировой экономике минерального сырья растет, весьма актуальным становится вопрос, связанный с выявлением перспективных месторождений высококачественного графита. До настоящего времени Китай удерживает пальму первенства как крупнейший производитель природного графита в мире. По данным Benchmark Mineral Intelligence Limited, спрос на чешуйчатый графит составил по направлениям использования: огнеупоры и литейное производство – 52 %, литий-ионные батареи – 27 %, вспененный графит – 8 %, карбюризация

сталей – 4 %, фрикционные изделия – 3 %, смазочные материалы – 2 %, графитовые формы – 2 %, углеродные щетки – 1 %, другое использование 1 %. С 2011 г. Европейский союз включил природный графит в список критически важных сырьевых материалов [European..., 2017].

Графитовый углерод имеет широкий диапазон структур и химических составов. В природе встречаются три морфотипа графита: а) чешуйчатый графит – кристаллические мелкие чешуйки графита в виде отдельных плоских, похожих на пластины частиц с содержанием С 80–98 %; б) дисперсный некристаллический аморфный графит с содержанием С 70–85 %; в) кусковой (жильный) графит в трещинных жилах или разломах в виде массивных пластинчатых наростов волокнистых кристаллических агрегатов с содержанием С 90–95 %. Сингония гексагональная, цвет от стального до черного, блеск металлический, матовый, излом неровный, спайность весьма совершенная, мягкий. Плотность 2,1–2,3 т/м^3 (при увеличении в руде зольности увеличивается плотность), твердость по шкале Мооса 1–2, температура плавления 3650 °С и кипения – 5100 °С, превосходный проводник тепла и электричества, кислотоустойчивый, низкий коэффициент абсорбции для рентгеновских лучей и нейтронов, хорошая смачиваемость, удельная магнитная восприимчивость 6,3 × 10^{-9} м^3/кг. Графит характеризуется низкими значениями удельного электрического сопротивления ρ (0,5×10^{-4}–10^{-1} Ом мм^2/м), а отдельные разновидности графита заметно различаются по ρ, что обусловлено структурными особенностями, вариациями зольности и содержания углерода [Бареев, Пинягина, 1984; Кирюков, 1985 и др.]. Например, руды чешуйчатого кристаллического графита, полосчатые и вкрапленные, обладают резко выраженной анизотропностью электрического сопротивления.

В целом графиты отражают геологическую обстановку и условия, в которых они формировались. Чешуйчатый графит связан в основном с метаморфическими породами условий высокого давления, где органический углерод, отложенный в осадочных породах, преобразуется в графит под воздействием давления, обычно превышающего 5 кбар, и температуры около 650–700 °С [Keeling, 2017].

Благодаря высокой электропроводности, поляризуемости и пониженной теплопроводности [Beyssac, Rumble, 2014] графит является универсальным материалом для использования в высоких технологиях XXI века (ключевой компонент высокоэффективной огнеупорной футеровки для производства стали, анодов с высокой емкостью заряда для литий-ионных батарей, источник графена и т. д.). На рис. 1 иллюстрируется прогноз спроса на шаровидный графит и природные аноды (в тоннах) на период 2015–2040 гг.

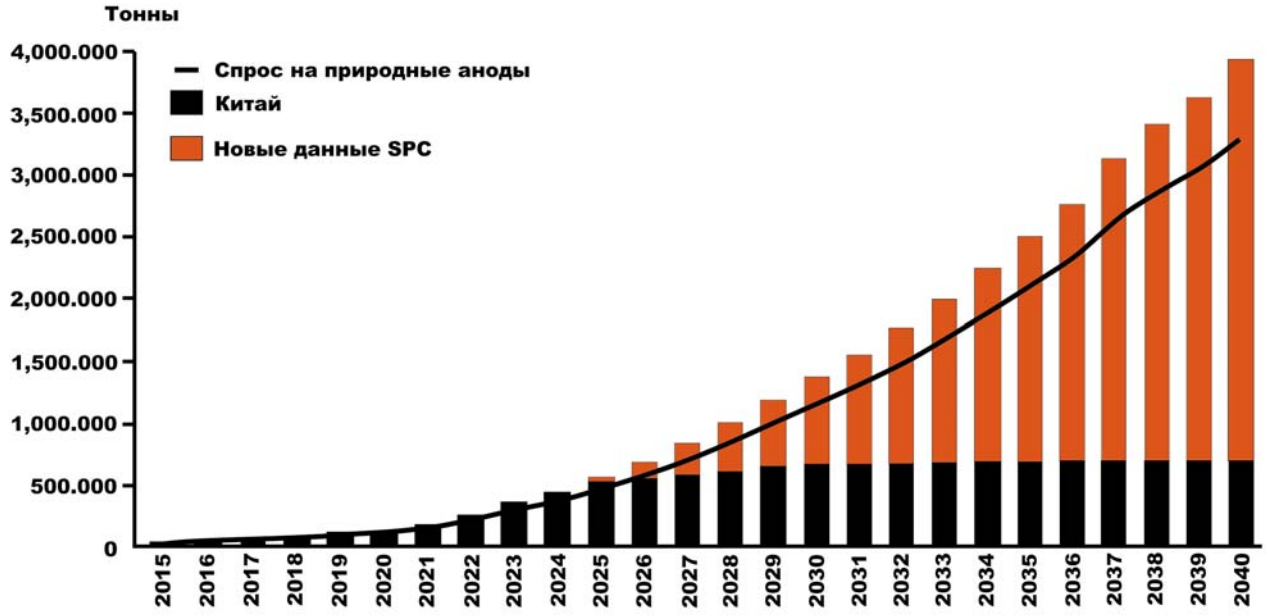


Рис. 1. Прогноз спроса на шаровидный графит (SPC) и природные аноды (т) на период 2015–2040 гг.:
1 – кривая линия прогнозируемого спроса на природные аноды; 2 – выпуск природных анодов в Китае; 3 – прогноз новых SPC (по данным Benchmark Mineral Intelligence Ltd)

Fig. 1. Spherical Production Capacity (SPC) & Natural Anode Demand Forecast (tonnes) for the period 2015–2040:
1 – curved line of predicted demand for natural anodes; 2 – production of natural anodes in China; 3 – new SPC forecast (after Benchmark Mineral Intelligence Ltd)

Наиболее крупными продуцентами являются Китай (около 40–45 % всего производимого в мире графитового концентрата), далее следуют Индия, КНДР, Бразилия, Мексика, Канада, Норвегия, Украина. Преобладающая часть запасов чешуйчатого графита сосредоточена в Китае, на Мадагаскаре, в Зимбабве, Бразилии, Норвегии, Украине, России. Свыше 90 % запасов аморфного графита приходится на Мексику, Китай, Россию и КНДР. Мировое производство синтетического графита осуществляется в ряде промышленно развитых стран: в США, Канаде, Японии.

На Европейском континенте месторождения графита встречены в докембрийских породах Украинского и Фенноскандинавского щитов. Действующие рудники расположены в Украине, Австрии и Норвегии. По ряду критериев территория Фенноскандинавского щита определяет основную потенциальность ЕС на графит. Кроме того, несколько месторождений аморфного графита обнаружено в фанерозойских породах в Австрии.

Действующее Завальевское месторождение графита является типичным представителем Украинской графитоносной провинции метаморфогенной серии. Мощность продуктивной толщи графитоносных биотит-хлоритовых, полевошпат-гранатовых гнейсов – от 15 до 250 м. Толща состоит из 1–5 графитсодержащих горизонтов мощностью от 3,5 до 70 м. Содержание графита составляет 6–10 %. Графит представлен вкрапленными чешуйками от долей до нескольких мм и отдельными скоплениями в виде агрегатов [Еремин, 2007].

Графитовые месторождения и проявления Фенноскандинавского щита

Метаморфические реакции, в результате которых образуется графит, приводят к высокой электропроводности [Engvik et al., 2020]. В настоящее время в Норвегии, Финляндии и Швеции осуществляется комплекс поисково-оценочных и разведочных работ с применением геофизических, преимущественно электроразведочных, методов естественных и вызванных поляризацией электрических полей различных модификаций, электрического каротажа с ограниченным привлечением других видов геофизических исследований. На рис. 2 показано размещение основных графитоносных районов Фенноскандинавского щита.

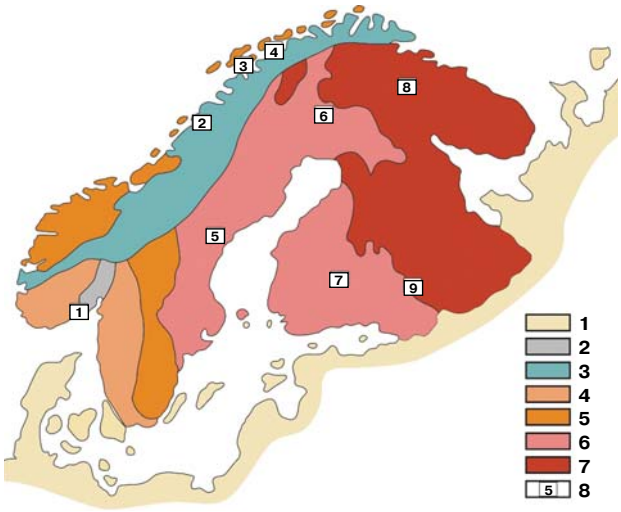


Рис. 2. Размещение графитовых рудных районов на Фенноскандинавском щите:
1 – фанерозой, < 550 млн лет; 2 – Осло рифт, 250–300 млн лет; 3 – Скандинавские каледониды, 400–700 млн лет; 4 – Юго-Западная гнейсовая провинция, 900–1700 млн лет; 5 – Трансскандинавский магматический пояс, 1650–1800 млн лет; 6 – Свекофеннская провинция; 7 – Архейские породы; 8 – графитовые рудные районы (1 – Bample; 2 – Holandsfjord; 3 – Lofoten-Vesterålen; 4 – Senja; 5 – Woxna; 6 – Nunasvarra; 7 – Piipumäki; 8 – Сальнотундра; 9 – Ихала

Fig. 2. Location areas with graphite ore (Fennoscandian Shield):
1 – Phanerozoic, < 550 Ma; 2 – Oslo rift, 250–300 Ma; 3 – Scandinavian Caledonides, 400–700 Ma; 4 – South-Western gneiss province, 900–1700 Ma; 5 – Transscandinavian igneous belt, 1650–1800 Ma; 6 – Svekofennian province, 1750–1900 Ma; 7 – Archean rocks, 2500–3100 Ma; 8 – graphite ore areas (1 – Bample; 2 – Holandsfjord; 3 – Lofoten-Vesterålen; 4 – Senja; 5 – Woxna; 6 – Nunasvarra; 7 – Piipumäki; 8 – Salnotundra; 9 – Ikhala)

Норвегия

В Норвегии с давних пор известны графитовые сланцы и графитоносные породы. Первый графитовый рудник существовал на юге страны в период с 1768 по 1775 г. Примерно в 300 м к северо-востоку от восточного конца о. Бьёрносванн находятся остатки первой шахты по добыче графита (Энглидальский карандашный завод) [Gautneb, Wanvik, 2016] в рудном графитовом районе (№ 1 Bample на рис. 2). Сейчас в Норвегии зарегистрированы 75 месторождений и проявлений графитовых руд, два из них отработаны (Rendalsvik и Jennestad), рудник Skaland действует.

Месторождения графита в Сев. Норвегии сосредоточены в трех провинциях: Senja, Lofoten-Vesterålen и Holandsfjord (№ 4, 3 и 2 на рис. 2). Во всех этих районах в прошлом велась добыча графита, а единственным действующим предприятием сегодня является графитовый рудник Skaland на о. Senja. Графитовая

минерализация залегает в докембрийском фундаменте, состоящем из интенсивно складчатых магматических и метаседиментационных пород (доломитовый мрамор, железистые кварциты, графитовый сланец, кислые и основные метавулканиты). Метаморфизм соответствует PT-параметрам гранулитовой фации, что благоприятствует образованию высококачественного чешуйчатого графита [Engvik et al., 2000; Corfu, 2007; Palosaari et al., 2016].

Геологическая служба Норвегии (NGU) провела электромагнитные измерения с вертолета в районах, где потенциально могут находиться графитовые руды. Там были выявлены многочисленные электромагнитные аномалии как на участках с известной графитовой минерализацией, так и на новых участках. При финансовой поддержке администраций округов Нордланд и Тромс на них проведены наземные геофизические съемки [Rodionov et al., 2013].

Потенциальные графитоносные зоны оценены на основе полученной геофизической и геологической информации по каждому участку. Большая роль в оценке площадей принадлежит детальным геофизическим работам и поисковому бурению. Тоннаж графитовой руды рассчитан с использованием средней плотности графитового гнейса 2,6 т/м^3 и тоннажа графита путем умножения на среднее содержание Cгр в месторождениях и проявлениях [Gautneb et al., 2017; Rønning et al., 2018].

Важность месторождений оценивалась показателем запасов графита в руде:

класс A – более 1,0 млн т;

класс B – от 0,5 до 1,0 млн т;

класс C – от 0,2 до 0,5 млн т;

класс D – от 0,1 до 0,2 млн т;

класс E – менее 0,1 млн т.

Отдельные графитовые линзы в графитовой провинции Lofoten-Vesterålen кажутся меньше, чем на Senja, но качество графита хорошее [Gautneb, Tveten, 2000]. Графитовая руда может быть обогащена до концентратов, которые не уступают тем, что производятся сегодня на других рудниках в Европе. Предварительные результаты по обогащению графитоносных линзообразных тел провинции Lofoten-Vesterålen показали, что из этой руды методом флотации с двумя стадиями очистки могут быть получены концентраты фракции +150 с содержанием 98,1 % Cгр при извлечении 90 % [Palosaari et al., 2016].

Чешуйчатый графит в породе отмечается в большом диапазоне количественных значений, от < 1 до 40 %. Обычные размеры чешуек составляют 200–300 мкм, максимальный размер – 3200 мкм. Исследования включали вопросы обогащения, направленные на получение высококачественного графитового сырья. Дальнейшая оптимизация обработки может повысить качество концентрата. В табл. 1 указываются для 16 объектов показатели по среднему содержанию углерода в породе, массы графитовой руды и графита в руде [Gautneb, 2017].

Таблица 1. Оценка тоннажа графита

Table 1. Graphite tonnage estimation

Проявление Occurrence	Провинция Province	Среднее % C Average % C	Руда (млн т) (a) Ore (Mt)	Графит (млн т) Graphite (Mt)
Vardfjellet Hesten	Senja	7,95	162,00	12,88
Møkland	Vesterålen	9,04	67,50	6,10
Raudhammaren	Vesterålen	16,52	33,75	5,58
Kvernfjord-Haugsnes	Vesterålen	14,4	32,40	4,67
Bukkenmoen	Senja	5,03	81,00	4,07
Skogsøya	Vesterålen	21,14	16,20	3,42
Smines	Vesterålen	9,56	31,05	2,97
Sommarland	Vesterålen	7,74	20,25	1,57
Grunnvåg	Senja	8,86	13,50	1,20
Romsetfjorden	Vesterålen	16,55	6,75	1,12
Grønjorda	Vesterålen	7,46	13,50	1,01
Nordværnes	Holandsfjord	7,07	8,10	0,57
Morfjord	Vesterålen	18,45	1,62	0,30
Jennestad (b)	Vesterålen	8	3,80	0,30
Skaland (Trælen) (c)	Senja	31	1,8	0,55

Примечание. (a) – на основе оценки ширины и длины минерализованной зоны до 100 м, плотность 2,7 т/м^3; (b) – данные по норвежскому графиту; (c) – официальные данные рудника.

Note. (a) – based on estimation of width and length of mineralized zone down to 100 m, density 2.7 t/m^3; (b) – Norwegian graphite data; (c) – official mine data.

Месторождение Trælen (провинция Skaland) – самое богатое в мире, со средним содержанием графита в руде 31 % [Gautneb et al., 2020]. Планы NGU включают дальнейшие работы по изучению новых графитовых местонахождений, которые могут быть обнаружены или по которым отсутствуют важные данные.

Швеция

В Королевстве Швеция графитовые проявления были известны много столетий назад, практически с начала добычи железных руд на севере страны.

К перспективным объектам относится рудное графитовое поле Nunasvaara (на рис. 2 обозначено цифрой 6). Палеопротерозойская зеленокаменная толща в Nunasvaara включает в верхней части стратиформные горизонты черных сланцев, содержащие значительную графитовую минерализацию [Lunch et al., 2018]. Сообщается, что это одно из самых высокосортных месторождений метаморфического графита в мире [Scogings et al., 2015]. В настоящее время LKAB, владелец железорудных шахт в Кируне, Сев. Швеция, обратила внимание на рост рынка графита в связи с добычей графита для производства аккумуляторов. Меморандум между компаниями LKAB, Talga Group Ltd и Mitsui & Co., Ltd. основан на намерении продвигать потенциальную совместную разработку анодного проекта Vittangi Anode Project в Швеции на основе освоения месторождения Nunasvaara через совместное предприятие с целью осуществления маркетинга, продаж и партнерства по всему портфелю продукции Talga для литий-ионных батарей [LKAB…, 2021].

Геологическая служба Швеции провела работы в округе Гевлеборг (Центр. Швеция) в соответствии с региональной программой картирования, направленной на обнаружение урана с помощью аэрорадиометрических исследований. В 1983 г. попутно были выявлены графитовые проявления. После обнаружения перспективных графитовых проявлений в начале 1980-х годов разведка продолжалась под руководством предшественников SGU, а именно Sveriges Geologiska AB (SGAB) и Nämnden för statens gruvegendom (NSG). Так зародился исторический документ «Графитовый проект «Воксна», который исследовался и разрабатывался различными владельцами. Основным результатом явилось открытие нового рудного графитового поля Woxna площадью 146,71 га (на рис. 2 показано знаком под номером 5), в котором находятся четыре месторождения графита – Kringel (Kringelgruvan), Gropabo, Mattsmyra и Mansberg [Leading…, 2018]. Наиболее изученным объектом считается месторождение Kringel. Графитовые тела залегают в основном в туффитах. На месторождении выявлены 6 рудных залежей. Среднее содержание графита в руде составляет 11,6 % графита. Бурение осуществлялось до глубины 80 метров. Запасы крупночешуйчатого графита 1,6 млн тонн и тонкого и среднечешуйчатого графита 2,9 млн тонн. Предполагается, что оруденение проявляется до глубины 500 метров. В течение 1998 года компания Woxna Graphite AB на этом месторождении увеличила годовой выпуск продукции от 2 500 до 12 000 тонн, но в конце 2001 года была приостановлена добыча в результате падения цен на графит и обогатительная фабрика недалеко от города Эдсбюн закрыта.

В табл. 2 приводятся сведения об оценке месторождений графита Швеции [Halberg, Reginiussen, 2019].

Наиболее достоверная информация о содержании графита, представляющего экономический интерес, поступает от горнодобывающих и геологоразведочных компаний, сообщающих о своих ресурсах и запасах в

Таблица 2. Оценка природной графитовой руды

Table 2. Ore estimates of natural graphite

Месторождение Deposit	Запасы графита Graphite resource	Вид сообщения Reporting std	Тоннаж (млн т) Tonnage (Mt)	Графит (%) Graphite (%)
Kringel	выявленные / indicated	NI43-101	1,86	10,63
Kringel	измеренные / measured	NI43-101	0,99	10,68
Gropabo	предполагаемые / inferred	NI43-101	0,70	8,65
Gropabo	выявленные / indicated	NI43-101	1,50	8,83
Mattsmyra	предполагаемые / inferred	NI43-101	1,18	8,35
Mattsmyra	выявленные / indicated	NI43-101	3,43	8,37
Månsberg	предполагаемые / inferred	исторический historic	1,35	9,44
Nunasvaara	предполагаемые / inferred	JORC-код JORC-code	1,60	23,9
Nunasvaara	выявленные / indicated	JORC-код JORC-code	10,70	25,7

соответствии с принятыми международными стандартами отчетности (кодекс JORC, NI 43–101). Один объект в табл. 2 относится к периоду до появления международных систем [Halberg, Reginiussen, 2019]. Он требует дополнительных разведочных работ, чтобы быть классифицированным в соответствии с современными стандартами.

В настоящее время Woxna Graphite AB, дочерняя компания международной Leading Edge Material Corp (LEM), реанимирует развитие проекта «Woxna» на принципах циркулярной экономики. Во-первых, проведены укрупненные лабораторные испытания по переработке графитовых руд по отобранным пробам на месторождении Kringel. Технологические испытания включали флотацию графита с замкнутым циклом, обезвоживание, обогащение флотационных концентратов путем сферонизации. Далее получены результаты по гидрометаллургической и пирометаллургической обработке [Stinton et al., 2021]. Проектом предусматривается, что срок службы обогатительной фабрики составит 19 лет, при этом в первые годы на обогатительную фабрику Woxna минеральное сырье будет поставляться из запасов складированной руды ранней добычи. Плановое среднее содержание графита в руде составит 9,2 %. К плановым показателям относятся следующие данные: производство концентрата на обогатительной фабрике 15 692 т/год при извлечении 93,8 %. Выход очищенного шаровидного графита (термическое производство) при извлечении частиц с размером d50 15 мкм составит 629 т/год. Температура термической обработки очищенного шаровидного графита марки 2 600°. Производство микронизированного (струйный помол) графита с размером частиц d50 4 мкм планируется в объеме 7479 т/год [Stinton et al., 2021].

Продукт пройдет несколько этапов обогащения: микронизацию для проклейки, сферонизацию для получения «скрученных» чешуек графита с последующей термической очисткой; покрытие очищенных сферонизированных чешуек дополнительным углеродом для получения графита, подходящего для использования в анодах аккумуляторов.

Предлагаемые изменения на действующей обогатительной фабрике Woxna должны обеспечить требуемую производительность и ввод новых технологических линий. В схему измельчения графита включается стержневая мельница, склад дробленого материала и классификатор стержневой мельницы. Флотационная схема основана на последних испытаниях, проведенных компанией BGRIMM. Схемы обезвоживания и упаковки в мешки остаются прежними; добавлены обезвоживающие циклоны во флотационном контуре для повышения плотности суспензии и сепаратор для очистки перелива циклонов. Исключены классификационные грохоты для сухого графита. VAP спроектирован с включением измельчения и сферонизации графитового флотационного концентрата с последующей термической очисткой. Мелкие частицы после сферонизации снова измельчаются для получения сверхтонкого графита [Stinton et al., 2021]. Упрощенная блоковая диаграмма процессов, планируемая на обогатительной фабрике Woxna, дана на рис. 3 [Stinton et al., 2021].

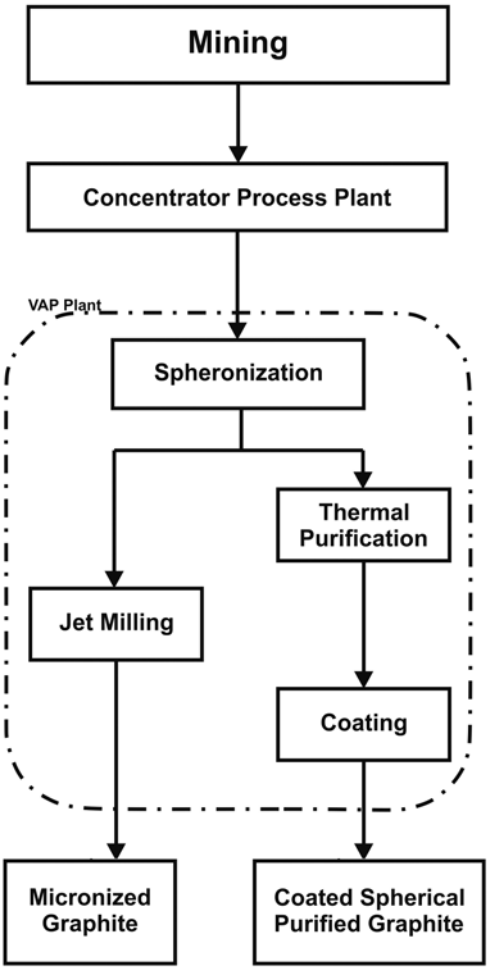


Рис. 3. Упрощенная блоковая диаграмма процессов: Mining – добыча, Concentrator Process Plant – обогатительная фабрика, Value-add Production (VAP) Plant – производство добавленной стоимости (VAP) фабрики, Spheronizaton – сферонизатор, Jet Milling – струйная мельница, Micronized Graphite – микронизированный графит, Thermal Purification – термическая очистка, Coating – оболочковое покрытие, Coated Spherical Purified Graphite – покрытый сферический очищенный графит

Fig. 3. Simplified Process Block Diagram

Графитовый проект «Woxna» содержит в себе перспективный план освоения четырех месторождений графита (Kringel, Gropabo, Mattsmyra и Mansberg). Пока только графиты месторождения Kringel включены в проект как эксплуатационный объект.

Финляндия

В период с 1760 по 1947 г. эксплуатировалось около 30 месторождений графита. 20 из них расположены у современных границ Финляндии. Общая суммарная добыча здесь составляла около 14 000 т. Сведения об этом периоде изложены в статьях K. O. H. Frauenfelder, A. Laitakari, O. Sarapää, E. Aurola [Mineral..., 2015]. Графит является распространенным минералом в сланцевых толщах Свекофеннской провинции на территории Финляндии. Потенциал новых месторождений оценивается как благоприятный.

Одним из важных участков на графитовое сырье является рудное поле Piippumäki, названное автором по одноименному месторождению (рис. 2), включающее месторождения Piippumäki, Kärpälä, Viistola, Hapamäki. Крупное месторождение Kärpälä разрабатывалось до 1947 г. в промышленных целях [Nurmela, 1989; Puustinen, 2003].

Месторождение чешуйчатого графита в Piippumäki было обнаружено во время полевых работ с использованием электромагнитного метода измерений с помощью прибора Slingram. Несколько горнодобывающих компаний исследовали находки чешуйчатого графита в рудном поле Piippumäki. Размер аномалии составляет приблизительно 0,1–1 км. Чешуйчатый графит до 1 мм связан своим образованием с кварц-полевошпатовыми гнейсами и амфиболитами и встречается в графитоносных слоях в гнейсах, в амфиболитах в незначительной степени в виде небольших вкраплений. Среднее содержание общей серы составляет 0,33 %, общего углерода – 6,49 %, а среднее содержание графитированного углерода (Cg) – 6,41 %. Для анализа чешуйчатого графита использовались электронная микроскопия SEM, рентгеновская дифрактометрия XRD и рамановская спектроскопия, которые показали, что графит практически без дефектов, высокого качества и не был затронут ретроградным метаморфизмом. Пиковая метаморфическая температура 737 °C была определена с помощью рамановского термометра, при этом температуры зеленосланцевой фации не зафиксированы [Palosaari et al., 2020].

При изучении месторождений графитовых руд большое внимание уделено метаморфическому фактору. Так, например, месторождение Piippumäki идеально подходит для изучения графита, поскольку он находится в коренных выходах. Региональный метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций в интервале 1,88–1,79 Ga [Arkimaa et al., 2000; Hölttä, Heilimo, 2017; Palosaari et al., 2020].

В Финляндии широким фронтом проводятся исследования по проекту «Аккумуляторные минералы» (2019–2022), в рамках которого выполнена оценка минерального потенциала с акцентом на чешуйчатый графит, кобальт и литий. По результатам проекта можно судить, что перспективной на графит определяется площадь в поясе сланцев Саво в Центральной Финляндии. Здесь выявлено значительное содержание графитовой минерализации в слюдяных сланцах и полевошпатовых биотитовых гнейсах [Al-Ani et al., 2018, 2020]. Минералогические исследования показали, что наиболее распространенной морфологией графита в сланцах проявлений Rautalampi и Käypsuo является чешуйчатая разновидность графита. Размер графитовых чешуек варьирует от 50 до 1600 мкм, при этом длина большинства из них составляет от 200 до 500 мкм. Соотношение между длинной и короткой осями большинства чешуек находилось в диапазоне от 2 до 5. Среднее содержание графита составляло 12,5 % углерода при общем содержании серы < 3,0 %. Результаты флотации показали, что графитовый концентрат содержит некоторые минеральные примеси, что затрудняет его очистку с использованием стандартного метода флотации. Кварц и сульфиды относятся к главным минералам-примесям в исследуемой графитовой руде. Для получения графита высокой чистоты из мелкозернистого графитового концентрата использовались технологии щелочного обжига и кислотного выщелачивания. Таким образом, качество графита в рудах Rautalampi и Käypsuo (Центр. Финляндия) может быть увеличено до графита сверхвысокой чистоты (99,95 %) в результате измельчения до очень маленького размера частиц, < 30 мкм, что соответствует требованиям для производства литий-ионных батарей.

Большой эффект был достигнут за счет использования метода рамановской спектроскопии. Этот метод является быстрым и неразрушающим. Благодаря методу структурного исследования углеродных наноматериалов можно определить дефекты упорядоченной структуры графена. Отношение интенсивности

D-полосы к G-полосе (ID/IG) принято считать показателем дефектной (неупорядоченной) структуры углерода [Beyssac et al., 2002; Ferrari et al., 2006]. Рамановский спектр (возбуждение лазером 633 нм) графита показывает наличие D1-полосы (мода беспорядка) при 1337 $см^{-1}$ и небольшой полосы плеча D2 при 1620 $см^{-1}$, связанной с беспорядком в краевых углеродах (рис. 4). G-полоса при 1580 $см^{-1}$ является дважды вырожденной фононной модой (E2g симметрия), связанной с упорядоченными в плоскости Sp2 атомами углерода. Рамановские измерения исследуемых образцов показали небольшое смещение всех полос (D-полосы при 1350 $см^{-1}$ и D2-полосы при 1620 $см^{-1}$, G-полосы при 1581 $см^{-1}$).

С использованием рамановской спектроскопии, как указано выше, получены данные по степени кристалличности и пиковой метаморфической температуры графита на исследованных образцах месторождения Piippumäki. Лазерные рамановские измерения графита были проведены компанией GTK-Mintec с использованием стандартных тонких срезов и полированных срезов отделенных графитовых чешуек из рудных толщ. Использовались геотермометры Рамана с калибровкой [Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005] для получения оценок метаморфических температур. Согласно этим калибровкам, температура образования упорядоченных графитовых чешуек в Rautalampi и Käypsuo варьировала в пределах 470–600 °C, по сравнению с 400–440 °C для неупорядоченного графита [Al-Ani et al., 2020]. Соответственно, графиты из проявления Rautalampi и Käypsuo могли образоваться в результате трансформации органического вещества во время метаморфизма, скорее всего, без осаждения из углеродсодержащих флюидов.

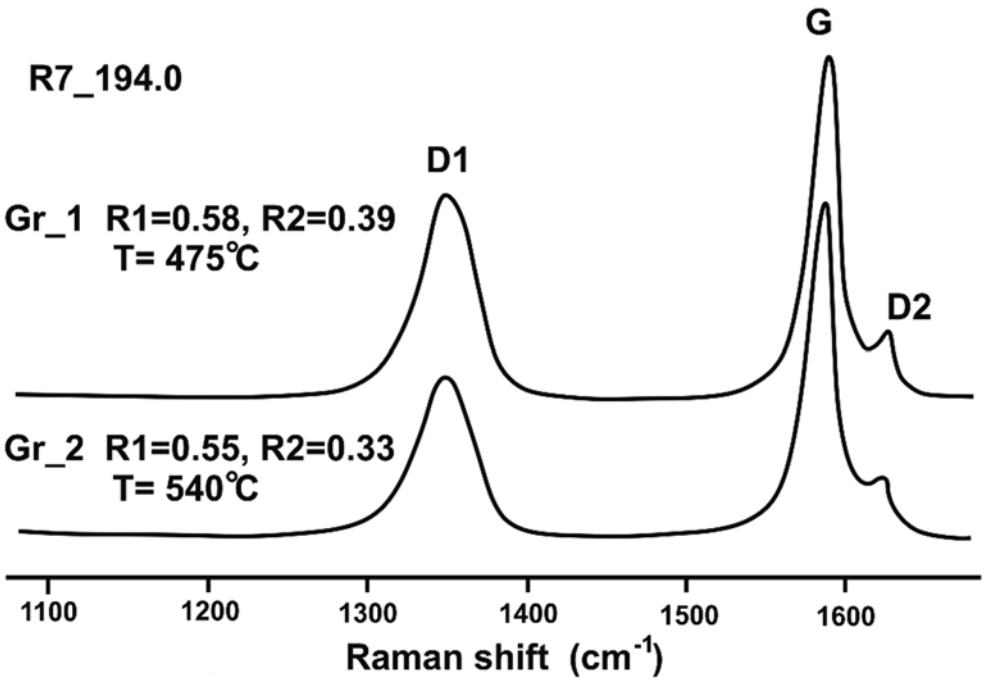


Рис. 4. Рамановские спектры графитовых руд Rautalampi и Käypsuo (Центр. Финляндия) (пример):
Raman shift ($см^{-1}$) – Рамановский сдвиг ($см^{-1}$)

Fig. 4. Raman spectra of Rautalampi and Käypsuo graphite ores (Central Finland) (example)

Промышленный графит – относительно дорогой промышленный минерал. Для получения концентрата природного графита высокого качества необходимо обогащение, чтобы получить оптимальные цены на готовую продукцию. Чешуйчатый графит легко очищается флотацией благодаря его высокой природной гидрофобности. Среднее содержание исходных образцов для флотационных процессов Лаборатории GTK-Mintec составляло 12,5 % C. Обогащение с использованием многоступенчатого измельчения и флотационных процессов повысило содержание графита с 55 до 90 % фиксированного углерода (FC), с диапазоном извлечения от 67 до 83 %. Результаты флотации показали, что графитовый концентрат все еще содержит некоторые минеральные примеси, и это затрудняет его

очистку с использованием только типичного метода флотации. Кварц и сульфиды составляли большинство минералов-примесей в исследованной графитовой руде. Для получения графита высокой чистоты из мелкозернистого графитового концентрата использовались процессы щелочного обжига и кислотного выщелачивания. Результаты показали, что содержание графита в рудах Rautalampi и Käypsuo может быть увеличено до графита сверхвысокой чистоты (99,95 % FC) при измельчении до очень маленького размера частиц, < 30 мкм, что соответствует требованиям для производства литий-ионных батарей. Кроме того, продукт из графита высокой чистоты был протестирован в Консорциуме Университета Коккола, входящего в состав Университета Оулу.

Карело-Кольский регион (Россия)

Мелкие проявления кристаллического графита в Приладожье известны с давних пор. В 1787 г. Самуил Алопеус на берегах Ладожского озера встретил обломки «карандаша» – графита. Для истории горного промысла интерес представляет проявление графита Кимамяки, расположенное в 13 км от г. Сортавала. В отдельные годы в Кимамяки добывали до 20–30 т (всего 450 т) графитсодержащих сланцев, которые золотых дел мастера охотно покупали в Санкт-Петербурге для изготовления плавильных горшков, фабриканты – для покрытия кровельного толя, а также финляндские заводчики – для производства огнестойкого кирпича. Графитовые каменоломни были также сосредоточены в окрестностях г. Сортавала и Питкяранта. В 1830-х началась добыча графитсодержащих сланцев на о. Пусунсаари. 188 т графитовой породы пошло на изготовление огнестойких тиглей на Питкярантских заводах. Добыча графита велась в небольших масштабах попутно с разработкой месторождений других видов сырья. Наиболее крупным предприятием была шахта Шварц-1, где в 1890–1892 и 1914 гг. помимо железной и медной руды добыто 120 т графита [Борисов, 2009].

В последующие годы графитовые проявления обнаружены в Ладожской подвижной зоне и Северо-Карельской структуре. При этом в первой открыто более 30 проявлений различных типов графита. Но все они имеют небольшие размеры [Леонтьев и др., 2006]. Отмечены различные типы графита – крипто- и плотнокристаллический, мелко- и крупночешуйчатый [Бискэ, 1987].

Геологическое строение Северного Приладожья благодаря пространственной неоднородности характеризуется двумя обособленными доменами – Северным и Южным, эволюция которых существенно различна в палеопротерозое. Сочленение доменов произошло по тектоническому шву, названному зоной Мейрского надвига [Балтыбаев и др., 1996]. Она протягивается в субширотном направлении и играет важную роль в распределении комплексов по метаморфизму.

В Западном Приладожье открыты графитовые руды метаморфогенного типа (Ихальское рудное поле, рис. 2). Метаморфогенные месторождения графита имеют основное значение в мировом балансе графитового сырья. Ихальское рудное поле включает Ихальское месторождение (Ихала III) и несколько проявлений легкообогатимых руд с чешуйчатым графитом (Ихальское I, Ихальское II, Ихальское IV, Ихальское V, Ихальское VI, Терваярвинское, Ликолампинское и Кайвомякское), слагающих стратиформную графитовую формацию в гнейсах [Ладожская…, 2020].

Ихала III (рис. 5) открыто в 1971 г. геологами Карельской комплексной геологоразведочной экспедиции. На этом основании проведены поисковые и поисково-оценочные работы на графит в 1983–1986 и 1989–1993 гг. С 2005 по 2019 г. с длительными перерывами продолжались работы по разведке месторождения и подготовке ТЭО постоянных разведочных кондиций, но по разным причинам остались незавершенными.

Установлен графитовый горизонт с несколькими графитоносными пачками мощностью от 8 до 350 м при длине до 1500 м.

По структурно-текстурным особенностям среди графитсодержащих биотитовых гнейсов выделены две разновидности:

1) однородные мелкозернистые графитсодержащие гнейсы с тонкими, редкими, согласными (реже секущими) кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками и выделениями;

2) полосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнисто-полосчатые среднезернистые графитсодержащие гнейсы, с прожилками и линзами кварц-полевошпатового состава и порфиробластическими выделениями микроклина. Структурные разновидности графитоносных гнейсов связаны взаимными переходами и обычно перемежаются друг с другом [Бискэ, Скамницкая, 1981, 1990].

Региональный метаморфизм пород отвечает условиям высокотемпературной амфиболитовой фации силлиманит-альмандин-калиево-

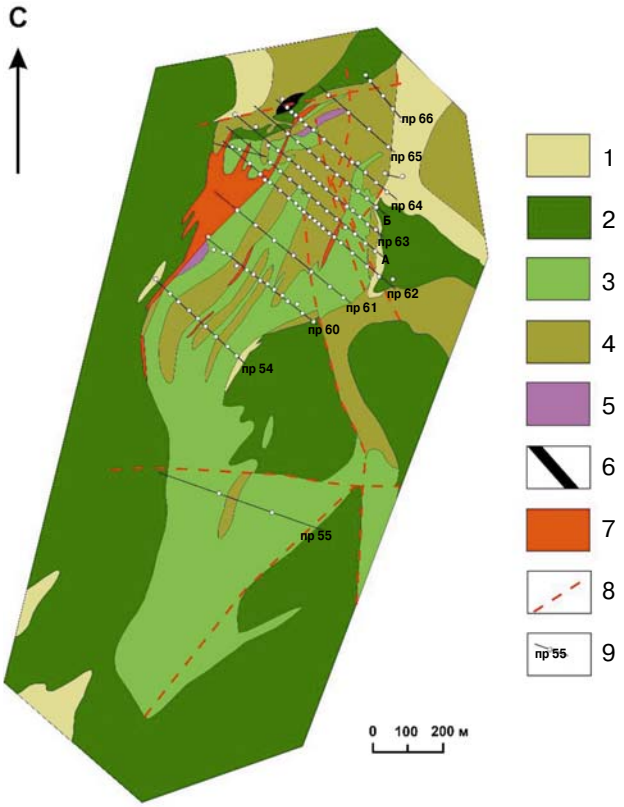


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Ихальского месторождения графитов (участок III). Сост. В. В. Щипцов [Ладожская..., 2020] с использованием материалов К. И. Степанова [Карельская..., 1995].

Условные обозначения: 1 – гранат-биотитовые сланцы, биотитовые и пироксеновые гнейсы и мигматиты; 2 – амфиболиты; 3 – силифицированные графитоносные сланцы; 4 – графитоносные биотитовые сланцы; 5 – амфиболовые и амфибол-пироксеновые сланцы; 6 – графитовые тела с содержанием углерода более чем 7 %; 7 – микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты; 8 – предполагаемые тектонические нарушения; 9 – скважины и линии профилей

Fig. 5. Schematic geological map of the Ikhala graphite deposit (section III). Compiled by V. V. Shchiptsov [Ladogskaya..., 2020] using materials of K. I. Stepanov [Karelian..., 1995].

Legend: 1 – garnet-biotite schists, biotite and pyroxene gneisses and migmatites; 2 – amphibolite; 3 – silicified graphite-bearing schists; 4 – graphite-bearing biotite schists; 5 – amphibole and amphibole-pyroxene schists; 6 – graphitic bodies with carbon content over 7 %; 7 – microcline and plagioclase-microcline granites; 8 – supposed tectonic disturbances; 9 – wells and profile lines

полевошпатовой субфации, местами гранулитовой фации.

Локальный метаморфизм пород Ихальского рудного поля связан с особенностями Южного домена, рассматриваемыми в серии работ сотрудников ИГГД РАН [Великославинский, 1972; Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев, 2002]. Метаморфические комплексы данной территории относятся к зоне с преобладанием первичных метапелитов.

Для Южного домена, в котором размещено Ихальское рудное поле, гиперстеновая зона пиковой стадии соответствует условиям Т 800–900 °С и Р 5–6 кбар, что определяет параметры гранулитовой фации. В дальнейшем условия метаморфизма смещаются в область амфиболитовой фации, что приводит к новообразованным минеральным парагенезисам, флюидным включениям в поздних жильных телах, определяемых диапазоном их формирования от 600–660 до 450–500 °С при давлении примерно 4 кбар, в наиболее поздних жилах около 3–3,5 кбар, отмеченных в работах сотрудников ИГГД [Балтыбаев и др., 2000, 2009; Глебовицкий и др., 2001 и др.].

Углеродистое вещество первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород претерпело длительную эволюцию, выражающуюся в потере летучих компонентов, повышении содержания углерода, графитизации, очищении от примесей, укрупнении частиц и изменении их морфологии. С периодом регрессивного метаморфизма и этапами тектономагматической активизации связано формирование эпигенетического графитового оруденения [Бискэ, Скамницкая, 1981; Бискэ, 1987].

На стадии поисково-оценочных работ проведена оценка обогатимости руд основной площади Ихальского объекта (Ихала III). Испытания выполняли «Уралмеханобр», ВНИИнеруд и ИГ КарНЦ РАН [Бискэ, 1987].

Укрупненные испытания, проведенные во ВНИИнеруде, позволили рекомендовать для участка Ихала измельчение пород перед флотацией до 30–40 %, класса 0,07 мм, и основную флотацию с четырьмя перечистками, включая доизмельчение на первом этапе перечистки.

На участке Ихальского месторождения оценены запасы C_2 и прогнозные ресурсы P_1. Запасы определены в трех блоках в количестве 81,4 млн т руды до глубины 120 м при среднем содержании углерода 3,01 % (борт 2 %). Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены в 124 млн тонн до глубины 170 м при среднем содержании углерода 3,07 % [Коровкин и др., 2003].

В западной части Кольского п-ова в Сальнотундровской зоне в пределах контуров крупных электропроводящих аномалий выявлены три рудопроявления богатых средне- и крупночешуйчатых графитовых руд [Балабошин и др., 1979; Ивлиев и др., 1982; Пожиленко и др., 2002; Гавриленко, 2004] (рис. 2). В геологическом отношении они принадлежат к печенгско-варзугскому комплексу. В районе р. Явр

установлены рутил-кианит-графитовые гранатиты с содержанием углерода от 27 до 34 %, с минимальной зольностью концентратов от 1,09 до 1,60 %.

Богатые руды крупночешуйчатого графита обнаружены на г. Скалистой в 500-метровой толще биотитовых плагиогнейсов с содержанием углерода от 8 до 13,6 %. Богатые залежи представлены пластообразными телами мощностью от 2 до 6 м. Породы простираются в северо-западном и субширотном направлениях на десятки километров в пределах контуров электропроводящих зон. Главные породообразующие минералы биотитовых гнейсов – плагиоклаз (30–40 %), кварц (25–35 %), биотит (18–35 %), гранат (2–8 %) [Ивлиев и др., 1982].

В этой же зоне в результате поисковых работ, проведенных ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в 2006–2010 гг., выявлен перспективный объект на графит Пестпакша [Лузин и др., 2010] (рис. 6). Установлены три графитовых участка с двумя типами – метасоматические породы комплекса габбро-анортозитов и коры выветривания. Выделены четыре типа графитовых руд: 1) графитсодержащие и графитистые коры выветривания с содержанием графита 5–14 %; 2) графитсодержащие метасоматиты с сульфидами с содержанием графита 3–7 %; 3) графитоносные метасоматиты с содержанием графита 1–4 %; 4) графитсодержащие гранат-амфиболовые сланцы с сульфидами с содержанием графита 2–6 %.

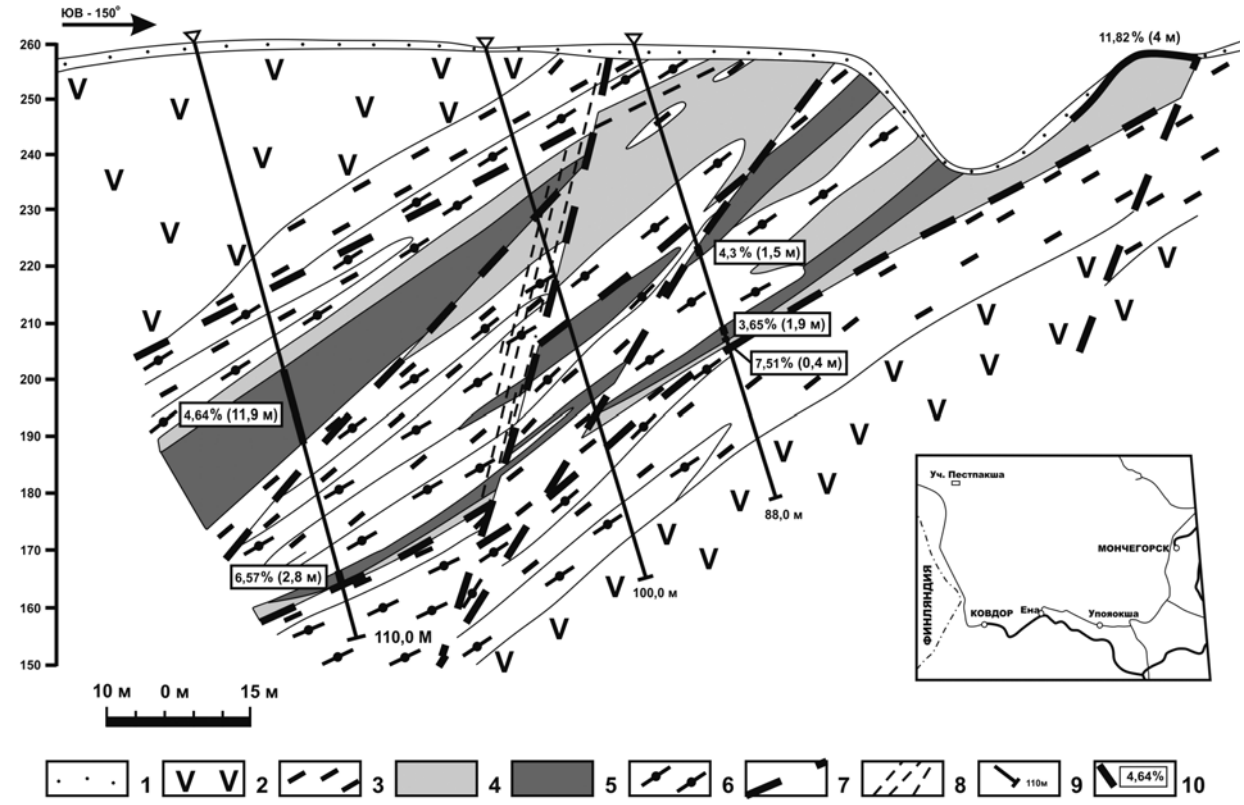


Рис. 6. Геологический разрез главной рудной зоны проявления Пестпакша (с использованием материалов ОАО «Центрально-Кольская экспедиция»):

1 – четвертичные отложения. Якрозерский комплекс 2 – метагаббро-анортозиты; 3 – гранат-амфиболовые, гранат-пироксен-амфиболовые сланцы; 4 – метасоматиты кианит-кварц-гранатовые, гранат-кварцевые, гранатиты с содержанием графита до 1–2 %; 5 – графитсодержащие метасоматиты от 2 до 15 %, в т. ч. гранат-амфибол-графит-сульфидные руды (графита до 35 %). Сальнотундровский метаморфический комплекс 6 – амфиболиты с гранатом и без граната; 7 – разрывные нарушения; 8 – зоны интенсивной трещиноватости, катаклаза и дробления; 9 – поисковые скважины и их глубина; 10 – места отбора проб, средневзвешенное содержание графита (суммарная мощность опробования пород)

Fig. 6. Geological section of the main ore zone of the Pestpaksha occurrence (using materials from JSC Central Kola Expedition):

1 – Quaternary deposits. Yakrozersky complex 2 – metagabbro-anorthosite; 3 – garnet-amphibole, garnet-pyroxene-amphibole schists; 4 – metasomatites kyanite-quartz-garnet, garnet-quartz, garnetites with graphite content to 1–2 %; 5 – graphite metasomatites from 2 to 15 %, including garnet-amphibole-graphite-sulfide ores (up to 35 % of graphite). Salnotundra metamorphic complex 6 – amphibolites with and without garnet; 7 – fractures; 8 – zones of intense fracturing, cataclasis and crushing; 9 – exploration wells and their depths; 10 – sampling sites, weighted average graphite contents (total thickness of sampling)

Лабораторно-технологические исследования проводились в лабораториях ФГУП «ЦНИИгеолнеруд». Основные показатели по четырем технологическим пробам: 50 % чешуйчатого графита имеют размер 0,05–0,1 мм, максимальный размер агрегатов 10×6×3 мм, среднее содержание графита 5,4 %, метод обогащения – флотация, выход концентрата с содержанием графитового углерода 91,6 % при извлечении 60,92 %.

Заключение

Таким образом, в настоящее время графит вызывает повышенный интерес в связи с резкой динамикой спроса на промышленные концентраты графита. В этом отношении месторождения и проявления чешуйчатого графита Фенноскандинавского щита переживают второе рождение за счет важной потенциальной базы, внимание к которой стало актуальным на примере динамики развития и оценки в Норвегии, Финляндии и Швеции. Учитывая потребность в суперчистом чешуйчатом графите, оценка графита связана прямым образом с приложением к исследованиям современных аналитических методов. На основе принципов народнохозяйственной значимости и аналогии нельзя сбрасывать со счетов минерально-сырьевой потенциал восточной части Фенноскандинавского щита (Карело-Кольский регион).

Литература

Балабошин Н. Г., Кривовичев В. Г., Аведисян А. А. Углеродистое вещество в кристаллических сланцах северо-запада Кольского п-ова // Минералы метаморфических пород Кольского п-ова. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1979. С. 81–94.

Балтыбаев Ш. К. Флюидные включения и PT-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Ю. Карелия) // Зап. ВМО. 2002. Ч. 131, № 5. С. 22–39.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Седова И. С., Шульдинер В. И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский сдвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш. К., Левский Л. К., Левченков О. А. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. М.: Наука, 2009. 276 с.

Бареев И. А., Пинягина Л. В. Графит // Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. С. 88–93.

Бискэ Н. С. Графитовое оруденение Сев. Приладожья (геологические и генетические особенности). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 172 с.

Бискэ Н. С., Скамницкая Л. С. Метаморфические критерии прогнозирования графитовых руд // Проблемы прогнозирования поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых. М.: Наука, 1981. С. 142–143.

Бискэ Н. С., Скамницкая Л. С. Графитовые руды Карелии и перспективы их промышленного использования // Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-Запада СССР (европейская часть): Мат-лы всесоюзного совещания. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1990. С. 127–130.

Борисов И. В. История горного дела Сев. Приладожья. XVII в. – 1939 г. Сортавала, 2009. URL: http://ladoga-online.ru/portal/libr/book_08.html (дата обращения: 20.01.2022).

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 192 с.

Гавриленко Б. В. Кладовые недр Кольского края. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004. 92 с.

Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г., Левский Л. К. Время, длительность и PT-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 667–671.

Еремин Н. И. Неметаллические полезные ископаемые. М.: МГУ, 2007. 459 с.

Ивлиев А. И., Гершенкоп А. Ш., Романюха А. М., Хавин В. Я. Графитовые руды г. Скалистой // Геология неметаллических полезных ископаемых Кольского п-ова. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1982. С. 57–69.

Кирюков В. В. Графит // Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. С. 42.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Леонтьев А. Г., Михайлов В. П., Бискэ Н. С. Графит // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 40–47.

Лузин В. П., Вафин Р. Ф., Пермяков Е. Н., Кузнецов О. Б., Лузина Л. П., Губайдуллина А. М., Кузнецова В. Г., Ахиярова А. В. Комплексные минералого-технологические исследования графитовых руд месторождения Чебере в Республике Саха (Якутия) // Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 91–100.

Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г., Журавлев В. А., Ключникова Г. Н. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. С. 63–70.

Al-Ani T., Leinonen S., Ahtola T., Salvador D. High-grade flake graphite deposits in metamorphic schist belt, Central Finland-mineralogy and beneficiation of graphite for lithium-ion battery applications // Minerals. 2020. Vol. 10(8). Art. 680. doi: 10.3390/min10080680

Al-Ani T., Ahtola T., Kuusela J. Prospecting and exploration of flake graphite occurrences in Central and Southern Finland // GTK research Report 24. 2018. 28 p.

Arkimaa H., Hyvönen E., Lerssi J., Loukola-Ruskeeniemi K., Vanne J. Suomen Mustaliuskeet aeromagneettisella kartalla – Proterozoic black shale formations and aeromagnetic anomalies in Finland 1:1000 000. Geological Survey of Finland. 2000.

Beyssac O., Rumble D. Graphitic carbon: a ubiquitos, diverse and useful geomaterial // Elements. 2014. No. 10. P. 415–420. doi: 10.2113/gselements.10.6.415

Beyssac O., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer // Journal of Metamorphic Geology. 2002. Vol. 20(9). P. 859–871. doi: 10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Corfu F. Multistage metamorphic evolution and nature of the amphibolites-granulite facies transition in Lofoten-Vesterålen, Norway, revealed by U-Pb in accessory minerals // Chemical Geology. 2007. Vol. 241. P. 108–128. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.01.028

Engvik A. K., Davidsen B., Coint N., Lutro O., Tveten E., Schiellerup H. High-grade metamorphism of the Archean to Palaeoproterozoic gneiss complex in Vesterålen, North Norway // 32nd Geological Winter Meeting Helsinki, Bulletin of the Geological Society of Finland, special issue. 2000. P. 153–154.

Engvik A. K., Gautneb H., Kneževiæ Solberg J., Rønning J. S., Austrheim H. High-grade formation of graphite in Vesterålen, northern Norway, and its consequences for petrophysical properties of the lower continental crust // NGF Abstracts and Proceedings of 34th Nordic Geological Winter Meeting. 2020. No. 1. P. 56.

European Commission Study on the review of the list of critical raw materials. Executive summary / Written by Deloitte Sustainability British Geological Survey, Bureau de Recherdies Geologigues et Minieres, Netherlands Organization for Applied Scientific Research. 2017. 9 p.

Ferrari A. C., Meyer J. C., Scardaci V., Casiraghi C., Lazzeri M., Mauri F., Piscanec S., Jiang D., Novoselov K. S., Roth S., Geim A. K. Raman spectrum of graphene and graphene layers // Phys. Rev. Lett. 2006. Vol. 97. Art. 187401. doi: 10.1103/PhysRevLett.97.187401

Gautneb H. Graphite deposits in Northern Norway; A review and latest exploration results // Conference paper, May 2017. URL: https://www.researchgate.net/publication/317545564 (дата обращения: 20.01.2022).

Gautneb H., Gloaguen E., Törmänen T. Lithium, cobalt and graphite occurrences in Europe // Results from GeoEra FRAME project wp 5, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-7025. doi: 10.5194/egusphere-egu2020-7025, 2020

Gautneb H., Knezevic J., Johannesen N. E., Wanvik J. E., Engvik A., Davidsen B., Rønning J. S. Geological and ore dressing investigations of graphite occurrences in Bø, Sortland, Hadsel and Øksnes municipalities, Vesterålen, Nordland County, Northern Norway 2015–2016 // NGU Report 2017.015

Gautneb H., Wanvik J. E. The graphite shchists in the Gjerstad-Kragere area and their graphite potential, Southern Norway // Report NGU. 2016. No. 10.

Gautneb H., Tveten E. The geology, exploration and characterization of graphite deposits in the Jennestad area, Vesterålen area northern Norway // Norges geologiske undersøkelse Bulletin. 2000. Vol. 436. P. 67–74.

Halberg A., Reginiussen H. Mapping of innovation-critical metals and minerals // SGU report 2019:20. Uppsala, 2019.

Hölttä P., Heilimo E. Metamorphic map of Finland in bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution // Nironen M. (ed). Geological Survey of Finland, Special Paper. 2017. P. 6075–6126.

Keeling J. Graphite: properties, uses and South Australian resources // MESA J. 2017. Vol. 84. 41 p.

Leading Edge Materials. Wohna graphite. 2018. URL: https://leadingedgematerialscom/woxna-graphite (дата обращения: 27.10.2019).

LKAB and Mitsui Extend Talga LOI for Swedish Graphite Anode Project // ASX Release 28 June 2021. URL: https://www.talgagroup.com/irm/PDF/0371d89b-d2b1-4be8-b58b-9dbfa40e5a6e/LKABAndMitsuiSignLOIExtensionWithTalga (дата обращения: 27.10.2019).

Lynch E., Hellström F., Huhma H., Jönberger J., Persson O., Morris J. Geology, lithostratigraphy and petrogenesis of c. 2.14 Ga greenstones in the Nunasvaara and Masugnsbyn areas, northernmost Sweden // Geology of the Northern Norrbotten ore province, Northern Sweden. 2018. GSS. 77 p.

Mineral deposits of Finland / Eds W. Maier, R. Lahntien, H. O'Brien. Elsevier Inc., 2015. 791 p.

Nurmela P. Katsaus Suomen grafiittiesiintymiin. Report M81/1989/1. Geological Survey of Finland, 1989.

Palosaari J., Latonen R. M., Smått J.-H., Raunio S., Eklund O. The flake graphite prospect of Piippumäki – an example of a high-quality graphite occurrence in a retrograde metamorphic terrain in Finland // Mineralium Deposita. 2020. Vol. 55. P. 1647–1660. doi: 10.1007/s00126-020-00971-z

Palosaari J., Latonen R.-M., Smått J.-H., Blomquist R., Eklund O. High-quality flake graphite occurrences in a high-grade metamorphic region in Sortland, Vesterålen, Northern Norway // Nor. J. Geol. 2016. Vol. 96. P. 19–26. doi: 10.17850/njg96-1-03

Puustinen K. Suomen kaivosteollisuus ja mineraalisten raaka-aineiden tuotanto vuosina 1530–2001, historiallinen katsaus erityisesti tuotantolukujen valossa. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M 10.1/2003/3. Geologian tutkimuskeskus, 2003. URL:

http://weppi.gtk.fi/aineistot/kaivosteollisuus (дата обращения: 20.06.2018).

Rahl J. M., Anderson K. M., Brandon M. T., Fassoulas C. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greese // Earth Planet Sci. Lett. 2005. Vol. 240. P. 338–354. doi: 10.1016/j.epsl.2005.09.055

Rodionov A., Ofstad F., Stampolidis A.. Tassis G. Helicopter-borne magnetic, electromagnetic and radiometric geophysical survey at Langøya in Vesterålen // Nordland. NGU report 2013, 044. Geological Survey of Norway, 2013.

Rønning J. S. Gautneb H., Larsen B. E., Knežević J., Baranwal V. C., Elvebakk H., Gellein J., Ofstad F., Brönner M. Geophysical and geological investigations of graphite occurrences in Vesterålen and Lofoten, Northern Norway 2017 // NGU report 2018.011. Geological Survey of Norway, 2018.

Scogings A., Chesters J., Shaw B. Assessing graphite projects on credentials // Industrial Minerals Magazine. August 2015. P. 50–55.

Stinton C., Holmström H., Gosselin M., Reed G. Woxna Graphite // Technical Report-Project 112. 2021. Wohna Graphite AB. 354 p.

References

Al-Ani T., Leinonen S., Ahtola T., Salvador D. High-grade flake graphite deposits in metamorphic schist belt, Central Finland-mineralogy and beneficiation of graphite for lithium-ion battery applications. *Minerals*. 2020;10(8):680. doi: 10.3390/min10080680

Al-Ani T., Ahtola T., Kuusela J. Prospecting and exploration of flake graphite occurrences in Central and Southern Finland. *GTK research Report*. 2018;24:28.

Arkimaa H., Hyvönen E., Lerssi J., Loukola-Ruskeeniemi K., Vanne J. Suomen Mustaliuskeet aeromagneettisella kartalla – Proterozoic black shale formations and aeromagnetic anomalies in Finland 1:1000 000. Geological Survey of Finland; 2000.

Balaboshin N. G., Krivovichev V. G., Avedisyan A. A. Carbonaceous matter in crystalline schists of the northwest Kola Peninsula. *Mineraly metamorficheskikh porod Kol'skogo p-ova = Minerals of metamorphic rocks of the Kola Peninsula.* Apatity: Kol'skii fil. AN SSSR; 1979. P. 81–94. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K. Fluid inclusions and PT-mode formation of leucosomes of sodic migmatites in the granulite part of the Ladoga area (South Karelia). *Zapiski VMO.* 2002;131(5):22–39. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V., Shuldiner V. I. The Meyer shear – the main element of suture structure on the border of the Karelian Craton and Svecofennian Complex in the Ladoga region, Baltic Shield. *DAN = Proceed. of the Academy of Sciences*. 1996;348(3):353–356. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V., Konopel'ko D. L., Levchenkov O. A., Sedova I. S., Shul'diner V. I. Geology and petrology of Svecofennides of Priladozh'e. St. Petersburg: SPbGU; 2000. 200 p. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K., Levskii L. K., Levchenkov O. A. The Svecofennian Belt of Fennoscandia: Spatial and temporal correlation of the Early Proterozoic endogenic processes. Moscow: Nauka Publ.; 2009. 276 p. (In Russ.)

Bareev I. A., Pinyagina L. V. Graphite. *Geophysical methods of search and exploration of non-metallic minerals*. Moscow: Nedra Publ.; 1984. P. 88–93. (In Russ.)

Beyssac O., Rumble D. Graphitic carbon: a ubiquitos, diverse and useful geomaterial. *Elements*. 2014;10:415–420. doi: 10.2113/gselements.10.6.415

Beyssac O., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*. 2002;20(9):859–871. doi: 10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Biske N. S. Graphite mineralization of Northern Ladoga Lake (geological and genetic features). Petrozavodsk: KarRC RAS; 1987. 172 p. (In Russ.)

Biske N. S., Skamnitskaya L. S. Graphite ores of Karelia and prospects of their industrial use. *Kompleksnoe osvoenie mineral'nykh resursov Severa i Severo-Zapada SSSR (evropeiskaya chast'): Mat-ly vsesoyuzn. soveshch. = Complex development of mineral resources of the North and North-West of USSR (European part): Proceed. of All-Union meeting*. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1990. P. 127–130. (In Russ.)

Biske N. S., Skamnitskaya L. S. Metamorphic criteria of forecasting of graphite ores. *Problemy prognozirovaniya poiskov i razvedki mestorozhdenii nerudnykh poleznykh iskopaemykh = Problems of forecasting of search and exploration of deposits of non-metallic minerals: Collection of scientific works*. Moscow: Nauka Publ.; 1981. P. 142–143. (In Russ.)

Borisov I. V. The history of mining in the Northern Ladoga Region of XVII c. – 1939. Sortavala; 2009. URL: http://ladoga-online.ru/portal/libr/book_08.html (accessed: 20.01.2022). (In Russ.)

Corfu F. Multistage metamorphic evolution and nature of the amphibolites-granulite facies transition in Lofoten-Vesterålen, Norway, revealed by U-Pb in accessory minerals. *Chemical Geology*. 2007;241:108–128. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.01.028

Engvik A. K., Davidsen B., Coint N., Lutro O., Tveten E., Schiellerup H. High-grade metamorphism of the Archean to Palaeoproterozoic gneiss complex in Vesterålen, North Norway. *32nd Geological Winter Meeting Helsinki, Bulletin of the Geological Society of Finland*, special issue. 2000. P. 153–154.

Engvik A. K., Gautneb H., Kneževiæ Solberg J., Rønning J. S., Austrheim H. High-grade formation of graphite in Vesterålen, northern Norway, and its consequences for petrophysical properties of the lower continental crust. *NGF Abstracts and Proceedings of 34th Nordic Geological Winter Meeting*. 2020;1:56.

Eremin N. I. Non-metallic minerals. Moscow: MSU; 2007. 459 p. (In Russ.)

European Commission Study on the review of the list of critical raw materials. Executive summary. Written

by Deloitte Sustainability British Geological Survey, Bureau de Recherdies Geologigues et Minieres, Netherlands Organization for Applied Scientific Research. 2017. 9 p.

Ferrari A. C., Meyer J. C., Scardaci V., Casiraghi C., Lazzeri M., Mauri F., Piscanec S., Jiang D., Novoselov K. S., Roth S., Geim A. K. Raman spectrum of graphene and graphene layers. *Phys. Rev. Lett.* 2006;97:187401. doi: 10.1103/PhysRevLett.97.187401

Gautneb H. Graphite deposits in Northern Norway; A review and latest exploration results. Conference paper, May 2017. URL: https://www.researchgate.net/publication/317545564 (accessed: 20.01.2022).

Gautneb H., Gloaguen E., Törmänen T. Lithium, Cobalt and Graphite occurrences in Europe. *Results from GeoEra FRAME project wp 5, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-7025*. doi: 10.5194/egusphere-egu2020-7025,2020

Gautneb H., Knezevic J., Johannesen N. E., Wanvik J. E., Engvik A., Davidsen B., Rønning J. S. Geological and ore dressing investigations of graphite occurrences in Bø, Sortland, Hadsel and Øksnes municipalities, Vesterålen, Nordland County, Northern Norway 2015–2016. *NGU Report.* 2017;015.

Gautneb H., Wanvik J. E. The graphite shchists in the Gjerstad-Kragere area and their graphite potential, Southern Norway. *Report NGU*. 2016;10.

Gautneb H., Tveten E. The geology, exploration and characterization of graphite deposits in the Jennestad area, Vesterålen area northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*. 2000;436:67–74.

Gavrilenko B. V. Stores of mineral resources of the Kola Territory. Apatity: KSC RAS; 2004. 92 p. (In Russ.)

Glebovitskii V. A., Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Berezhnaya N. G., Levskii L. K. Time, duration and PT-parameters of polystaged metamorphism of the Svecofennian Ladoga metamorphism: results of isotopic age determination. *DAN = Proceed. of the Academy of Sciences*. 2001;377(5):667–671. (In Russ.)

Halberg A., Reginiussen H. Mapping of innovation-critical metals and minerals. *SGU report* 2019:20. Uppsala, 2019.

Hölttä P., Heilimo E. Metamorphic map of Finland in bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. *Nironen M. (ed).* Geological Survey of Finland, Special Paper; 2017. P. 6075–6126.

Ivliev A. I., Gershenkop A. Sh., Romanyukha A. M., Khavin V. Ya. Graphite ores of Skalistaya Mountain. *Geology of non-metallic minerals of the Kola Peninsula*. Apatity: Kol'skii fil. AN SSSR; 1982. P. 57–69. (In Russ.)

Korovkin V. A., Turyleva L. V., Rudenko D. G., Zhuravlev V. A., Klyuchnikova G. N. Subsoil of the Northwest of the Russian Federation. St. Petersburg: VSEGEI; 2003. 520 p. (In Russ.)

Keeling J. Graphite: properties, uses and South Australian resources. *MESA J.* 2017;84: 41.

Kiryukov V. V. Graphite*. Promyshlennye tipy mestorozhdenii nemetallicheskikh poleznykh iskopaemykh = Industrial types of nonmetallic minerals deposits*. Moscow: Nedra Publ.; 1985. P. 42.

Leont'ev A. G., Mikhailov V. P., Biske N. S. Graphite. *Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya = Mineral and raw material base of the Republic of Karelia*. Book 2. Petrozavodsk: Karelia; 2006. P. 40–47. (In Russ.)

Luzin V. P., Vafin R. F., Permyakov E. N., Kuznetsov O. B., Luzina L. P., Gubaidullina A. M., Kuznetsova V. G., Akhiyarova A. V. Complex mineralogical and technological research of graphite ores from the Chebere deposit in the Sakha Republic (Yakutia). *Tekhnologicheskaya mineralogiya, metody pererabotki mineral'nogo syr'ya i novye materialy = Mineralogy, mineral processing methods and new materials*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2010. P. 91–100. (In Russ.)

Leading Edge Materials. Wohna graphite. 2018. URL: https: // leadingedgematerialscom/woxna-graphite (accessed: 27.10.2019).

LKAB and Mitsui Extend Talga LOI for Swedish Graphite Anode Project. *ASX Release* 28 June 2021. URL: https://www.talgagroup.com/irm/PDF/0371d89b-d2b1-4be8-b58b-9dbfa40e5a6e/LKABAndMitsuiSignLOIExtensionWithTalga (accessed: 27.10.2019).

Lynch E., Hellström F., Huhma H., Jönberger J., Persson O., Morris J. Geology, lithostratigraphy and petrogenesis of c. 2.14 Ga greenstones in the Nunasvaara and Masugnsbyn areas, northernmost Sweden. *Geology of the Northern Norrbotten ore province, Northern Sweden*. 2018. GSS. 77 p.

Maier W., Lahntien R., O'Brien H. (eds). Mineral deposits of Finland. Elsevier Inc.; 2015. 791 p.

Nurmela P. Katsaus Suomen grafiittiesiintymiin. Report M81/1989/1. Geological Survey of Finland; 1989.

Palosaari J., Latonen R. M., Smått J.-H., Raunio S., Eklund O. The flake graphite prospect of Piippumäki – an example of a high-quality graphite occurrence in a retrograde metamorphic terrain in Finland. *Mineralium Deposita*. 2020;55:1647–1660. doi: 10.1007/s00126-020-00971-z

Palosaari J., Latonen R.-M., Smått J.-H., Blomquist R., Eklund O. High-quality flake graphite occurrences in a high-grade metamorphic region in Sortland, Vesterålen, Northern Norway. *Nor. J. Geol.* 2016;96:19–26. doi: 10.17850/njg96-1-03

Pozhilenko V. I., Gavrilenko B. V., Zhirov D. V., Zhabin S. V. Geology of ore areas of Murmansk region. Apatity: KSC RAS; 2002. 359 p. (In Russ.)

Puustinen K. Suomen kaivosteollisuus ja mineraalisten raaka-aineiden tuotanto vuosina 1530–2001, historiallinen katsaus erityisesti tuotantolukujen valossa. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M 10.1/2003/3. Geologian tutkimuskeskus; 2003. URL: http://weppi.gtk.fi/aineistot/kaivosteollisuus (accessed: 20.06.2018).

Rahl J. M., Anderson K. M., Brandon M. T., Fassoulas C. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greese. *Earth Planet Sci. Lett.* 2005;240:338–354. doi: 10.1016/j.epsl.2005.09.055

Rodionov A., Ofstad F., Stampolidis A.. Tassis G. Helicopter-borne magnetic, electromagnetic and radiometric geophysical survey at Langøya in Vesterålen. *Nordland. NGU report.* 2013;044.

Rønning J. S. Gautneb H., Larsen B. E., Knežević J., Baranwal V. C., Elvebakk H., Gellein J., Ofstad F., Brönner M. Geophysical and geological investigations of graphite occurrences in Vesterålen and Lofoten, Northern Norway 2017. *NGU report.* 2018;011.

Scogings A., Chesters J., Shaw B. Assessing graphite projects on credentials. *Industrial Minerals Magazine*. August 2015. P. 50–55.

Stinton C., Holmström H., Gosselin M., Reed G. Woxna Graphite. *Technical Report-Project.* Woxna Graphite AB. 2021;112:354.

Velikoslavinsky D. A. The comparative characteristic of regional metamorphism of moderate and low pressures. Leningrad: Nauka Publ.; 1972. 192 p. (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 21.02.2022; принята к публикации / accepted: 28.02.2022.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Щипцов Владимир Владимирович

д-р геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, заведующий отделом минерального сырья ИГ КарНЦ РАН

e-mail: vv.shchiptsov@gmail.com

CONTRIBUTOR:

Shchiptsov, Vladimir

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 50–69
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 50–69
DOI: 10.17076/geo1520

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 552.321 + 549.5 (470.22)

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЛАГИОКЛАЗОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТ-ДИОРИТОВОГО МАССИВА КААЛАМО (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

Р. Л. Анисимов[1]*, П. А. Кириллова[1], Ш. К. Балтыбаев[1,2], О. Л. Галанкина[1]

*[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034), * romjulleoanis@mail.ru*
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле (пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, Россия, 199155)

В раннепротерозойских габброидах Кааламского массива Северного Приладожья изучены плагиоклазы со смешанным типом химической зональности. Характер изменения составов плагиоклаза позволяет установить особенности кристаллизации и постмагматической эволюции пород. Методом рентгеноспектрального микроанализа минералов и компьютерным моделированием определены диапазоны составов плагиоклазов, образующихся в магматическую и постмагматическую стадии формирования габброидов. Из магмы ультраосновного-основного состава при понижении температуры кристаллизуется плагиоклаз с содержанием анортитового компонента > 80 %. Дальнейшее уменьшение содержания анортитового минала в плагиоклазе происходит за счет изменения состава остаточного расплава при фракционной кристаллизации в направлении обогащения кремнекислотой и натрием. Кристаллизация среднего плагиоклаза (до An_{50}) может быть связана со смешением магм двух составов – ранней фракционированной и более поздней свежей порции расплава. Осцилляторная зональность у плагиоклазов $An_{50–40}$ образовалась за счет диффузионных процессов на границе «кристалл-расплав» при медленном остывании интрузива и возросшей вязкости магмы. Самые поздние плагиоклазы (до $An_{30–5}$) образовались за счет перекристаллизации магматических плагиоклазов и отражают стадии поздне-, постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма.

Ключевые слова: палеопротерозой; анортит; осцилляторная зональность; расплав; магма; габброид; петрология

Для цитирования: Анисимов Р. Л., Кириллова П. А., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л. Зональность плагиоклазов клинопироксенит-габбронорит-диоритового массива Кааламо (Северное Приладожье, Россия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 50–69. doi: 10.17076/geo1520

Финансирование. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Минобрнауки России.

R. L. Anisimov[1]*, P. A. Kirillova[1], S. K. Baltybaev[1,2], O. L. Galankina[1].
PLAGIOCLASE ZONATION OF THE KAALAMO CLINOPYROXENITE-GABBRONORITE-DIORITE MASSIF (NORTHERN LADOGA AREA, RUSSIA)

*[1] Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (Makarova Emb., 2, 199034 St. Petersburg, Russia), * romjulleoanis@mail.ru*
[2] St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences (16 Dekabristov Lane, 199155 St. Petersburg, Russia)

Gabbroids of the Kaalamo massif of the Northern Ladoga area contain plagioclases with a mixed type of zoning, which enables identification of some features of crystallization and postmagmatic evolution of intrusive rocks. The study of the minerals by X-ray spectral microanalysis and numerical simulation of the minerals' formation during rock crystallization revealed the ranges of composition changes in the plagioclases. Based on the data obtained, conclusions regarding the magmatic and postmagmatic evolution of the gabbroids were made. As the temperature dropped below the liquid plagioclase level, a solid solution precipitated from ultrabasic – basic magma in the form of basic plagioclase with An_{80}. Further, the Na-Si enrichment of plagioclase occurs due to fractional crystallization, in which the melt becomes richer in silicic acid and sodium. Crystallization of plagioclase with An_{50} is associated with mixing of the compositions of two magmas (the earlier fractionated one and new portions of the melt). In An_{50-40} plagioclases, oscillatory zoning was formed due to diffusion processes at the crystal – melt interface during slow cooling of the intrusion and increased magma viscosity due to the shift towards a more of silicic acid composition. The latest plagioclases (An_{30} and lower) were formed during the recrystallization of magmatic plagioclases and reflect the stages of late- and postmagmatic alteration and the superimposed regional metamorphism.

Keywords: paleoproterozoic; anortite; oscillatory zoning; melt; magma; gabbroid; petrology

For citation: Anisimov R. L., Kirillova P. A., Baltybaev S. K., Galankina O. L. Plagioclase zonation of the Kaalamo clinopyroxenite-gabbronorite-diorite massif (Northern Ladoga Area, Russia). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;2:50–69. doi: 10.17076/geo1520

Funding. The study was funded within research area #FMUW-2022-0002 of the RAS Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Ministry of Science and Higher Education, Russia.

Введение

Плагиоклаз $(Na_xCa_{1-x})[Al_{2-x}Si_{2+x}O_8]$ – один из наиболее распространенных минералов – твердых растворов в магматических горных породах, который благодаря чуткой изменчивости состава в зависимости от внешних условий и состава магмы широко используется для реконструкции условий минералообразования [Vance, 1962; Haase et al., 1980; L'Heureux, Fowler, 1994 и др.]. Одной из примечательных особенностей плагиоклаза является часто встречаемая в нем химическая зональность, как простая – с монотонным понижением или повышением основности (уменьшением или ростом анортитовой молекулы), так и комбинированная – с неоднократными разнонаправленными изменениями содержания Na и Ca по мере роста кристалла. Смешанный тип зональности плагиоклаза выявлен в породах ряда изученных нами интрузий габброидов Северного Приладожья [Саранчина, 1949], что дает возможность установить некоторые особенности кристаллизации и постмагматической эволюции этих пород.

Раннепротерозойские магматические образования Северного Приладожья связаны с аккреционно-коллизионными процессами, и по отношению к отдельным стадиям свекофеннского орогенеза сформировались в несколько этапов магматической активности: ранне-, син-, поздне- и посторогенный [Ладожская..., 2020]. В данной работе рассматривается эволюция составов плагиоклаза одного из наиболее крупных массивов Северного домена Приладожья – Кааламской интрузии, образовавшейся на раннеорогенном этапе формирования, 1,90–1,87 млрд лет назад, которая входит в одноименный кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс и является петротипической для него (рис. 1) [Богачев и др., 1999б; Ладожская..., 2020].

Краткая геологическая характеристика габброидов массива Кааламо Северного Приладожья

Раннепротерозойские раннеорогенные габброидные интрузии Северного домена Приладожья распространены вблизи Карельского кратона и относятся к двум интрузивным комплексам: кааламскому и велимякскому [Ладожская..., 2020 и ссылки в ней]. Крупнейшей интрузией региона является интрузия (массив) Кааламо (рис. 1).

Массив Кааламо представляет собой многофазное дифференцированное клинопироксенит-габбронорит-диоритовое тело [Саранчина, 1949]. Некоторые исследователи (Л. П. Свириденко и др.) считают, что плутоническое тело сформировалось при одноактном внедрении расплава [Интрузивные..., 1976]. Однако большинство исследователей выделяют три интрузивные фазы гомодромной последовательности [Саранчина, 1949; Макарова, 1971; Богачев и др., 1999б; Ладожская..., 2020]. К первой фазе относят оливиновые пироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; ко второй – габбродиориты, диориты и кварцевые диориты, а к третьей – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты [Макарова, 1971]. С породами первой фазы связано медно-никелевое оруденение [Иващенко, Голубев, 2011].

В плане массив Кааламо имеет форму овала северо-восточного простирания (12,5 × 6,5 км). Подошва интрузива располагается на глубинах от 2,5 км в западной его части и до 5 км в восточной [Иващенко, Голубев, 2011]. Вмещают интрузию слюдистые сланцы ладожской серии, а также амфиболиты сортавальской серии. Протолитом сланцев ладожской серии, судя по составу и структурно-текстурным особенностям (наличие градационной слоистости), являлись турбидитные отложения [Ладожская...,

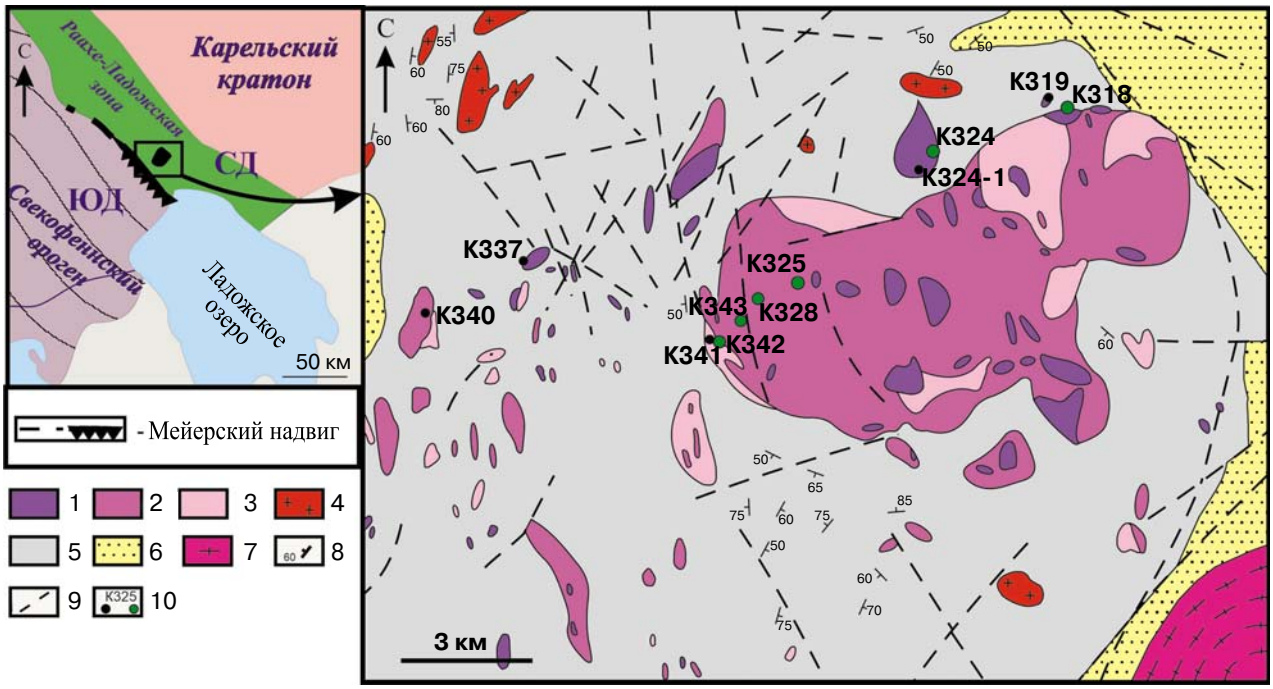


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения интрузии Кааламо и объединенного кааламского комплекса [Макарова, Борисова, 1977] с изменениями.

Ранний протерозой (1,89–1,88 млрд лет): 1 – оливиновые пироксениты, плагиопироксениты, меланократовые габбро первой фазы; 2 – габбродиориты, диориты второй фазы; 3 – гранодиориты, плагиограниты третьей фазы; 4 – граниты; 5 – породы ладожской серии (1,91–1,89 млрд лет); 6 – породы сортавальской серии (1,97–1,96 млрд лет). Неоархей (2,7–2,6 млрд лет): 7 – гранито-гнейсы; 8 – элементы залегания; 9 – дизъюнктивные нарушения; 10 – точки отбора образцов и их номера (зеленые – точки с зональными плагиоклазами). На врезке: схема основных тектонических блоков региона и положение интрузии Кааламо. СД – Северный домен; ЮД – Южный домен

Fig. 1. Schematized geological map of the Kaalamo massif and the Kaalamo complex [Makarova, Borisova, 1977] with corrections.

Early Prooterozoic (1.89–1.88 Ga): 1 – olivine pyroxenites, plagopyroxenites, gabbro (1 phase); 2 – gabbrodiorites, diorites (2 phase); 3 – granodiorites, plagiogranites (3 phase); 4 – granites, 5 – rocks of Ladoga series (1.90–1.89 Ga); 6 – rocks of Sortavala series (1.97–1.96 Ga). Archean (2.7–2.6 Ga): 7 – granite-gneisses, 8 – bedding, 9 – disjunctives, 10 – sampling points and their numbers (green points – points with zoned plagioclases). Inset: The diagram of the main tectonic blocks of the region and position of the Kaalamo intrusion. СД – Northern domain, ЮД – Southern domain

2020]. Амфиболиты сортавальской серии образовались в результате метаморфизма вулканитов, рассматриваемых как континентальные толеиты [Светов, Свириденко, 1992].

Контакты Кааламского массива с боковыми породами секущие, иногда субсогласные. Для интрузии характерны многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Они разного размера и представлены слюдяными и амфиболовыми сланцами, мраморами [Саранчина, 1949].

Наряду с крупным массивом Кааламо существует ряд небольших массивов-сателлитов овальной или линзовидной формы, размером до 1,5–2 км в длину и до 1 км в ширину (Араминлампи, Ихаланваара, Сури-Суо, Кекко-селька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), которые вместе с Кааламским массивом объединяются в кааламский комплекс [Ладожская..., 2020].

Описываемые магматические породы метаморфизованы совместно с окружающими породами в условиях амфиболитовой фации при T ~ 500–600 °C и P ~ 4–5 кбар [Саранчина, 1949; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Геология..., 2000; Ладожская..., 2020].

Возраст пород второй фазы внедрения Кааламского массива определен по кварцевым диоритам U-Pb методом по циркону и составляет 1888 ± 5 млн лет [Богачев и др., 1999а].

Петрографические особенности пород Кааламского массива

В этом разделе приводятся описания ключевых типов пород Кааламской интрузии, по фазам внедрения с учетом результатов предыдущих исследователей [Саранчина, 1949, 1968; Макарова, 1971 и др.]. Наименования пород были скорректированы согласно Петрографическому кодексу России [2009].

Породы первой фазы

Оливиновые метапироксениты. Породы темно-серые, почти черные, с зеленоватым оттенком, имеют массивную текстуру, структура наименее измененных пород панидиоморфозернистая. Основные породообразующие минералы: оливин, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, плагиоклаз (лабрадор-андезин).

Оливин – самый ранний минерал метапироксенитов, его содержание может достигать 20 %[1]. Образует крупные идиоморфные выделения, включенные в пироксены и роговую обманку. По оливину развиваются серпентин, иддингсит, боулингит. Пироксен ромбический (бронзит) и моноклинный (титанистый авгит), суммарно их содержание может достигать 25 %. Роговая обманка образует крупные таблитчатые кристаллы буровато-зеленого цвета, с реликтами оливина и пироксена. По буровато-зеленой роговой обманке развивается светло-зеленая роговая обманка и тонковолокнистый актинолит. Второстепенные минералы представлены биотитом, хлоритом, акцессорные минералы – апатитом.

Метапироксениты и меланократовые метагаббро. Породы имеют темный зеленовато-серый цвет, бластоидиоморфозернистую структуру, обусловленную существованием идиоморфных кристаллов роговой обманки размером до 10–12 мм в мелкозернистой панидиоморфозернистой основной массе. Основные породообразующие минералы: ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, плагиоклаз.

Пироксен слагает основную массу породы и в виде реликтов включен в роговую обманку. Представлен моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, реже магнезиальным ромбическим пироксеном. Плагиоклаз встречается от единичных зерен в метапироксенитах до 15–20 % в меланократовых метагаббро, по составу отвечает лабрадору-андезину и обычно интенсивно соссюритизирован. Роговая обманка бледно-зеленого цвета является основным породообразующим минералом (до 65 %), она интенсивно замещает пироксены. В центральной части зерен встречаются выделения титаномагнетита. По роговой обманке развивается тонкопризматический шестоватый актинолит. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом, сульфидами (пирротином, пиритом, реже халькопиритом).

Битовнитовые метагаббро. Впервые выделены и описаны Г. М. Саранчиной [1949] как эвкриты. Текстура пород директивно-полосатая и трахитоидная. Первичная структура пород, вероятно, габбро-офитовая, в ходе метаморфизма породы приобрели бласто-офитовую структуру. Встречается порфировидная структура, обусловленная выделением зональных кристаллов плагиоклаза на фоне более мелкозернистой основной массы, обогащенной темноцветными минералами.

Главные породообразующие минералы метагаббро: роговая обманка, плагиоклаз. Содержание роговой обманки достигает 60–65 %. В ее зернах сохраняются реликты

[1] Здесь и далее содержание минералов дается в объемных %.

моноклинного пироксена. Плагиоклаз образует таблитчатые и лейстовидные кристаллы, в них часто видно нарушение двойниковой структуры и грануляция с образованием мелких зерен. Плагиоклазы часто зональны, ядра сложены битовнитом-анортитом An_{82-92} (ранее были опубликованы составы до An_{85} [Саранчина, 1949]), краевые части – андезином-лабрадором An_{44-67}. Широко развита соссюритизация и серицитизация плагиоклаза. Второстепенные и акцессорные минералы: биотит, титанит, апатит, рудный минерал. Вторичные минералы: эпидот, клиноцоизит, серицит, хлорит, пренит и карбонат.

Породы второй фазы

Метагаббродиориты. Серые или зеленовато-темно-серые, часто с пятнистой текстурой за счет кучных обособлений темноцветных минералов (орто- и клинопироксенов и роговой обманки). Могут иметь массивные, гнейсовидные текстуры. Наименее измененные породы характеризуются гипидиоморфозернистыми и габбровыми структурами. Для более метаморфизованных габбродиоритов характерны нематобластовые, фибробластовые, гломеробластовые структуры. Основные породообразующие минералы представлены роговой обманкой, ромбическим и моноклинным пироксеном, плагиоклазом.

Роговая обманка зеленого цвета, содержание от 25 до 55 %. В измененных разновидностях роговая обманка актинолитизирована. Моноклинный пироксен представлен диопсидом-геденбергитом, ромбический – железистым пироксеном Fs_{52-58}. Плагиоклаз часто зональный, представлен лабрадором-андезином (An_{63-32}), в краевых частях раскисляется до олигоклаза и альбита. Плагиоклаза содержится до 55–60 %. Зерна плагиоклаза серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и иногда альбитизированы. Вторичные минералы представлены биотитом (3–15 %), хлоритом (от 0,5 до 5–10 %), кварцем (1–10 %). Акцессорные минералы: титанит, циркон, апатит.

Метадиориты и кварцевые метадиориты. Темно-серые с зеленоватым оттенком породы, имеют часто гнейсовидную текстуру. В наиболее свежих породах структура гипидиоморфозернистая, в измененных – гетеробластовая, в отдельных участках гранобластовая, лепидонематогранобластовая. Наименее измененные породы состоят из зеленой роговой обманки (7–35 %), биотита (5–7 %, иногда до 35–40 %), плагиоклаза An_{42-25} (35–80 %), кварца (2–5 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный минерал.

Кварцевые метадиориты более лейкократовые, содержат более кислый плагиоклаз, меньшее количество сине-зеленой роговой обманки (3–30 %) и повышенное – кварца (10–15 %).

Породы третьей фазы

Метатоналиты. Макроскопически и по составу мало отличаются от метадиоритов и кварцевых метадиоритов. Они бывают серые или темно-серые, массивные или гнейсовидные. В свежих разновидностях сохраняются гипидиоморфнозернистые структуры. Разности, претерпевшие интенсивную перекристаллизацию и катаклаз, обладают бластокатакластическими, лепидонемато- и нематогранобластовыми структурами. Основные породообразующие минералы представлены биотитом (5–15 до 35 %), зеленой роговой обманкой (10–25 %), плагиоклазом An_{44-21} (45–60 %), калиевым полевым шпатом (5–10 %), кварцем (10–25 %). Может наблюдаться микроклинизация (микроклина до 25–30 %) и альбитизация (альбита до 10–15 %). Также встречаются вторичные клиноцоизит, хлорит, мусковит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, титанит, сульфиды, магнетит.

Метаплагиограниты. Светло-серые и серые, массивные, чаще гнейсовидные, макроскопически схожи с метатоналитами. Породы метаморфизованы, редко сохраняют гранитовую структуру. Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (олигоклаз An_{30-22}) (45–65 %), кварцем (15–30 %), биотитом (7–10 %). По плагиоклазу развивается хлорит, мусковит, серицит, редко клиноцоизит. В отличие от метатоналитов в метаплагиогранитах отсутствуют амфибол и титанит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сульфидами, цирконом.

Детальная петрографическая характеристика изученных проб

Метамеланогаббро (образец К337) представляет собой породу темно-серого цвета, средне-крупнозернистую, массивную. Микроструктура породы нематобластовая. Основные породообразующие минералы представлены роговой обманкой (80–95 %), плагиоклазом (до 10 %), наблюдаются также биотит и хлорит (до 10 %), карбонат (до 10 %), рудный минерал (до 5 %), эпидот и титанит (до 1–2 %).

Роговая обманка образует преимущественно гипидиоморфные удлиненные кристаллы размером до 2 мм в поперечнике с плеохроизмом от серо-зеленого или светло-коричневого до зеленовато-бурого цвета. В кристаллах роговой обманки наблюдаются реликты моноклинного пироксена размером до 0,025 мм, а по роговой обманке могут развиваться актинолит, биотит и хлорит. По данным РСМА, минерал представлен паргаситом и магнезиальной роговой обманкой.

Плагиоклаз образует ксеноморфные кристаллы размером до 1 мм, заполняющие промежутки между кристаллами роговой обманки. По данным РСМА, плагиоклаз представлен битовнитом-лабрадором $An_{88–57}$. По плагиоклазу наблюдаются интенсивные вторичные изменения (серицит и более кислый плагиоклаз $An_{27–5}$).

Биотит представлен идиоморфными кристаллами 0,02–0,08 мм в поперечнике. Отдельные узкие зоны в кристаллах биотита могут быть сложены хлоритом.

Метагаббродиориты (образцы К325, К328, К343) представляют собой среднезернистые массивные породы от темно-серого до светло-серого цвета (в зависимости от содержания плагиоклаза в породе). Микроскопическая структура пород бластогабброофитовая. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (50–70 %), ромбическим пироксеном (до 20 %), моноклинным пироксеном (до 5 %), роговой обманкой (до 30 %), биотитом (до 10 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, магнетитом, куммингтонитом, апатитом, эпидотом, клиноцоизитом.

Плагиоклаз образует преимущественно гипидиоморфные удлиненные зерна, иногда наблюдается зональность, обычно размытая. Плагиоклазы представлены битовнитом-лабрадором ($An_{84–48}$).

Ромбический пироксен формирует обычно удлиненные или изометричные зерна со сглаженными границами, плеохроирует от зеленоватого до розоватого. В зернах могут наблюдаться ламели распада, сложенные моноклинными разностями.

Моноклинный пироксен представлен удлиненными ксеноморфными зернами слабо-зеленоватого цвета, размером 0,3–0,5 мм в поперечнике. Границы зерен неровные, извилистые.

Основная часть пироксенов замещена болотно-зеленой роговой обманкой. По некоторым реликтам ортопироксена развивается агрегат, сложенный смесью биотита и хлорита, или амфиболы более поздней генерации (с сине-зеленой роговой обманкой и бесцветными амфиболами, по данным РСМА – куммингтонитом и актинолитом).

Роговая обманка ранней генерации образует крупные, резко ксеноморфные выделения болотно-зеленого, зеленовато-бурого цвета, достигающие 1–3 мм в поперечнике. Часто такие зерна встречаются в срастаниях с биотитом, пироксенами, магнетитом, включают в себя вкрапленники плагиоклаза, пироксенов и магнетита. Состав минерала соответствует паргаситу–ферропаргаситу, магнезиальной и железистой роговой обманке.

Биотит представлен ксеноморфными зернами. По соотношениям с другими минералами выглядит как кристаллизующийся одновременно с роговой обманкой ранней генерации.

Метатоналиты (образец К318) представляют собой породу беловато-серого цвета, мелко-среднезернистую, массивную или неявно директивную. Структура пород гранобластовая. Породы сложены плагиоклазом (55–60 %), кварцем (15–30 %), биотитом (10–15 %), роговой обманкой (3–15 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, цирконом, апатитом, эпидотом.

Плагиоклазы образуют гипидиоморфные, нередко удлиненные кристаллы до 1 мм в поперечнике. Границы зерен неровные, по краям наблюдается грануляция – образование более мелких изометричных зерен. В некоторых кристаллах отмечается осцилляторная зональность. Плагиоклазы представлены лабрадором–андезином ($An_{58–30}$). По плагиоклазу могут наблюдаться вторичные изменения (эпидот, клиноцоизит, более кислый плагиоклаз (до An_{18})).

Кварц образует ксеноморфные зерна с неровными, извилистыми границами, по краям также наблюдается грануляция. Средний размер зерен 0,3 мм, наиболее крупные – до 0,9 мм.

Роговая обманка образует гипидиоморфные или ксеноморфные короткопризматические кристаллы синевато-зеленого цвета размером до 0,1–0,3 мм. По составу отвечает ферропаргаситу и железистой роговой обманке.

Биотит представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами светло-коричневого, бурого цвета, около 0,1 мм в поперечнике.

Петрохимические особенности изученных пород

Породы Кааламской интрузии, судя по опубликованным и нашим данным, характеризуются широким диапазоном составов от ультраосновных до кислых (рис. 1 и 2; табл. 1).

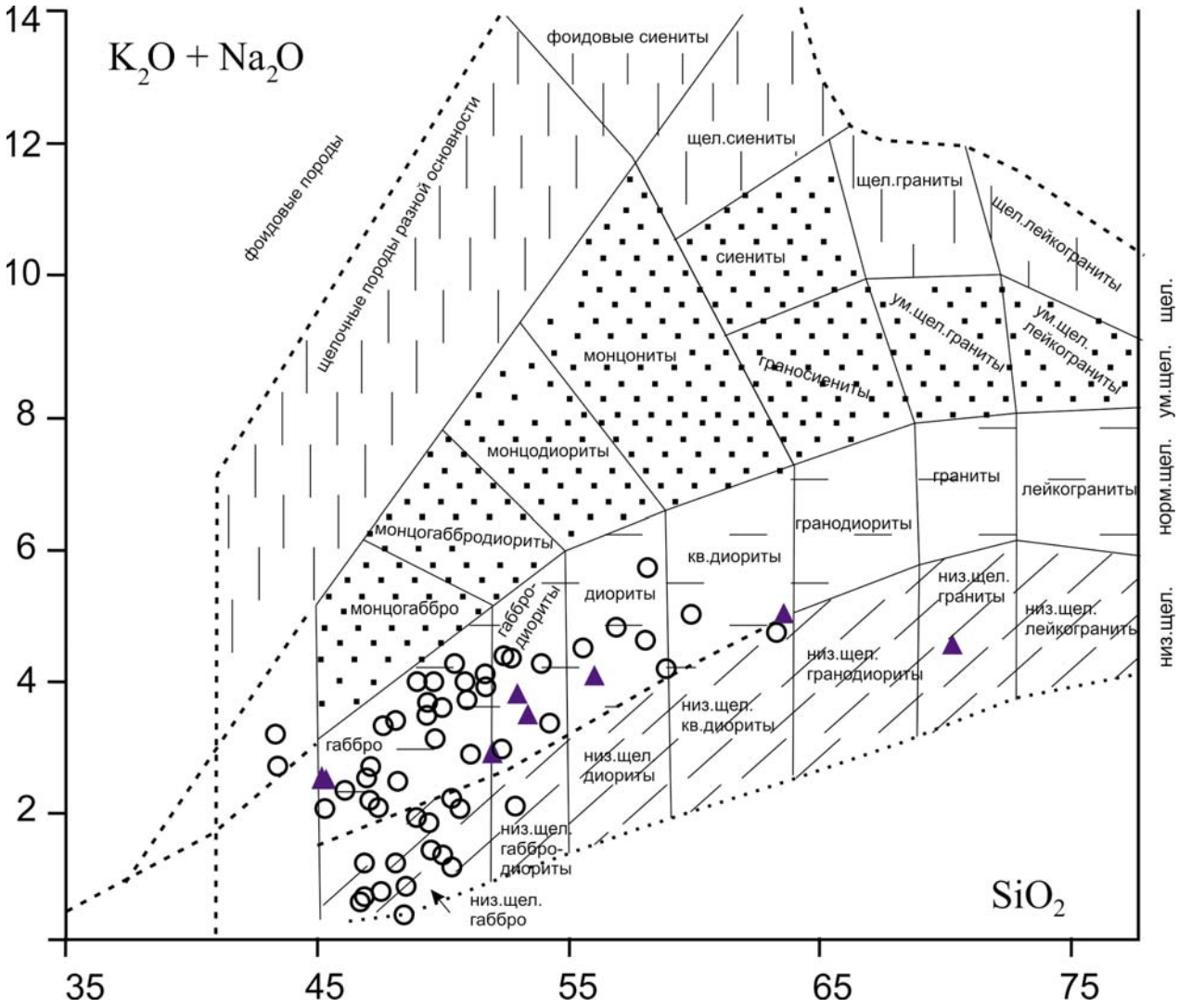


Рис. 2. TAS-диаграмма [Шарпенок и др., 2013] с составами пород кааламского комплекса.

Здесь и на рис. 3: треугольники – авторские данные, окружности – опубликованные данные [Интрузивные..., 1976; Богачев и др., 1999б; Иващенко, Голубев, 2011; Лавров, Кулешевич, 2016]

Fig. 2. Classification diagram (Na_2O+K_2O)–SiO_2 [Sharpenok et al., 2013] for the rocks of the Kaalamo complex.

Here and in Fig. 3: triangles – author's data, circles – published data [Intrusive..., 1976; Bogachev et al., 1999б; Ivashchenko, Golubev, 2011; Lavrov, Kuleshevich, 2016]

Таблица 1. Выборочные химические составы пород Кааламской интрузии, вес. %

Table 1. Selected chemical compositions of the rocks of the Kaalamo intrusion, wt%

Образец Sample	K337	K324	K343	K325	K328	K340	K318	K342
Порода Rock	Меланогаббро Melanogabbro	Габбро Gabbro	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Диорит Diorite	Тоналит Tonalite	Плагиогранит Plagiogranite
SiO_2	45,26	45,48	52,09	53,10	53,48	56,13	63,72	70,43
TiO_2	0,98	1,19	0,65	0,68	0,70	0,57	0,07	0,07
Al_2O_3	14,44	19,16	16,86	20,46	18,11	15,53	20,65	17,06
FeOt	9,94	10,65	10,26	6,69	8,57	8,11	2,13	1,77
MnO	0,15	0,18	0,22	0,15	0,16	0,16	0,03	0,04
MgO	11,28	6,01	6,07	3,79	5,00	5,44	0,88	0,98
CaO	12,47	12,99	9,75	10,40	9,19	8,32	7,14	5,13

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

Образец Sample	K337	K324	K343	K325	K328	K340	K318	K342
Порода Rock	Меланогаббро Melanogabbro	Габбро Gabbro	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Диорит Diorite	Тоналит Tonalite	Плагиогранит Plagiogranite
Na_2O	1,11	1,58	2,05	2,76	2,43	2,13	3,89	3,18
K_2O	1,25	0,76	0,71	0,86	0,90	1,78	0,95	1,20
P_2O_5	0,10	0,09	0,19	0,15	0,18	0,12	<,05	<,05
П.п.п. LOI	1,90	0,90	0,17	0,25	0,54	0,95	0,44	0,25
Сумма Sum	98,87	98,99	99,03	99,29	99,26	99,24	99,91	100,10
Na_2O+K_2O (м.к.)	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06
Al_2O_3 (м.к.)	0,14	0,19	0,17	0,20	0,18	0,15	0,20	0,17
$CaO+Na_2O+K_2O$ (м.к.)	0,25	0,27	0,21	0,24	0,21	0,20	0,20	0,16
Mg#	0,67	0,50	0,51	0,50	0,51	0,54	0,42	0,50

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании, м.к. – молекулярные количества. Mg# = MgO/(MgO+FeOt) (м.к.).
Note. LOI – loss on ignition, м.к. – molecular quantities. Mg# = MgO/(MgO+FeOt) (m.q.).

Наибольшее распространение имеют породы состава габбро. По содержанию калия и натрия они в целом относятся к нормальнощелочным, основные породы попадают как в область нормальнощелочных, так и в область низкощелочных. Натрий в породах преобладает над калием.

Породы относятся к метаглиноземистым ($Na_2O+K_2O<Al_2O_3<CaO+Na_2O+K_2O$), но в наиболее кислых разностях содержание Al_2O_3 приближается к сумме щелочей и CaO и может незначительно превышать ее. Магнезиальность (Mg#) ультраосновных и основных пород Кааламо колеблется в диапазоне от 0,79 до 0,43, в средних и кислых породах она изменяется от 0,59 до 0,42.

Ультрамафиты и часть мафитов соответствуют толеитовой серии, а более кремнекислотные породы попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 3).

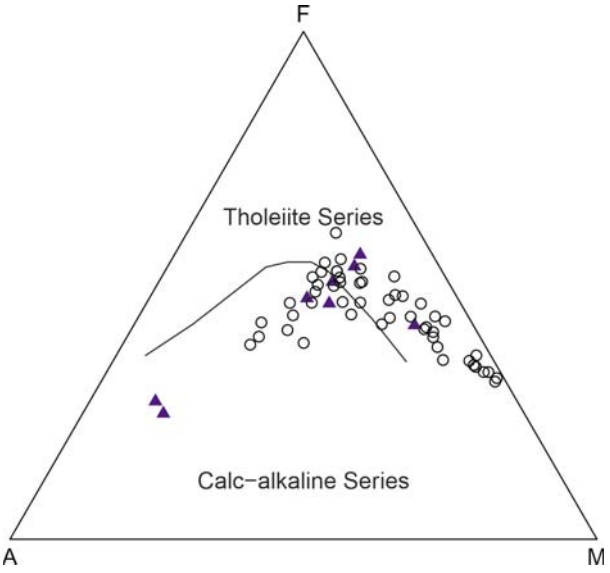


Рис. 3. AFM-диаграмма [Irvine, Baragar, 1971] пород кааламского комплекса

Fig. 3. AFM-diagram [Irvine, Baragar, 1971] for the rocks of the Kaalamo complex

Методика моделирования составов плагиоклаза

Исследования минералов, в частности плагиоклаза, были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О. Л. Галанкина). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов [Рид, 2008]. Использованы стандартные образцы состава: Si, Mg, Fe-оливин, Al-керсутит, Ca-диопсид, Na-жадеит, K-ортоклаз, а также чистые соединения и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов – 0,1 %. Фотографии получены в режимах композиционного контраста (BEC) и вторичных электронов (SEI).

Результаты рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) обрабатывались в программе MINAL3 (автор Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН). Данная программа предназначена для расчета формул минералов на основе результатов их химических анализов (мас. % оксидов и/или элементов). Для расчетов программа

использует метод зарядов и стехиометрический метод и подходит для расчета как кислородных, так и некислородных соединений.

Для ряда проб, отражающих разнообразие пород Кааламского массива, выполнен силикатный анализ (XRF) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL (ВСЕГЕИ) (табл. 1). Этим методом определено содержание основных породообразующих оксидов, а также Ba, Cr, V. Методика работы приведена в руководстве «Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом», МП ВСЕГЕИ № 14/2010, III категория точности [Рентгеноспектральный...]. Диапазоны содержания для определяемых компонентов (вес. %): SiO_2 – 0,02–100; Al_2O_3 – 0,02–50; TiO_2 – 0,01–10; Fe_2O_3 – 0,01–50; MnO – 0,01–40; MgO – 0,05–50; CaO – 0,01–50; Na_2O – 0,05–20; K_2O – 0,01–20; P_2O_5 – 0,01–50; а также Ba – 50 г/т–2 вес. %, Cr – 20 г/т–10 вес. %, V – 50 г/т–2 вес. %.

Для моделирования изменения составов плагиоклазов в процессе кристаллизации пород применялись компьютерные программы COMAGMAT-3.72 [Ariskin et al., 1993], rhyolite-MELTS v.1.2.0 [Gualda et al., 2012; Ghiorso, Gualda, 2015]. Выбор данных программ определялся тем, что они представляют два современных подхода, одинаково часто применяемых в последние годы при моделировании кристаллизации магматических систем. Также отметим, что COMAGMAT предназначен для моде-лирования только достаточно небольшого набора магматических минералов и используется для расчета минералообразования в расплавах не кислее состава габбро [Ariskin et al., 1993].

Всего при моделировании использовано 13 шлифов, около 480 определений составов минералов, 71 силикатный анализ пород, включая опубликованные ранее по всем фазам пород Кааламского массива.

Результаты исследования

Зональность в плагиоклазах

Плагиоклазы содержатся в каждой из разновидностей пород Кааламского массива, хотя в пироксенитах их содержание крайне незначительно (табл. 2). Петрографические и электронно-микроскопические исследования плагиоклаза позволили выделить несколько генераций этого минерала.

Наиболее ранний из магматических плагиоклазов оказался также наиболее основным – кристаллы имеют крупное ядро из An_{80}, окруженное плагиоклазом An_{60-50} (рис. 4). Плагиоклазы, сохранившиеся в крупных ядрах, отнесены нами к первой генерации, а каймы более кислого состава вокруг них – ко второй. В целом такие кристаллы имеют призматические слабоудлиненные или изометричные формы. Плагиоклазы находятся в парагенезисе с орто- и клинопироксеном, хотя часто эти пироксены бывают замещены гидроксилсодержащими минералами.

Таблица 2. Выборочные составы плагиоклазов из пород Кааламской интрузии
Table 2. Selected compositions of plagioclases from the rocks of the Kaalamo intrusion

Образец Sample	K318	K318	K318	K318	K318	K337	K337	K337	K343	K343	K343	K343	K343	K325	K325	K325
SiO_2	63,18	59,85	57,59	55,15	54,16	54,02	53,69	45,99	51,44	54,39	54,93	56,02	55,94	56,05	52,54	47,44
Al_2O_3	24,34	25,66	27,33	28,50	29,65	29,82	29,73	34,82	31,67	29,18	28,79	28,11	28,13	28,05	30,38	34,34
CaO	5,98	7,57	9,28	10,85	11,65	11,81	12,49	17,67	13,65	11,58	11,23	10,34	10,17	10,11	12,89	16,64
Na_2O	7,86	6,88	5,77	5,43	4,68	4,31	4,09	1,29	3,23	4,85	5,01	5,48	5,76	5,47	4,07	1,76
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32	0,12	-
Total	101,4	100,0	100,0	100,0	100,2	100,0	100,0	99,77	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1
Si^{4+}	2,78	2,68	2,60	2,48	2,45	2,45	2,44	2,12	2,35	2,46	2,48	2,53	2,52	2,53	2,38	2,17
Al^{3+}	1,26	1,36	1,45	1,51	1,58	1,59	1,59	1,89	1,70	1,56	1,53	1,49	1,49	1,49	1,63	1,85
Ca^{2+}	0,28	0,36	0,45	0,52	0,56	0,57	0,61	0,87	0,67	0,56	0,54	0,50	0,49	0,49	0,63	0,82
Na^{+}	0,67	0,60	0,50	0,47	0,41	0,38	0,36	0,12	0,29	0,43	0,44	0,48	0,50	0,48	0,36	0,16
K^{+}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0
An in Pl	30	38	47	53	58	60	63	88	70	57	55	51	49	51	64	84

Примечание. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения (ниже 0,1 %). Оксиды даны в вес. %.
Note. A dash indicates content below the detection limit (below 0.1%). Oxides are given in wt%.

Плагиоклазы второй генерации имеют меньшую основность (An_{50-40}) и могут формировать как каймы вокруг плагиоклазов первой генерации, так и самостоятельные кристаллы (рис. 4 и 5). В ряде случаев краевые зоны плагиоклазов имеют признаки перекристаллизации и нового минералообразования.

Плагиоклазы третьей генерации (An_{30-5}) диагностируются в зонах переработки ранних зерен плагиоклаза, где встречаются также эпидот, клиноцоизит, иногда кварц (рис. 5 и 6). Эти наиболее кислые плагиоклазы отнесены нами к третьей, постмагматической генерации.

Плагиоклазы пород Кааламского массива могут быть зональны. Для них характерна прямая зональность – от центра к краю содержание анортитового минала уменьшается. В некоторых кристаллах наблюдается зональность со скачкообразным изменением состава – более кислый плагиоклаз второй генерации развивается по ядрам более основного плагиоклаза первой генерации (рис. 4).

Осцилляторная зональность свойственна плагиоклазам второй генерации. Когда удается проанализировать срезы через центры кристаллов, то видно, что зональность имеет симметричную форму (рис. 5).

Таким образом, наиболее ранние плагиоклазы – наиболее основные, они образуют ядра в кристаллах плагиоклазов промежуточного состава. Более кислые плагиоклазы (до An_{30} и ниже) появляются при перекристаллизации магматических минералов, совместно с эпидотом и клиноцоизитом. Плагиоклазы с осцилляторной зональностью встречаются только в зонах роста промежуточного по составу плагиоклаза, в среднем для диапазона An_{50-40}.

Моделирование состава плагиоклаза при кристаллизации расплава

Современные возможности моделирования минералообразования в системе «минерал–расплав» позволяют достаточно реалистично определить зависимость основности плагиоклаза от состава расплава, из которого он кристаллизуется. Для моделирования были использованы существующие к настоящему моменту составы расплавов, как из авторской коллекции (табл. 1), так и из доступных литературных данных (суммарно 58 составов). Помимо этого анализировалась кристаллизация минералов для гипотетического исходного расплава, представляющего собой смесь 30 % первой фазы (меланогаббро) и 70 % второй фазы (габбродиорит), что примерно соответствует их соотношению, наблюдаемому на современном эрозионном срезе и предположительно отвечает составу наименее эволюционировавшего расплава.

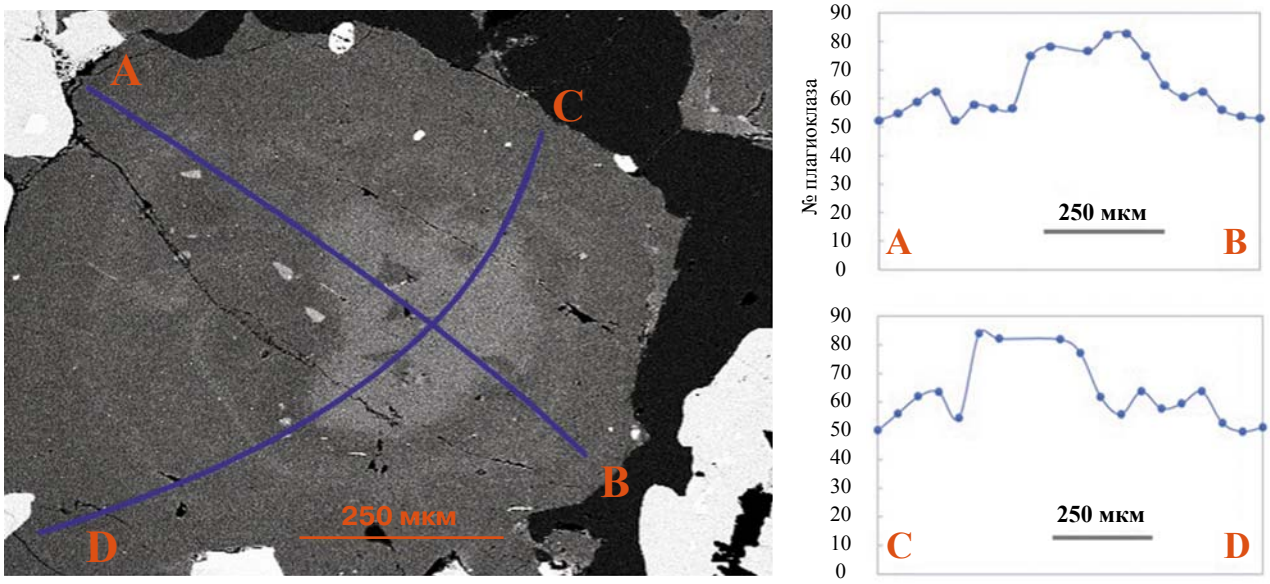


Рис. 4. Зональный кристалл плагиоклаза из габбродиорита (образец К325), в котором наблюдается большое ядро (An_{80}) (первая генерация), окруженное плагиоклазом An_{60-50} (вторая генерация). По оси абсцисс отложены точки рентгеноспектрального анализа плагиоклаза, по оси ординат – номер плагиоклаза в соответствующей точке

Fig. 4. Zoned plagioclase crystal from gabbrodiorite (sample K325) with a large core (An_{80}) (first generation) surrounded by plagioclase An_{60-50} (second generation). The abscissa shows the points of analysis of plagioclase, and the ordinate shows the plagioclase number at the corresponding points

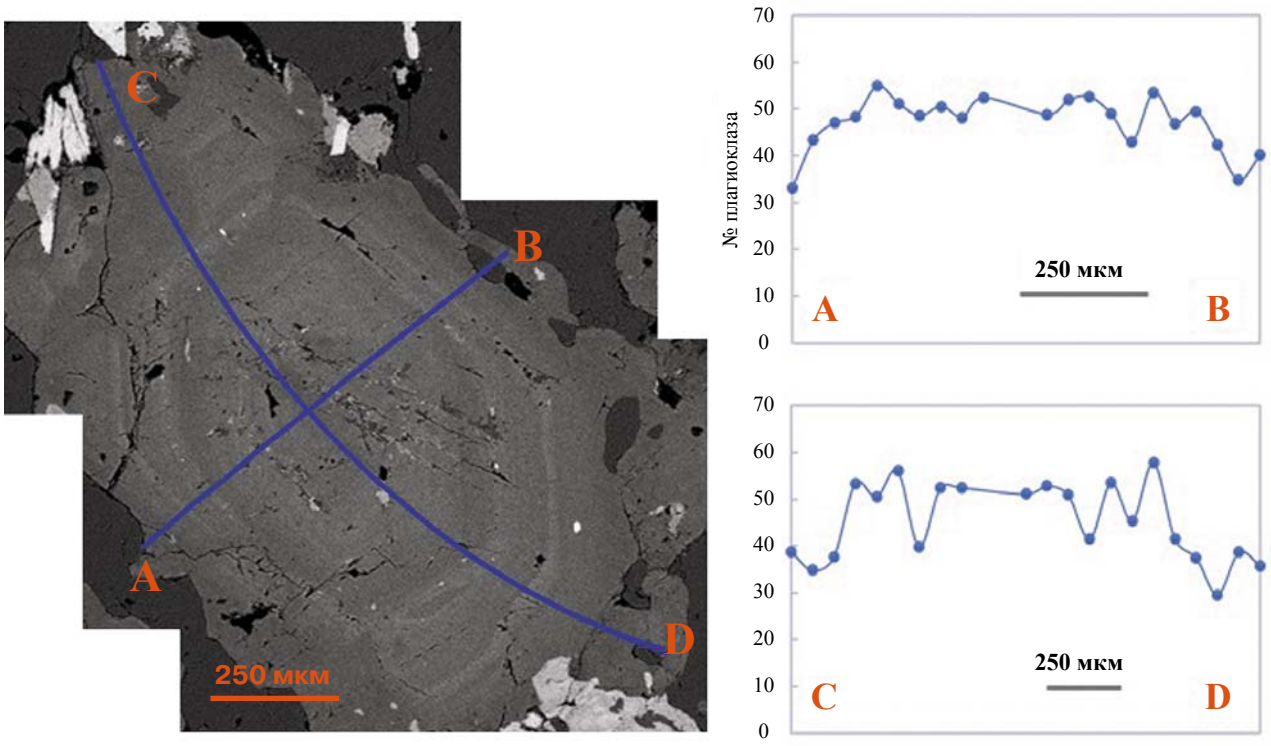


Рис. 5. Кристалл плагиоклаза второй генерации из тоналита (образец К318) ($An_{50–40}$). Отмечается осцилляторная зональность

Fig. 5. Plagioclase crystal of the second generation from tonalite (sample K318) ($An_{50–40}$). Oscillatory zoning is available

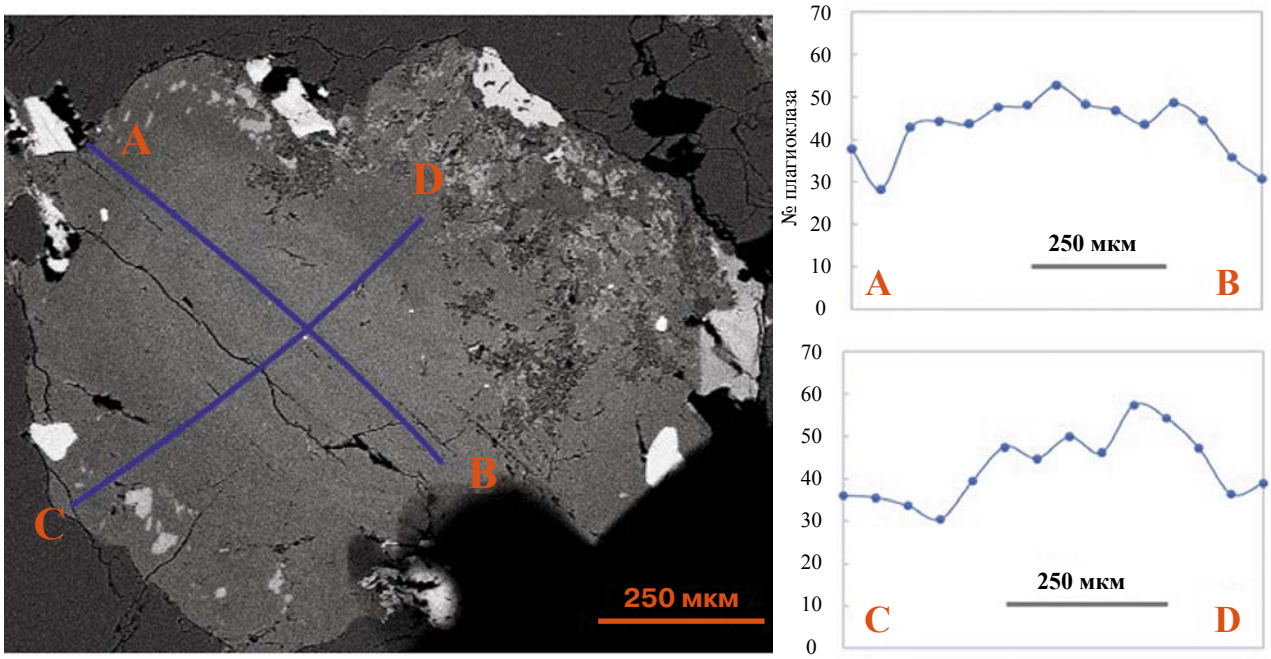


Рис. 6. Кристалл плагиоклаза второй генерации из тоналита (образец К318) с содержанием An от 50 до 30 %. Правый участок содержит зону переработки зерна плагиоклаза, где встречаются эпидот, клиноцоизит, более кислый плагиоклаз (третья генерация), кварц

Fig. 6. Plagioclase crystal of the second generation from tonalite (sample K318) with An 50 to 30 %. On the right, there is a zone of plagioclase grain recrystallization, where epidote, clinozoisite, more acidic plagioclase (third generation), and quartz are found

Анализировались разные возможные варианты фракционной и равновесной кристаллизации. При моделировании изобарной равновесной кристаллизации давление принималось равным 4 кбар, что отвечает оценкам по минеральным геобарометрам окружающих пород [Геология..., 2000], а кислородный буфер принимался отвечающим буферу кварц–фаялит–магнетит, поскольку при данном буфере качественный состав и порядок кристаллизации минералов максимально схожи с наблюдаемыми.

Результаты расчетов представлены в таблицах 3, 4 и на рис. 7.

Следует отметить, что для всего разнообразия составов расплавов и условий кристаллизации результаты моделирования получились сопоставимыми: отмечена кристаллизация плагиоклаза достаточно узкого диапазона составов – от ~An_{80} до ~An_{50}. Увеличение содержания воды в расплаве понижает температуру кристаллизации плагиоклазов, однако практически не влияет на изменение основности плагиоклаза.

Таблица 3. Расчет состава плагиоклазов в программе COMAGMAT

Table 3. Calculation of the composition of plagioclases in the COMAGMAT program

Моделируемый состав породы (расплава) Modeled rock (melt) composition	Содержание воды в расплаве, вес. % Water content in melt, wt%	Объем кристаллизации расплава, % Volume of crystallization of melt, %	T диапазон кристаллизации Pl, °C Temperature range of Pl crystallization, °C	Изменение состава Pl в ходе кристаллизации, доля An в % Changes in the composition of Pl during crystallization, An volume in %
Меланогаббровый, K337 Melanogabbro, K337	0,5	80	1204–1118	88–70
–/–	1,5	75	1162–1097	89–76
Габбродиоритовый, K325 Gabbrodioritic, K325	0,5	74	1292–1067	88–59
–/–	1,5	69	1237–1034	88–54
Габбродиоритовый, K328 Gabbrodioritic, K328	0,5	67	1213–1061	82–51
–/–	1,5	64	1157–1024	82–54
Габбродиоритовый, K343 Gabbrodioritic, K343	0,5	72	1191–1064	81–56
–/–	1,5	68	1136–1033	81–59

Таблица 4. Расчет состава плагиоклазов в программе rhyolite-MELTS

Table 4. Calculation of the composition of plagioclases in the rhyolite-MELTS program

Моделируемый состав породы (расплава) Modeled rock (melt) composition	Содержание воды в расплаве, вес. % Water content in melt, wt %	T диапазон кристаллизации Pl, °C Temperature range of Pl crystallization, °C	Начальный состав Pl, доля An в % (T, °C) The initial composition of Pl, An volume in % (T, °C)	Состав Pl при появлении Bt, доля An в % (T, °C) Pl composition at the time of the appearance of Bt, An volume in % (T, °C)	Состав Pl при появлении Amp, доля An в % (T, °C) Pl composition at the time of the appearance of Amp, An volume in % (T, °C)	Состав Pl при появлении Qz, доля An в % (T, °C) Pl composition at the time of the appearance of Qz, An volume in % (T, °C)
Меланогаббровый, K337 Melanogabbro, K337	0,5	1111–757	75 (1111)	60 (949)	55 (757)	
–/–	1,5	930–741	67 (930)	67 (924)	47 (741)	
Габбродиоритовый, K325 Gabbrodioritic, K325	0,5	1248–615	80 (1248)	50 (753)	50 (615)	
–/–	1,5	1195–745	83 (1195)	52 (760)	51 (745)	
Тоналитовый, K318 Tonalitic, K318	0,5	1235–563	65 (1235)	46 (731)	44 (563)	49 (1037)
–/–	1,5	1186–730	69 (1186)	47 (739)	47 (730)	50 (901)
–/–	2,5	1143–726	72 (1143)	47 (741)	48 (726)	51 (813)

Примечание. В скобках указана температура кристаллизации минерала, при которой появляется плагиоклаз данного состава. Bt – биотит, Amp – амфибол, Qz – кварц.

Note. The crystallization temperature of the mineral at which the plagioclase of the given composition appears is indicated in parentheses. Bt – biotite, Amp – amphibole, Qz – quartz.

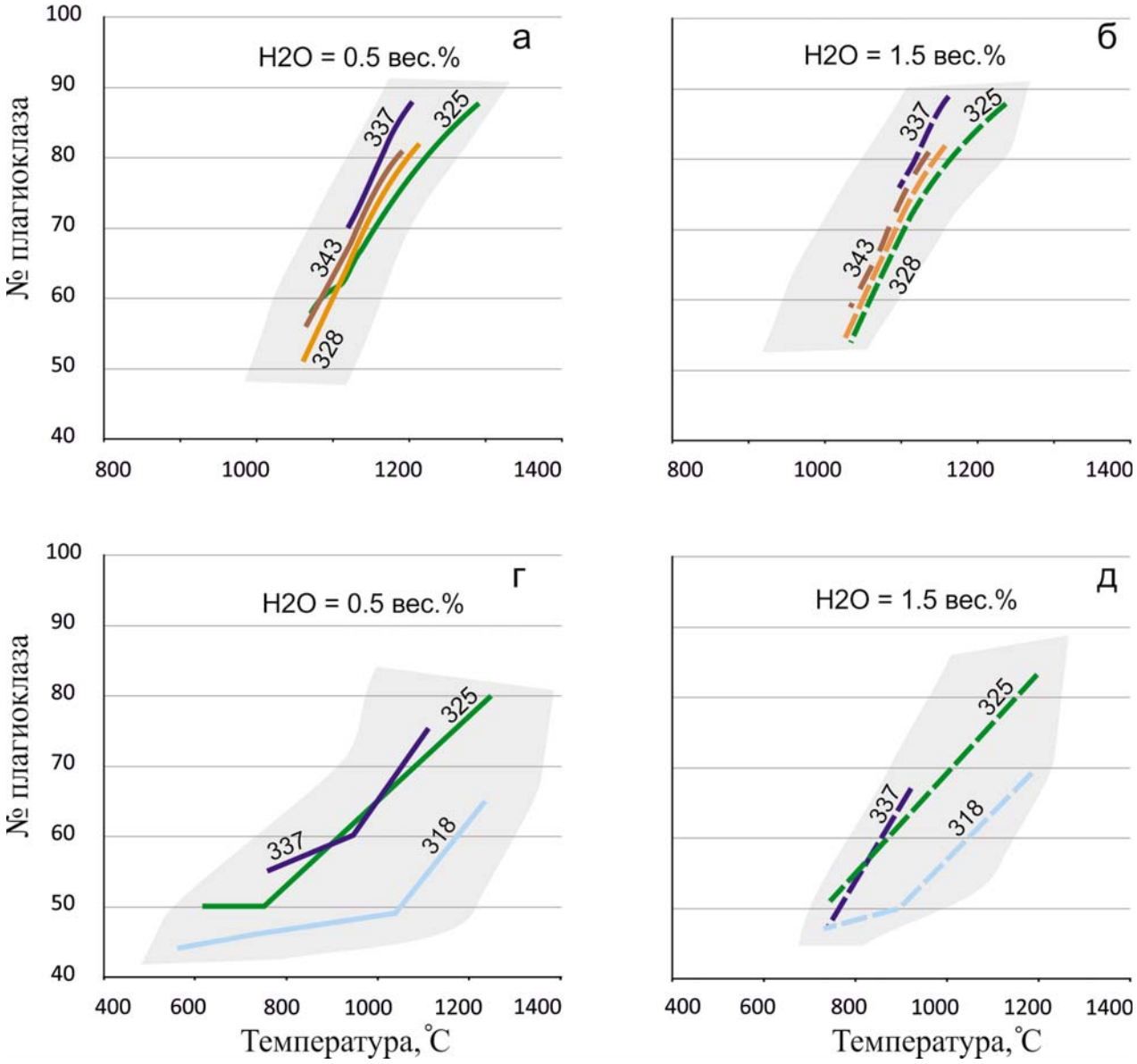


Рис. 7. Составы плагиоклазов, кристаллизующихся из расплавов первой, второй и третьей фаз внедрения массива Кааламо:

а, б – расчеты в программе COMAGMAT при содержании воды в расплаве 0,5 и 1,5 вес. % соответственно; в, г – аналогичные расчеты в программе rhyolite-MELTS. Серым полем выделены диапазоны составов плагиоклаза из всех возможных гипотетических составов расплава (58 образцов). Линиями с числами показаны расчеты для выборочных образцов, состав которых приводится в табл. 1

Fig. 7. Model compositions of plagioclases crystallizing from melts of the first, second and third phases of intrusion of the Kaalamo massive:

а, б – calculations of the compositions of plagioclase in the COMAGMAT program at a water content in the melt of 0.5 and 1.5 wt %, respectively; в, г – similar calculations in the rhyolite-MELTS program. The gray field highlights the ranges of compositions of crystallizing plagioclase from all possible hypothetical compositions of the melt (58 samples). Lines with numbers show calculations for samples, the composition of which is given in Table 1

Некоторые различия в расчетах, сделанных в программе COMAGMAT и MELTS, можно объяснить тем, что в базе данных программы MELTS присутствует модель твердого раствора шпинели. В ходе моделирования в этой программе на ранних этапах кристаллизации происходит образование высоко-Al шпинели. Позднее, за счет перитектической реакции, начинается кристаллизация плагиоклаза, а содержание шпинели уменьшается. В программе COMAGMAT модель твердого раствора шпинели отсутствует, поэтому Al из расплава сразу расходуется на кристаллизацию плагиоклаза.

Расчет фракционной кристаллизации в программе COMAGMAT смеси первой и второй фаз показал изменение состава плагиоклаза от An_{87} до An_{35} (содержание воды в расплаве принималось как 0,5 вес. %) и от An_{87} до An_{44} (содержание воды в расплаве 1,5 вес. %). В этом расчете фракционная кристаллизация рассматривалась от начала кристаллизации первого минерала и до момента, когда содержание кремнезема в остаточном расплаве достигло 60 %, что соответствует содержанию SiO_2 в наиболее кислой породе второй фазы внедрения Кааламского массива – кварцевом диорите.

По результатам расчета можно сделать вывод, что магма, состав которой отвечает реальным породам (табл. 3, табл. 4), а также гипотетическая родоначальная магма (смесь первой и второй фаз), не может воспроизвести при кристаллизации составы плагиоклазов ниже An_{30}. Плагиоклазы $An_{50–40}$ из пород третьей фазы внедрения могли образоваться либо в результате фракционной кристаллизации, либо из новой порции более кислого расплава. Составы плагиоклазов ниже An_{30} не моделируются, что согласуется с петрографическими наблюдениями, т. к. раскисление плагиоклазов до указанных составов сопровождается наложенными метаморфическими преобразованиями.

Обсуждение результатов

В плагиоклазах из различных магматических пород часто выявляют прямую (нормальную) и обратную зональности, когда содержание An уменьшается или увеличивается от центра кристалла к краю соответственно. Кроме этого, данный минерал нередко имеет осцилляторную зональность – в виде малопериодических изменений содержания анортитового минала в определенный момент роста кристаллов. Амплитуда вариаций состава может составлять 2–15 % An, длина волны 10–100 нм, а количество периодических колебаний варьирует от менее 10 до более 100 [Cahn, 1960; Bottinga et al., 1966; Haase et al., 1980 и другие]. Колебания состава накладываются на более масштабные, менее регулярные изменения содержания анортитового минала. Хотя периодические колебания состава в кристалле могут быть разной амплитуды и частоты даже в пределах одного индивида, амплитуда и длина волны могут оставаться вполне устойчивыми в отдельных зонах роста. Такие зоны роста бывают разделены промежуточными областями с резкими нециклическими изменениями состава.

Изучением осцилляторной зональности в плагиоклазах занимаются более 100 лет. Согласно данным Н. Л. Боуэна [Bowen, 1913], кристаллизующийся из расплава плагиоклаз обогащен Ca и Al и обеднен Na и Si относительно расплава. Для объяснения образования тонкой регулярной осцилляторной зональности К. Харлоффом [Harloff, 1927] был предложен механизм диффузии-пересыщения, основанный на градиенте составов. Согласно предложенной им схеме образования зональности, скорость роста плагиоклаза в начале цикла достаточно велика, чтобы уменьшить содержание Ca на границе «кристалл-расплав», так что последующая кристаллизация приводит к уменьшению содержания An в плагиоклазе. Снижение содержания Ca также уменьшает степень пересыщения относительно поверхности плагиоклаза, и, следовательно, скорость роста убывает. На этом этапе диффузионный поток Ca к границе кристалла пополняет расплав, и цикл повторяется.

Н. Л. Боуэн, Ф. Хомма [Bowen, 1928; Homma, 1932] и др. рассматривали осцилляторную зональность как результат повторяющихся движений между кристаллами и гетерогенным по составу или температуре расплавом. Данная гипотеза, так же как и нижеприведенные, подробно обсуждалась в статье Дж. А. Вэнса [Vance, 1962].

Е. С. Хиллс и Дж. М. Kapp [Hills, 1936; Carr, 1954] обсуждали эффект сдерживающего давления на кристаллизацию плагиоклазов и связывали образование осцилляторной зональности в плагиоклазах с циклическим изменением давления, которое вызвано конвективными движениями магмы. Другие исследователи [Karl, 1959] считали, что образование осцилляторной зональности зависит от колебания давления из-за циклического удаления летучих компонентов из магматической системы. Многие исследователи связывают возникновение осцилляторной зональности с воздействием вторичных процессов, включая диффузию в твердом состоянии [Goldsmith, 1952; Turner, Verhoogen, 1958].

Следует отметить, что образование осцилляторной зональности в плагиоклазах при циклическом изменении давления на фоне конвективного движения магмы не может объяснить ее в целом, т. к. конвективный подъем в этом механизме приведет к уменьшению давления, следствием чего может стать резорбция граней растущего кристалла. Это вызовет формирование нерегулярных коррозионных границ между отдельными осцилляциями.

Образование осцилляторной зональности с периодическим удалением летучих упирается в проблему объяснения механизма, позволяющего ритмично удалять одинаковые количества летучих (чтобы возникала повторяющаяся зональность). Кроме того, периодическое удаление летучих скорее характерно для приповерхностных субвулканических обстановок.

В более поздних работах ведущая роль в формировании осцилляторной зональности стала вновь придаваться механизму диффузии-пересыщения, хотя акцент делается на роли Al. Так, в работе [Bottinga et al., 1966] отмечается, что если рост кристаллов контролируется диффузией, то на границе между магмой и растущим кристаллом должны наблюдаться градиенты концентраций элементов, что может быть законсервировано при закалке в стекловатых магматических породах. Авторы приводят результаты микрозондового исследования океанического базальта, содержащего вкрапленники битовнита и стекловатую основную массу. При детальном анализе были найдены отклонения в концентрации Al, Si, Mg, Fe в стекле на границе с вкрапленниками плагиоклаза. Отсутствие градиента Na и Ca исследователи связывают с их большей подвижностью по сравнению с Si и Al, а также с их значительно меньшим фракционированием между жидкостью и плагиоклазом по сравнению с Fe и Mg.

Высказано предположение [Cahn, 1960], что в начале цикла роста грань кристалла гладкая, без энергетически выгодных участков для роста. Потому рост не происходит до тех пор, пока насыщение расплава не достигает порога, необходимого для начала двумерного зародышеобразования. Затем кристалл начинает расти послойно: появляется зародыш, по краям которого плотность энергетических связей больше, чем на остальных участках грани, поэтому к ним легче присоединяются новые атомы. Двумерное зародышеобразование на недостроенной поверхности ненамного сложнее, чем на исходной, а грань предполагает много изломов, перегибов и атомных ловушек. При этом возникает высокая поверхностная плотность участков, энергетически выгодных для присоединения новых атомов, грань растет по нормали к самой себе [Cahn, 1960]. Это период относительно быстрого роста, в течение которого содержание алюминия в приграничном слое расплава уменьшается. По мере уменьшения содержания алюминия рост грани замедляется и ограничивается наиболее благоприятными участками, а шероховатая поверхность начинает сглаживаться. В конце концов грань снова становится гладкой и рост кристалла приостанавливается до тех пор, пока диффузия алюминия в расплаве не приведет к перенасыщению на границе «кристалл-расплав», достаточному для повторения цикла.

Ряд исследователей [Haase et al., 1980] предлагают количественную модель роста плагиоклаза, в которой кристаллизация описывается как задача Стефана, а движение частиц в расплаве – уравнением диффузии. В этой модели исследователи предлагают, что росту An благоприятствуют поверхности, обогащенные An, а росту Ab – обогащенные Ab. Этим объясняются резкие изменения составов плагиоклаза.

А. Т. Дж. Андерсон [Anderson, 1984] считает, что осцилляторная зональность отражает приливные импульсы движения магмы, сдвигающие пограничный слой расплава возле растущих кристаллов, тем самым обновляя уровень насыщения на их гранях. Кристалл, находящийся у стенки магматической камеры, может относительно медленно подниматься в потоке магмы, испытывать лишь умеренную декомпрессию и пересыщение, и тогда образуются только осцилляторные зоны; кристалл около центра магматической камеры может подниматься относительно быстро и испытывать большую декомпрессию и перенасыщение, в таком случае образуются области с плавными переходами (неосцилляторные).

Схожие выводы можно найти в работе [Tepley et al., 2020]. По мнению авторов, вкрапленники плагиоклаза росли в системе, которая периодически испытывала влияние новых порций более высокотемпературной магмы с более низким соотношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более высокой концентрацией Sr. Во вкрапленниках плагиоклаза значительные изменения содержания An, соответствующие структурные неоднородности и систематическое уменьшение соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от ядра к краю отражают рост в системе, меняющей свои характеристики. Авторы предполагают, что магмы первоначально ассимилировали кору с высоким содержанием $^{87}Sr/^{86}Sr$ и впоследствии эволюционировали в результате частых событий «перезарядки» и поступления новых порций расплава с иным $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношением.

Зональность плагиоклаза как отражение магматических процессов обсуждалась В. Д. Щербаковым и П. Ю. Плечовым [Shcherbakov et al., 2010], которые интерпретируют

зональность в плагиоклазах вулкана Безымянный (Камчатка) как результат импульсной подпитки магматической камеры. Каждая зона в кристалле плагиоклаза является результатом кристаллизации новой порции магмы. Неглубокий магматический очаг испытывал поступление новых порций более высокотемпературной магмы, в результате которого вкрапленники плагиоклаза резорбировались (растворялись). Растворение вкрапленников и их смешивание с новой порцией поступившего вещества приводило к изменению состава основного расплава, а затем – к скачкообразной кристаллизации An после дальнейшего восстановления термического равновесия.

Существует ряд работ, посвященных моделированию условий образования химической зональности в плагиоклазах, основным критерием которых являются такие параметры, как диффузия и коэффициент распределения в системе «минерал-расплав».

Авторы работы [L'Heureux, Fowler, 1994] представили нелинейную динамическую модель осцилляторной зональности кристаллов плагиоклаза, которая основана на изотермическом, структурном механизме переохлаждения, включающем диффузию и кинетику роста в расплаве. Если ввести коэффициент распределения K, который влияет на состав расплава и на состав растущего кристалла, то при $K > 1$ система приближается к стабильному режиму равномерного роста, а при $K < 1$ модель показывает существование бифуркации Хопфа, приводящей к появлению осцилляторной зональности.

Из вышеприведенного обзора следует вывод, что осцилляторная зональность скорее определяется такими факторами, как скорость роста кристалла и ее зависимость от состава расплава и состояния граней, скорости диффузии частиц расплава. На появление этой зональности также влияет стехиометрия реакций кристаллизации, особенности механического перемещения растущей грани кристалла.

Расчеты, сделанные в программах COMAGMAT, MELTS, говорят о том, что из рассмотренных составов базитовых магм невозможна кристаллизация плагиоклазов ниже An_{30}. На основании полученных результатов можно предположить следующую вероятную модель образования Кааламского массива и формирования различных генераций плагиоклазов.

Из первоначального наиболее основного состава магмы образовался твердый раствор плагиоклаза в виде $\sim An_{80}$. Далее в результате фракционной кристаллизации и изменения состава остаточного расплава в более кислую область состав плагиоклаза доходил до $\sim An_{50}$. Из-за различной кинетики процессов часть плагиоклазов сохранили ядра с $\sim An_{80}$, в других плагиоклазах An_{80} раскислился до $\sim An_{50}$. Из диорит-гранодиоритовой магмы третьей фазы внедрения кристаллизуется плагиоклаз (An_{50-40}). На этом этапе возникли условия, благоприятные для формирования осцилляторной зональности.

Какие это могли быть условия? На ранних этапах кристаллизации благодаря значительному температурному градиенту между температурой расплава и температурой окружающих пород расплав остывал быстро, а кристаллизация происходила ускоренно, что подтверждается моделированием. Поэтому в наиболее ранних основных плагиоклазах ($\sim An_{80}$) осцилляторной зональности не наблюдается (см. рис. 5). Позднее, после достаточного прогрева вмещающих пород (согласно нашим расчетам, до 500–600 °C спустя 100–250 тысяч лет после внедрения магмы) скорость остывания расплава уменьшалась. Вероятно, скорость кристаллизации плагиоклаза также при этом замедлялась, и происходило термостатирование системы. При этом ключевую роль стали играть не внешние параметры минералообразования (изменение P, T, состава и подвижности магмы), а в значительной степени локальные – существующие на границе «минерал-расплав». Эффекты, связанные с разной скоростью диффузии химических элементов, стали определяющими для возникновения осцилляторной зональности. Такое объяснение лучше увязывается с наблюдаемой осцилляторной зональностью в плагиоклазах An_{50-40}.

Заслуживает внимания тот факт, что у плагиоклазов $\sim An_{50}$ из габбродиорита фиксируется слабая осцилляторная зональность, а у плагиоклазов An_{50-40} из тоналита – отчетливая (рис. 6 и 7). Если учесть, что более вязкая среда способствует существованию промежуточного слоя на границе «кристалл-расплав», в котором могут происходить диффузионные процессы, разница в проявлении осцилляторной зональности становится понятной. Более насыщенный кремнеземом тоналитовый расплав более вязок, чем расплав габбродиорита. Например, вязкость габбродиоритового расплава, по данным нашего моделирования в программе MELTS, составляет 0,438 П (пуаз), а тоналитового – 0,633 П, при

одинаковом содержании воды в обоих расплавах (1,5 вес. %).

Наиболее поздние плагиоклазы (~An_{30} и ниже) наблюдаются при перекристаллизации магматических плагиоклазов, они не имеют осцилляторной зональности и отражают стадии внутрикамерных поздне- и постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма.

Выводы

Изменение состава плагиоклаза в породах Кааламской интрузии происходит на магматической и постмагматической стадии кристаллизации и перекристаллизации этого минерала. Из магмы ультраосновного–основного состава при понижении температуры ниже ликвидуса плагиоклаза (приблизительно 1200–1150 °С) выпал твердый раствор в виде основного плагиоклаза (~An_{80}). Дальнейшее раскисление плагиоклаза происходит за счет фракционной кристаллизации клинопироксена и шпинели, при которой состав расплава смещается в сторону, богатую кремнекислотой и натрием. Кристаллизация относительно более кислого плагиоклаза, доходящего до An_{50}, может быть связана со смешением составов двух магм – фракционированной ранней и более поздней свежей порцией расплава. Таким образом кристаллизуется магматический плагиоклаз № 1 с ядром ~An_{80} и № 2 с ядром ~An_{50}.

У плагиоклазов промежуточного состава в краевых частях зерен с $An_{50–40}$ наблюдается осцилляторная зональность, которая указывает на возникшее стационарное состояние системы, когда в большей степени проявились диффузионные процессы на границе «кристалл-расплав». Этим условиям способствует некоторое термостатирование системы (медленное остывание) и возросшая вязкость магмы из-за смещения ее состава в кремнекислотную область.

Самые поздние плагиоклазы (An_{30} и кислее) образуются при перекристаллизации магматических плагиоклазов и отражают стадии поздне-, постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма. Время этого метаморфизма в рассматриваемом регионе определяется как 1,88–1,86 млрд лет назад [Ладожская…, 2020 и ссылки в ней], что практически синхронно с образованием интрузии.

Таким образом, изучение состава и характера зональности плагиоклаза, наряду с другими подходами и приемами, позволяет проследить особенности магматической и постмагматической стадий эволюции дифференцированных серий пород в интрузиях габброидов и может быть использовано для реконструкции процессов петрогенезиса и прояснения некоторых вопросов рудообразования.

Литература

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Шульдинер В. И. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. 1999а. № 3. С. 23–31.

Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». СПб., 1999б. (Фонды СЗРГЦ).

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: Формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 369 с.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1976. 165 с.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 46–56.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Макарова Г. В. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. Петрозаводск, 1971. (Фонды КГЭ).

Макарова Г. В., Борисова Р. И. Объяснительная записка к «Сводной геологической карте Северного Приладожья масштаба 1:100 000». Петрозаводск, 1977. (Фонды КГЭ).

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ / Всероссийский научно-исследовательский

геологический институт им. А. П. Карпинского [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/activity/labanalytics/lab/lab-operations/rentgenspektr.php (дата обращения: 21.02.2022).

Рид С. Дж. Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

Саранчина Г. М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.

Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. г.-м. наук. Л., 1968. 317 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1992. 152 с.

Шарпенок Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

Anderson A. T., Jr. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala // Am. Mineral. 1984. Vol. 69. P. 660–676.

Ariskin A. A., Frenkel M. Ya., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Comput. Geosci. 1993. Vol. 19. P. 1155–1170. doi: 10.1016/0098-3004(93)90020-6

Bottinga Y., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase // Am. Mineral. 1966. Vol. 51. P. 792–806.

Bowen N. L. The melting phenomema of the plagioclase feldspars // Am. Jour. Sci. 1913. Vol. 35. P. 577–599.

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. New York: Dover Publications Inc., 1928. 332 p.

Cahn J. W. Theory of crystal growth and interface motion in crystalline materials // Acta Metall. 1960. Vol. 8. P. 554–562.

Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Mineralog. Mag. 1954. Vol. 30. P. 367–375.

Ghiorso M. S., Gualda G. A. R. An H_2O-CO_2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. Vol. 169, no. 6. P. 53. doi: 10.1007/s00410-015-1141-8

Goldsmith J. R. Diffusion in plagioclase feldspars // J. Geology. 1952. Vol. 60. P. 288–291.

Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V., Carley T. L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. Vol. 53. P. 875–890. doi: 10.1093/petrology/egr080

Haase C. S., Chadam J., Feinn D., Ortoleva P. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar // Science. 1980. Vol. 209. P. 272–274.

Harloff C. Zonal structures in plagioclases // Leidsche Geol. Mededeel. 1927. Vol. 2. P. 99–174.

Hills E. S. Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspars // Geol. Mag. 1936. Vol. 73. P. 49–56.

Homma F. Ũber das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioclasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches // Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt. 1932. Vol. 12. P. 345–352.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Karl F. Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-graniten einiger periadriatischer Intrusivmasse // Geol. Bundesanstalt Jahrb. 1959. Vol. 102. P. 1–192.

L'Heureux I., Fowler A. D. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase // Am. Mineral. 1994. Vol. 79. P. 885–891.

Shcherbakov V. D., Plechov P. Yu., Izbekov P. E., Shipman J. S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. Vol. 162. P. 83–99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1

Tepley F. J., Davidson J. P., Tilling R. I., Arth J. G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon volcano, Mexico // J. Petrol. 2000. Vol. 41, no. 9. P. 1397–1411. doi: 10.1093/petrology/41.9.1397

Turner F. J., Verhoogen John. Igneous and metamorphic petrology, 2nd ed. New York: McGraw Hill Book Co., 1958. 694 p.

Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning // Am. Jour. Sci. 1962. Vol. 260. P. 746–760.

References

Anderson A. T., Jr. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *Am. Mineral.* 1984;69:660–676.

Ariskin A. A., Frenkel M. Ya., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.* 1993;19:1155–1170. doi: 10.1016/0098-3004(93)90020-6

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Kozyreva I. V., Konopelko D. L., Levchenkov O. A., Shuldiner V. I. U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions of the Northern Ladoga area. *Vestnik of Saint Petersburg State University*. 1999a;3:23–31. (In Russ.)

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Identification of petrological and geochemical standards of igneous complexes as indicators of paleogeodynamic settings in the Ladoga structural zone for geodynamic analysis at GDP-200: Report. St. Petersburg; 1999b. (SZRGTS funds). (In Russ.)

Bottinga Y., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Am. Mineral*. 1966;51:792–806.

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. New York: Dover Publications Inc.; 1928. 332 p.

Bowen N. L. The melting phenomema of the plagioclase feldspars. *Am. Jour. Sci.* 1913;35:577–599.

Cahn J. W. Theory of crystal growth and interface motion in crystalline materials. *Acta Metall*. 1960;8:554–562.

Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineralog. Mag.* 1954;30:367–375.

Glebovitskii V. A., ed. Geology and petrology of svecofennids in the Ladoga area. St. Petersburg: SPbGU; 2000. 200 p. (In Russ.)

Ghiorso M. S., Gualda G. A. R. An H_2O-CO_2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contrib. Mineral. Petrol*. 2015;169(6):53. doi: 10.1007/s00410-015-1141-8

Goldsmith J. R. Diffusion in plagioclase feldspars. *J. Geology.* 1952;60:288–291.

Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V., Carley T. L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.* 2012;53:875–890. doi: 10.1093/petrology/egr080

Haase C. S., Chadam J., Feinn D., Ortoleva P. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*. 1980;209:272–274.

Harloff C. Zonal structures in plagioclases. *Leidsche Geol. Mededeel.* 1927;2:99–174.

Hills E. S. Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspars. *Geol. Mag*. 1936;73:49–56.

Homma F. Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioclasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.* 1932;12:345–352.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 1971;8:523–548.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Gold and platinum of Karelia: Genetic types of mineralization and prospects. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. 369 p. (In Russ.)

Kratz K. O., ed. Intrusive basic-ultrabasic complexes of the Precambrian Karelia. Leningrad: Nauka Publ.; 1976. 165 p. (In Russ.)

Karl F. Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-graniten einiger periadriatischer Intrusivmasse. *Geol. Bundesanstalt Jahrb.* 1959;102:1–192.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex (Northern Priladozhye, Karelia). *Otechestvennaya geologiya = National Geology.* 2016;3:46–56. (In Russ.)

L'Heureux I., Fowler A. D. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *Am. Mineral*. 1994;79:885–891.

Makarova G. V. Report on resources investigation on copper, nickel and cobalt carried out by the Tokmaioksky party in Northern Ladoga area of the KASSR in 1969–70. Petrozavodsk; 1971. (KGE funds). (In Russ.)

Makarova G. V., Borisova P. I. Explanatory note to The integrated geological map of Northern Ladoga area 1:100,000 scale. Petrozavodsk; 1977. (KGE funds). (In Russ.)

Nagaitsev Yu. V. Petrology of metamorphic rocks of the Ladoga and White Sea complexes. Leningrad: LGU; 1974. 160 p. (In Russ.)

Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations. 3rd ed., rev. and suppl. St. Petersburg: VSEGEI; 2009. 200 p. (In Russ.)

Reed S. J. B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Moscow: Tekhnosfera; 2008. 232 p. (In Russ.)

Saranchina G. M. Petrology of the Kaalamo intrusion (southwestern Karelia). *Izvestiya Karelo-Finskoi nauchno-issledovatel'skoi bazy AN SSSR = Izv. Karelo-Fin. Scientific Research Bases of the USSR AS.* 1949;2:57–80. (In Russ.)

Saranchina G. M. Early Proterozoic magmatism of the Ladoga area: DSc (Dr. of Geol.) thesis. Leningrad; 1968. 317 p. (In Russ.)

Sharov N. V., ed. Proterozoic Ladoga structure (geology, deep structure and mineral genesis). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2020. 435 p. (In Russ.)

Sharpenok L. N., Kostin A. E., Kucharenko E. A. TAS-diagram the amount of alkalis – silica for chemical classification and diagnosis of plutonic rocks. *Regional'naya geologiya i metallogeniya = Regional Geology and Metallogenic.* 2013;56:40–50. (In Russ.)

Shcherbakov V. D., Plechov P. Yu., Izbekov P. E., Shipman J. S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contrib. Mineral. Petrol*. 2010;162:83–99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Precambrian stratigraphy of Karelia. Sortavala series of Lake Ladoga Svecokarelides. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1992. 152 p. (In Russ.)

Tepley F. J., Davidson J. P., Tilling R. I., Arth J. G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon volcano, Mexico. *J. Petrol.* 2000;41(9):1397–1411. doi: 10.1093/petrology/41.9.1397

Turner F. J., Verhoogen John. Igneous and metamorphic petrology, 2nd ed. New York: McGraw Hill Book Co.; 1958. 694 p.

Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Am. Jour. Sci.* 1962;260:746–760.

Velikoslavinsky D. A. Comparative characteristics of regional metamorphism of middle and low pressures. Leningrad: Nauka Publ.; 1972. 190 p. (In Russ.)

X-Ray spectral fluorescence analysis. Russian Geological Research Institute (VSEGEI). URL: https://vsegei.ru/en/activity/labanalytics/lab/lab-analytics/rentgenspektr.php (accessed: 21.02.2022). (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 22.11.2021; принята к публикации / accepted: 28.02.2022.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Анисимов Роман Леонидович
младший научный сотрудник

e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Кириллова Полина Алексеевна
младший научный сотрудник

e-mail:polinageo94@gmail.com

Балтыбаев Шаукет Каимович
д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник

e-mail:shauket@mail.ru

Галанкина Ольга Леонидовна
канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail:galankinaol@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Anisimov, Roman
Junior Researcher

Kirillova, Polina
Junior Researcher

Baltybaev, Shauket
Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher

Galankina, Olga
Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 70–81
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 70–81
DOI: 10.17076/geo1544

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 553.411 (470.21)

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ U-PB (SHRIMP-RG) И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ (W, LI) АПЛИТОВИДНЫХ ГРАНИТОВ МУРМАНСКОГО БЛОКА

Н. М. Кудряшов[1]*, О. В. Удоратина[2], А. А. Калинин[1], Е. В. Галеева[1], М. А. Кобл[3]

[1] *Геологический институт ФИЦ «Кольский научный центр РАН» (ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., Россия, 184209), *nik@geoksc.apatity.ru*
[2] *Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН (ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Коми, Россия, 167982)*
[3] *Стэнфордский университет (Стэнфорд, Калифорния, США, 94305)*

В работе приведены результаты геохимического и изотопно-геохронологического изучения циркона из аплитовидных гранитов с шеелитовой и сподуменовой минерализацией. Научный интерес к этим гранитам связан с поиском источников вещества крупнейшего в мире Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов, а также с оценкой потенциального вольфрамового оруденения в пределах Кольской металлогенической провинции. До настоящего времени нет достоверных данных о возрасте сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, а возраст возможных материнских гранитов укладывается в широкий временной диапазон от 2,7 до 1,9 млрд лет. Циркон в исследованных гранитах характеризуется внутрифазовой неоднородностью, наблюдаются менее измененные, преимущественно центральные, зоны и наиболее измененные краевые зоны. Концентрации урана в каждой из зон сильно варьируют, увеличиваясь в наиболее измененном цирконе в 2–3 раза. По геохимическим характеристикам циркон в гранитах относится к двум типам: магматическому и метасоматическому. Новые U-Pb (по циркону) изотопно-геохронологические данные с возрастом 2723 ± 11 млн лет отражают время кристаллизации аплитовидных гранитов, а возраст 2207 ± 15 млн лет определяет время их метасоматических преобразований, с которыми, возможно, связана шеелитовая и сподуменовая минерализация. Полученные результаты могут служить временными маркерами формирования Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов.

Ключевые слова: U-Pb (SHRIMP-RG) изотопный возраст циркона; шеелитовая и сподуменовая минерализация; редкометалльные пегматиты; Фенноскандинавский щит

Для цитирования: Кудряшов Н. М., Удоратина О. В., Калинин А. А., Галеева Е. В., Кобл М. А. Изотопно-геохронологические U-Pb (SHRIMP-RG) и геохимические

характеристики циркона из редкометалльных (W, Li) аплитовидных гранитов Мурманского блока // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 70–81. doi: 10.17076/geo1544

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00589 и является вкладом в выполнение госзадания ГИ КНЦ РАН № 0231-2019-0053.

N. M. Kudryashov[1]*, O. V. Udoratina[2], A. A. Kalinin[1], E. V. Galeeva[1], M. A. Coble[3]. ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL U-Pb (SHRIMP-RG) AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ZIRCON FROM RARE METAL (W, Li) APLITE GRANITE OF THE MURMANSK BLOCK

*[1] Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (14 Fersmana St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia), *nik@geoksc.apatity.ru*
[2] Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (54 Pervomayskaya St., 167982 Syktyvkar, Komi Republic, Russia)
[3] Stanford University, Department of Geological Sciences Research and Development (Stanford, California, USA, 94305)

The article presents the results of geochemical and isotope geochronological investigations of zircon from aplite granite with scheelite and spodumene mineralization. The mineralized granite is of scientific interest as a possible source of matter for the world's largest spodumene pegmatite Kolmozero deposit, and for the tungsten mineralization in the Kola metallogenic province. As of now, no data are available on the age of the spodumene pegmatite Kolmozero deposit, and the estimated age of possible 'mother' granites is 2.7 to 1.9 Ga. Zircons from the studied granite are characterized by internal inhomogeneity, with less altered central parts and intensely altered outer parts. Uranium content in zircon is changeable as well, being 2–3 times higher in the altered parts of the grains. Zircons are of two geochemical types – magmatic and metasomatic. New isotope geochronological U-Pb data for zircon indicate the 2723 ± 11 Ma age of crystallization of the aplite granite, and 2207 ± 15 Ma age of alteration and, probably, of the formation of spodumene and scheelite mineralization. These figures may indicate the age of the rare metal spodumene pegmatite in the Kolmozero deposit.

Keywords: U-Pb (SHRIMP-RG) isotope age of zircon; scheelite and spodumene mineralization; rare metal pegmatite; the Fennoscandian Shield

For citation: Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Kalinin A. A., Galeeva E. V., Coble M. A. Isotope-geochronological U-Pb (SHRIMP-RG) and geochemical characteristics of zircon from rare metal (W, Li) aplite granite of the Murmansk block. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:70–81. doi: 10.17076/geo1544

Funding. The study was supported by RSF grant #22-27-00589, and is a contribution to the implementation of state assignment to the Geological Institute KSC RAS #0231-2019-0053.

Введение

В мире известно множество случаев, когда можно проследить четкую связь между гранитами и пегматитовыми жилами с редкометалльной минерализацией [Černý, 1991; London, 2008, 2018; Tkachev, 2011; Sweetapple, Collins, 2012; Загорский и др., 2014; Анникова и др., 2016; Wang et al., 2017]. Обычно это хорошо структурно развитые гранитные плутоны, геохимические и изотопно-геохронологические характеристики которых надежно указывают на их связь с пегматитами. В то же время для многих пегматитовых полей родоначальные граниты установить достаточно сложно. Эти трудности связаны с тем, что пегматитовые тела могут быть удалены на многие километры от их источника. Кроме того, длительная геологическая эволюция архейских структур делает задачу поиска источников вещества редкометалльных пегматитов трудноразрешимой. Впрочем, существует и кардинально противоположная точка зрения на генезис некоторых редкометалльных пегматитов. Она заключается в отсутствии

«материнских» гранитов как таковых, определяя дайки и жилы пегматитов как самостоятельный тип гранитов [Бескин, Марин, 2019]. Одним из основных методов решения задачи поиска источников вещества пегматитов являются изотопно-геохронологические исследования гранитов, содержащих редкометалльную минерализацию и пространственно локализованных вблизи пегматитовых полей.

Проявления шеелитовой минерализации в Кольском регионе незначительны, повышенные концентрации вольфрама сосредоточены в основном в Кейвской структуре. В Восточных Кейвах известно проявление вольфрама Нусса, связанное с гидротермально-метасоматическими преобразованиями биотитовых гнейсов лебяжинской свиты на контакте со сланцами червуртской свиты [Басалаев, Калинин, 1991]. Повышенное содержание вольфрама (до 0,1 %) обнаружено в некоторых рудных зонах редкометалльных рудопроявлений Юго-Западных Кейв – Ельозерском и Лаврентьевском, которые, как предполагается, связаны с субщелочными гранитами [Костин, Костина, 1973; Казаков, 1989].

Район исследования располагается в северо-восточной части Кольского региона на границе двух крупных блоков архейского возраста – Мурманского и Кейвского, в верхнем течении реки Ачерйок (рис. 1, a). На основе ревизионно-рекогносцировочных работ Мурманской комплексной геолого-геофизической экспедицией этот участок был выделен как фрагмент Норвежско-Кейвского пояса в пределах Мурманского блока [Костин, Костина, 1970]. Здесь обнажаются микроклинизированные амфибол-биотитовые гнейсы, которые прорываются штокообразными интрузиями и жильными телами аплитовидных лейкократовых гранитов мощностью от 10 до 200 м, протяженностью до 1,5 км. Контакт амфибол-биотитовых гнейсов с гранат-биотитовыми гнейсами (лебяжинская серия) Кейвского блока трассируется выходами габброанортозитов (рис. 1, b). Следует отметить, что позиция изученных гранитов вблизи границы Мурманского блока близка к позиции колмозерских пегматитов.

Аплитовидные лейкократовые граниты имеют розоватый цвет, выделяются массивной мелкозернистой текстурой и гранобластовой структурой. В отличие от вмещающих гнейсов граниты не затронуты общим рассланцеванием, в различной степени альбитизированы, микроклинизированы и мусковитизированы. Минеральный состав: микроклин – 30–60 %, кварц – 30–45 %, плагиоклаз – 15–35 %, биотит – 1–5 %, мусковит 1–5 %, акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит, шеелит. По петрохимическим характеристикам аплитовидные граниты отвечают лейкогранитам и щелочным лейкогранитам и относятся к субщелочной серии. Мелкие кристаллы шеелита размером 0,2–0,5 мкм хорошо просматриваются в ультрафиолетовом свете в виде скоплений или отдельных зерен ярко-голубого цвета. Сподуменовая минерализация была отмечена преимущественно в амфибол-биотитовых гнейсах, а также при шлиховом анализе в русле р. Ачерйок, и может быть генетически связана с редкометалльными пегматитами Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов [Костин, Калинкина, 1988]. Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов расположено в нескольких десятках километров от района исследования, в юго-восточной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья мезоархейского возраста, с северо-востока оно ограничено гранитоидами Мурманского блока и с юго-запада – субщелочными гранитами Западно-Кейвского массива (рис. 1, a). Жилы и дайки сподуменовых пегматитов секут габброанортозиты Патчемварекского массива с возрастом 2925 ± 7 млн лет [Кудряшов, Мокрушин, 2011]. Время формирования сподуменовых пегматитов месторождения не установлено, также не выявлены и родоначальные граниты, как возможные источники вещества этих пегматитов.

Методы исследования

Локальное U-Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG по методике, описанной в [Ireland, 1995; Coble et al., 2018]. Катодолюминесцентный анализ выполнен там же на сканирующем электронном микроскопе JEOL LV 5600. Обработка аналитических данных проводилась по программе SQUID-2 [Ludwig, 2009]. Концентрации элементов-примесей (Ti, Fe, Y, REE, Hf, U, Th) были рассчитаны относительно состава циркона Мадагаскар Грин (MAD) [Barth et al., 2010]. Для построения спектров распределения РЗЭ в цирконе значения были нормированы на состав хондрита CI [Boynton, 1984]. Температура кристаллизации циркона оценивалась с помощью термометра Ti-in-Zrn [Watson, Harrison, 1983]. При построении U-Pb диаграмм с конкордией использовалась программа ISOPLOT/Ex [Ludwig, 2012].

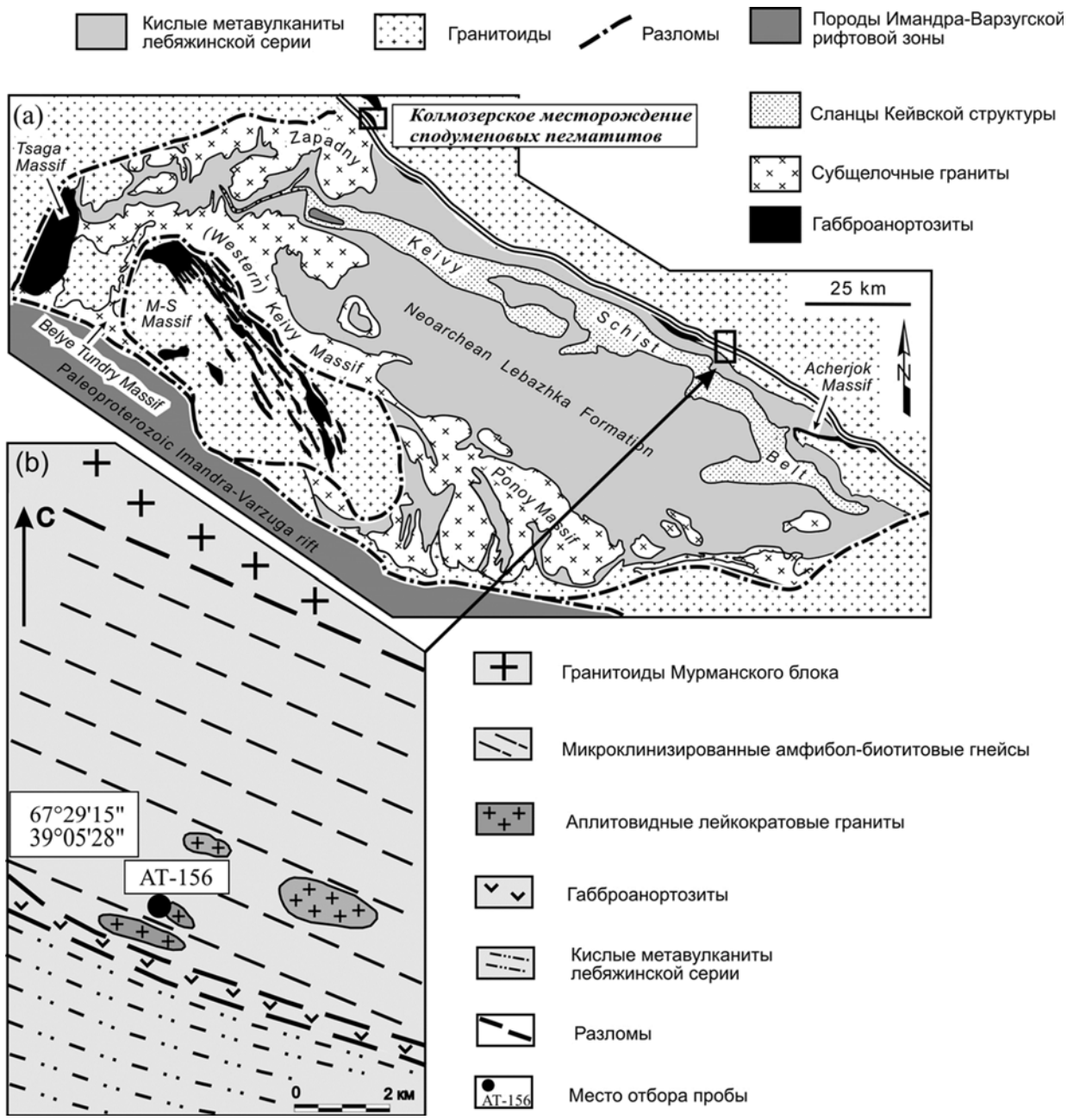


Рис. 1. (a) – схематическая геологическая карта Кейвской структуры ([Mitrofanov, 1996], с упрощениями по: [Balagansky et al., 2021]). M-S – Медвежье-Щучьеозерский массив; (b) – геологическая схема района исследования [Костин, Костина, 1970]

Fig. 1. (a) – schematic geological map of the Keivy Terrane (from [Mitrofanov, 1996], simplified after: [Balagansky et al., 2021]). M-S Massif – Medvezhiye-Shchuchieozersky Massif; (b) – schematic geological map of the research area [Kostin, Kostina, 1970]

Результаты и обсуждение

Циркон из небольшой интрузии аплитовидных гранитов (проба AT-156, рис. 1, b) представлен в разной степени измененными коричневыми кристаллами дипирамидально-призматического облика размером 100–200 мкм. Включения представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и апатитом. В катодолюминесценции циркон характеризуется внутрифазовой неоднородностью, центральные части зерен более светлые и полупрозрачные, краевые – темные и непрозрачные. В центре отдельных проанализированных кристаллов наблюдаются участки с тонкой эвгедральной зональностью роста (рис. 2). Наличие подобных структурных зон означает, что первичные кристаллы не всегда находились в равновесии

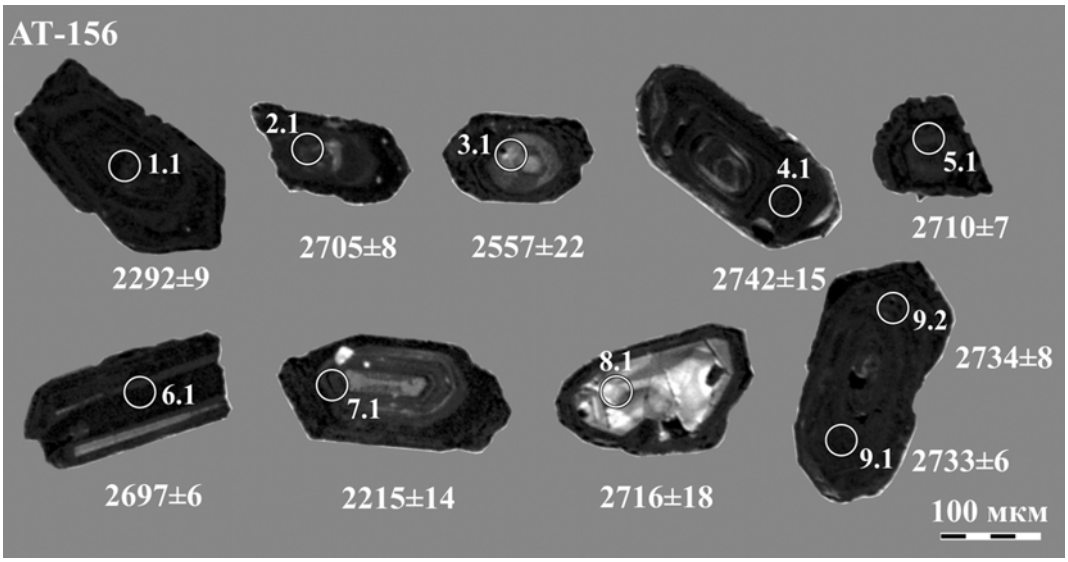


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение циркона из аплитовидных гранитов. Кружками отмечены места анализа и возраст по $^{207}Pb/^{206}Pb$ в млн лет

Fig. 2. Cathodoluminescence images of zircon grains from aplite granite. White circles indicate the analytical spots and $^{207}Pb/^{206}Pb$ age, Ma

с кристаллизующейся средой. Механизм образования подобных цирконов сложен и может включать несколько разных процессов [Zamyatin et al., 2017]. Кроме того, способность циркона к изменениям возрастает у цирконов с нарушенной структурой вследствие метамиктности, трещиноватости или пластических деформаций. Наиболее подвержены изменениям цирконы с высокими концентрациями U и Th, значительные нарушения кристаллической структуры происходят при радиоактивном распаде этих элементов [Ewing et al., 2003; Geisler et al., 2007]. Концентрации U и Th в изученном цирконе из аплитовидных гранитов сильно варьируют, в наиболее измененных зонах содержание урана увеличивается в 2 и более раз. Для магматического циркона обычно отношение Th/U > 0,1, если только циркон не был изменен [Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2015], для метаморфических (метасоматических) цирконов обычно Th/U < 0,1 [Rubatto, Gebauer, 2000]. В наиболее измененных участках циркона 1.1 и 7.1 отношения Th/U самые низкие и равны 0,13 и 0,03 соответственно (табл. 1).

Таблица 1. Содержание иттрия, редкоземельных элементов, железа и титана (ppm) и температура кристаллизации исследованных цирконов

Table. 1. Content of yttrium, rare earth elements, iron and titanium (ppm) and crystallization temperature in the studied zircons

Точка / Элемент Spot / Element	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	9.2
Ti^{48}	14,3	4,7	55,2	5,3	7,2	1,4	17	22,9	16,2	7,0
Fe	278	102	272	72	162	95	450	142	123	120
Y	492	618	788	638	837	182	1166	1053	632	741
La	10,72	0,16	10,8	0,01	6,72	0,01	0,04	0,77	5,49	9,06
Ce	14	47	90	63	120	4	81	58	77	182
Nd	2,0	1,3	29,6	1,0	26,0	0,1	0,7	6,7	22,4	24,2
Sm	0,5	1,7	8,2	2,1	6,4	0,1	1,9	5,0	4,5	8,8
Eu	0,6	0,3	2,2	0,8	1,7	0,1	0,6	3,1	0,9	2,0
Gd	8,2	13,9	34,9	17,6	28,9	0,8	25,4	49,2	19,5	27,2
Dy	34	55	88	58	75	8	102	124	58	69

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

Точка / Элемент Spot / Element	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	9.2
Er	97	119	130	119	154	34	212	182	115	135
Yb	347	225	224	246	313	154	461	280	249	287
Hf	10 631	10 543	7833	10 057	9 158	20 251	10 603	8116	10 867	9861
Th/U	0,13	0,56	0,92	0,76	0,74	0,75	0,03	1,22	0,6	0,55
Eu/Eu*	0,28	0,06	0,13	0,13	0,13	0,16	0,08	0,2	0,1	0,13
Ce/Ce*	2,97	103,3	5,06	481,8	9,05	186,7	253,2	25,21	6,98	12,32
ΣREE	514	463	618	508	732	201	884	709	551	744
ΣLREE	27,2	50,2	138,6	66,0	159,1	4,2	83,6	70,5	109,4	224,1
ΣHREE	486	413	477	441	571	197	800	635	441	518
Yb_n/La_n	47,6	2122	30,6	71547	68,7	45 395	16 982	533,7	66,8	46,7
Sm_n/La_n	0,07	17,52	1,21	647,99	1,51	46,66	77,96	10,27	1,32	1,56
T(Ti), C °	862	745	1045	758	788	644	883	920	877	785

Спектры РЗЭ в исследованных цирконах имеют в целом дифференцированный характер распределения от легких к тяжелым РЗЭ. Спектры точек 3.1, 5.1, 9.1 и 9.2 сходны между собой, характеризуются общим высоким содержанием РЗЭ (551–744 ppm), пологим спектром легких РЗЭ (Sm_n/La_n варьирует от 1,21 до 1,56 ppm), имеют небольшую положительную Ce-аномалию (Ce/Ce* = 5–12) и обогащены тяжелыми РЗЭ (441–635 ppm) (табл. 1, рис. 3). Описанные спектры распределения характерны для циркона магматического генезиса [Hoskin, 2005]. Спектры точек 2.1, 4.1, 6.1 и 8.1 повторяют в целом общий рисунок вышеописанных точек, но отличаются значительно низким содержанием легких элементов, в частности La (0,01–0,77 ppm). Кроме этого, в них отмечается небольшая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0,06–0,2), а также хорошо выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce* = 25–186). В совокупности спектры распределения этих четырех точек тоже можно отнести к циркону магматического генезиса, но в разной степени измененному наложенными метасоматическими процессами. От вышеприведенных спектров резко отличается точка 1.1 (рис. 3). Этот спектр имеет V-образную форму без выраженных аномалий по Ce и Eu, что указывает на нарушения кристалличности структуры циркона, вызванные гидротермально-метасоматическими процессами [Hoskin, 2005]. Таким образом, рассмотренные особенности распределения редких и редкоземельных элементов позволяют отнести циркон из аплитовидных гранитов к двум типам: магматическому (с наблюдаемыми в некоторых участках циркона изменениями) и метасоматическому.

Определение температуры кристаллизации циркона является важным фактором оценки кристаллизующейся среды. Циркон из аплитовидных гранитов отличается концентрациями Ti в разных зонах. В сильно измененных зонах циркона содержание Ti составляет в среднем 25 ppm, в менее измененных – в среднем 5 ppm, поэтому к температурам кристаллизации циркона, рассчитанным с помощью Ti-термометра [Watson, Harrison, 1983], следует подходить критически. Наиболее корректно использовать только значения температуры, полученные для наименее измененных участков циркона. Для таких участков температурный интервал был оценен как 650–750 °C (табл. 1).

Для девяти проанализированных точек циркона были построены две дискордии. Одна проведена по семи проанализированным точкам (2.1, 4.1, 5.1, 6.1, 8.1, 9.1 и 9.2), другая по двум точкам (1.1 и 7.1) (табл. 2, рис. 4). Для семи точек получен дискордантный возраст 2723 ± 11 млн лет, СКВО = 9,3, по двум точкам была проведена дискордия, возраст которой составил 2207 ± 15 млн лет (рис. 4). Аналитическая точка 3,1 оказалась выше конкордии и в расчет не принималась. Как видно на рис. 4, практически все аналитические данные дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы за счет частичного выноса свинца.

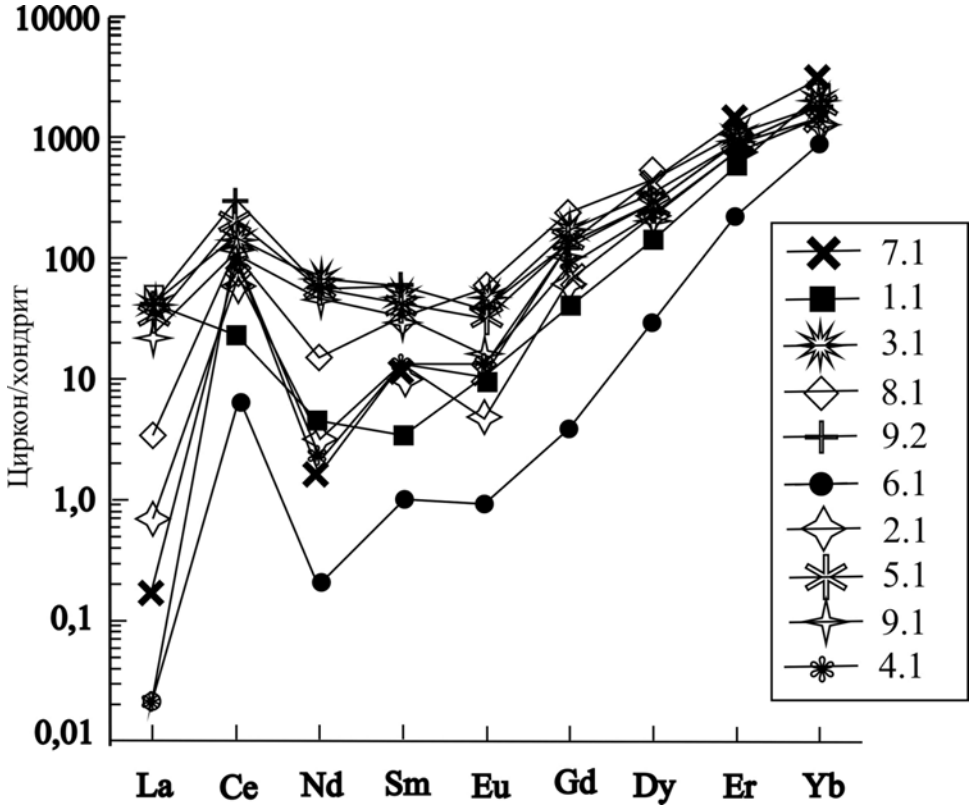


Рис. 3. Распределение РЗЭ в цирконе из аплитовидного гранита, нормирован на хондрит по: [Boynton, 1984]

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns for the zircon from aplite granite (data sources from Table 1). Normalizing chondrite values [Boynton, 1984]

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного исследования циркона из аплитовидного гранита

Table 2. U-Pb isotope data for the zircon from aplite granite

Номер точки Spot no.	$^{206}Pb_c$, %	Содержание, мкг/г Content, μg/g			^{232}Th / ^{238}U	Изотопные отношения ± % Isotope ratios ± %			RhO	Возраст, млн лет Age, Ma		D, %
		$^{206}Pb^*$	U	Th		^{207}Pb / ^{206}Pb	^{207}Pb / ^{235}U	^{206}Pb / ^{238}U		^{206}Pb / ^{238}U	^{207}Pb / ^{206}Pb	
AT-156-7.1	0,31	542	1614	1208	0,77	0,139 ± 0,8	7,5 ± 2,1	0,391 ± 2,0	0,92	2127 ± 41	2215 ± 14	+5
AT-156-1.1	0,31	393	1642	207	0,13	0,145 ± 0,5	5,6 ± 1,5	0,279 ± 1,4	0,94	1519 ± 21	2292 ± 9	+35
AT-156-3.1	1,02	55	113	104	0,95	0,170 ± 1,3	13,4 ± 2,3	0,570 ± 1,9	0,82	2802 ± 50	2557 ± 22	-17
AT-156-8.1	0,68	42	105	129	1,26	0,179 ± 1,1	11,3 ± 2,1	0,460 ± 1,8	0,85	2405 ± 44	2642 ± 18	+9
AT-156-9.2	0,25	208	527	291	0,57	0,181 ± 0,5	11,4 ± 1,5	0,459 ± 1,4	0,94	2413 ± 31	2660 ± 8	+10
AT-156-6.1	0,07	286	671	21	0,03	0,183 ± 0,4	12,5 ± 1,6	0,495 ± 1,5	0,97	2597 ± 33	2683 ± 6	+4
AT-156-2.1	0,13	152	348	197	0,58	0,186 ± 0,5	13,0 ± 1,6	0,508 ± 1,5	0,94	2652 ± 34	2705 ± 8	+3
AT-156-5.1	0,14	214	502	373	0,77	0,186 ± 0,4	12,7 ± 1,5	0,496 ± 1,4	0,96	2587 ± 33	2710 ± 7	+5
AT-156-9.1	0,11	252	615	368	0,62	0,189 ± 0,4	12,4 ± 1,4	0,477 ± 1,4	0,97	2499 ± 31	2733 ± 6	+10
AT-156-4.1	0,14	234	519	395	0,79	0,190 ± 0,9	13,8 ± 3,6	0,525 ± 3,5	0,97	2712 ± 84	2742 ± 15	+1

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0,29 %. Погрешности даны на уровне 1σ; ^{206}Pbc и $^{206}Pb^*$ указывают содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Измеренные отношения скорректированы на ^{204}Pb, D – дискордантность: D = 100 × [возраст (($^{207}Pb/^{206}Pb$) / возраст ($^{206}Pb/^{238}U$)) – 1], Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели [Stacey, Kramers, 1975].

Note. Error in the calibration standard is 0.29 %. The errors are given 1σ, ^{206}Pbc and $^{206}Pb^*$ – common and radiogenic lead. Corrected ratios and ^{206}Pb content are corrected for ^{204}Pbc. D is discordance: D = 100 × [age (($^{207}Pb/^{206}Pb$) / age ($^{206}Pb/^{238}U$)) – 1]. Rho is the error correlation coefficient of radiogenic $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{207}Pb/^{235}U$. Isotope ratios are corrected for mass fractionation, blank and common lead according to the model [Stacey, Kramers, 1975].

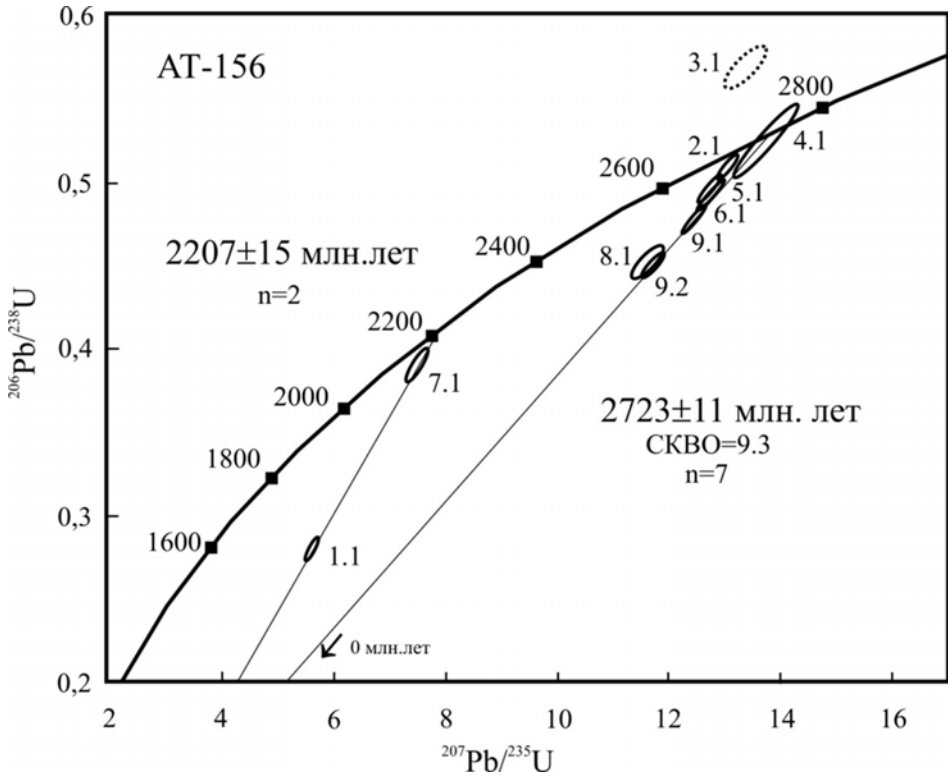


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из аплитовидного гранита. Сплошные эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет дискордии; пунктирные эллипсы – не включенные в расчет дискордии

Fig. 4. Concordia diagram for the zircon from the aplite granite. Solid ellipses – analytical data included in the discordance calculation; dotted ellipses – not included in the discordance calculation

В наименее измененных зонах циркона концентрации урана составляют 100–670 ppm, тогда как в точках 1.1 и 7.1, где изменения максимальны, значения U в 2–3 раза выше и равны 1610–1640 ppm. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом 2723 ± 11 млн лет отражает время кристаллизации циркона при формировании аплитовидных гранитов, а возраст 2207 ± 15 млн лет в связи с малым количеством изотопных данных можно лишь предварительно определить как время наложенного метасоматического процесса.

Заключение

Для большинства гранитоидов, размещенных в пределах Мурманского блока, изотопно-геохронологические данные имеют мезо-неоархейский возраст [Timmerman, Daly, 1995; Козлов и др., 2006]. Возраст регионального метаморфизма амфиболитовой фации пород оценивается как неоархейский – 2,77–2,73 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Кудряшов и др., 2015]. Гранитоиды Мурманского блока через зону глубинного разлома граничат с породами Кейвского блока (рис. 1). Основу Кейвского блока составляют кислые и средние метавулканиты, высокоглиноземистые гнейсы, углеродистые сланцы, кварциты, щелочные граниты и габбро-анортозиты. U-Pb (TIMS) возраст цирконов из метаморфизованных риодацитов лебяжинской свиты составляет 2871 ± 15 млн лет [Беляев, Петров, 2000]. Новые U-Pb (SHRIMP II) изотопно-геохронологические данные циркона из кислых вулканитов лебяжинской свиты определяют время их формирования в 2678 ± 7 млн лет [Balagansky et al., 2021]. Все толщи прорываются субщелочными анорогенными гранитами с возрастом 2,65–2,67 млрд лет [Zozulya, Bayanova, 2005]. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из габбро-анортозитов Ачинского массива определен в 2674,7 ± 9,7 млн лет [Кудряшов и др., 2019]. Полученные изотопно-геохронологические данные 2723 ± 11 млн лет для магматического циркона из аплитовидных гранитов также указывают на неархейское время их кристаллизации. Процессы интенсивной микроклинизации и последующей мусковитизации как сильно рассланцованных и катаклазированных

вмещающих амфибол-биотитовых гнейсов, так и аплитовидных гранитов, по-видимому, сопровождались появлением акцессорных шеелита, сподумена и других минералов редких металлов. По результатам изотопно-геохронологического изучения метасоматически измененного циркона время этих процессов можно приблизительно оценить в 2,2 млрд лет. Полученные результаты могут служить временными маркерами формирования Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов, более определенно говорить о времени и условиях формирования редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения можно будет только после определения их возраста.

Авторы благодарны всем сотрудникам группы сепарации вещества Геологического института КНЦ РАН, а также А. В. Чернявскому (ГИ КНЦ РАН), В. И. Басалаевой (ГИ КНЦ РАН) и Р. И. Корнейкову (ИХТРЭМС КНЦ РАН) за помощь в проведении полевых исследований и подготовке образцов для геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

Литература

Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Смирнов С. З., Гаврюшкина О. А. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 5. С. 451–475. doi: 10.7868/S0016777016050026

Басалаев А. А., Калинин А. А. Вольфрамовое оруденение верхнеархейских супракрустальных комплексов Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1058–1061.

Беляев О. А., Петров В. П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 2002. Т. 2. С. 195–207.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки РМО. 2019. Т. 148, № 4. С. 1–16. doi: 10.30695/zrmo/2019.1484.00

Загорский В. Е., Владимиров А. Г., Макагон В. М., Кузнецова Л. Г., Смирнов С. З., Дьячков Б. А., Анникова И. Ю., Шокальский С. П., Уваров А. Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 303–322.

Казаков Н. В. Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области (медно-никелевые руды, фосфатное сырье, нетрадиционные типы полезных ископаемых). Апатиты, 1989. С. 30–31.

Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Глазнев В. Н., Козлова Н. Е., Иванов А. А., Кудряшов Н. М., Мартынов Е. В., Тюремнов В. А., Матюшкин А. В., Осипенко Л. Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.

Костин В. А., Костина Н. А. Отчет по результатам ревизионно-рекогносцировочных работ, проведенных в пределах восточной части Мурманского блока гранитоидов (по работам за 1967–69 гг.). Апатиты, 1970. Т. 1. 67 с.

Костин В. А., Костина Н. А. Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра, 1973. С. 277–279.

Костин В. А., Калинкина А. С. Акцессорная сподуменовая минерализация в гнейсах и гранитах восточной части Балтийского щита // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 165–169.

Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173–189.

Кудряшов Н. М., Калинин А. А., Лялина Л. М., Серов П. А., Елизаров Д. В. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопроявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.

Кудряшов Н. М., Балаганский В. В., Удоратина О. В., Мокрушин А. В., Кобл М. А. Время формирования габбро-анортозитов Ачинского комплекса: U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологическое изучение циркона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 318–322. doi: 10.31241/FNS.2019.16.064

Пушкарев Ю. Д., Кравченко Е. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381. Art. 105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Barth A. P., Tani K., Meffre S. Wooden J. L., Coble M. A., Arculus R. J., Ishizuka O., Shukle J. T. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcaniclastic rocks from the Philippine Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. Vol. 18, iss. 10. P. 3576–3591. doi: 10.1002/2017GC006948

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S. Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 602–622.

Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Developments in Geochemistry. 1984. Vol. 2. P. 63–114. doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Coble M. A., Vazquez J., Barth A. P., Wooden J., Burns D., Kylander-Clark A., Jackson S., Vennari C. E. Trace Element Characterization of MAD-559 Zircon Reference Material for Ion Microprobe Analysis // Geostand. Geoanalytical Res. 2018. Vol. 42. P. 481–497. doi: 10.1111/ggr.12238

Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geosci. Can. 1991. Vol. 18. P. 49–67.

Ewing R. C., Meldrum A., Wang L., Weber W. J., Corrales L. R. Radiation effects in zircon // Rev. Mineral. Geochem. 2003. Vol. 53. P. 387–425.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in acqueous fluids and melts // Elements. 2007. Vol. 3. P. 43–50.

Grimes C. B., Wooden J. L., Cheadle M. J., John B. E. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. Vol. 170. P. 1–26. doi: 10.1007/s00410-015-1199-3

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Ireland T. R. Ion Microprobe Mass-Spectrometry: Techniques and Applications in Cosmochemistry and Geochronology // Advances in Analytical Geochemistry / Eds. M. Hyman, M. Rowe. UK. 1995. Vol. 2. P. 1–118.

London D. Pegmatites // Spec. Publ. Can. Mineral. 2008. Vol. 10. P. 1–368.

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites // Ore Geology Reviews. 2018. Vol. 101. P. 349–383. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.020

Ludwig K. R. SQUID 2: A User's Manual. Rev. // Berkeley Geochronology Centre Special Publication. 2009. No. 5. P. 1–110.

Ludwig K. R. Isoplot 3.75, a Geochronological Toolkit for Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. No. 5. P. 1–75.

Mitrofanov F. P. (ed.). Geological Map of the Kola Region (North-Eastern Part of the Baltic Shield). Scale 1:500 000. Apatity: KSC RAS, 1996.

Rubatto D., Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps // Cathodoluminescence in geosciences / Eds. M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, D. Ohnenstetter. Springer, Berlin Heidelberg New York, 2000. P. 373–400.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221.

Sweetapple M. T., Collins P. L. F. Genetic framework for the classification and distribution of Archean rare metal pegmatites in the North Pilbara Craton, Western Australia // Econ. Geol. 2012. Vol. 97. P. 873–895. doi: 10.2113/gsecongeo.97.4.873

Tkachev A. V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // Geological Society, London, Special Publications. 2011. Vol. 350. P. 7–23. doi: 10.1144/SP350.2

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Wang X., Ren M., Chen J. The muscovite granites: Parental rocks to the Nanling Range tungsten mineralization in South China // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 88. P. 702–717. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.001

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and com-position effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Zamyatin D. A., Shchapova Yu. V., Votyakov S. L., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii massif, middle Urals, Russia // Miner. Petrol. 2017. Vol. 111. P. 475–497. doi: 10.1007/s00710-017-0513-3

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Ceology and age of the Late Archean Keivy alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // J. Geol. 2005. Vol. 113. P. 601–608.

References

Annikova I. Yu., Vladimirov A. G., Smirnov S. Z., Gavryushkina O. A. Geology and mineralogy of the Alakha spodumene granite porphyry deposit, Gorny Altai, Russia. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits.* 2016:58(5):451–475. doi: 10.7868/S0016777016050026 (In Russ.)

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin. *Lithos*. 2021;380–381:105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Barth A. P., Tani K., Meffre S., Wooden J. L., Coble M. A., Arculus R. J., Ishizuka O., Shukle J. T. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcaniclastic rocks from the Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017;18(10):3576–3591. doi: 10.1002/2017GC006948

Basalaev A. A., Kalinin A. A. Tungsten mineralization in the Upper-Archean supracrustal complexes of the Keivy structure (Kola Peninsula). *Doklady AN SSSR = Proceed. of the USSR Academy of Science.* 1991;321(5):1058–1061. (In Russ.)

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S. Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002;143:602–622.

Belyaev O. A., Petrov V. P. New aspects in the study of metamorphism and metamorphic structure of the Precambrian in the north-eastern part of the Baltic Shield. *Geologiya i poleznye iskopaemye Kol'skogo poluostrova = Geology and Minerals of the Kola Peninsula.* Apatity; 2002. Vol. 2. P. 195–207. (In Russ.)

Beskin S. M., Marin Yu. B. Specific features of granite systems with rare metal pegmatite. *Zapiski RMO = Proceed. of the RMS.* 2019;148(4):1–16. doi: 10.30695/zrmo/2019.1484.00 (In Russ.)

Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry.* 1984;2:63–114. doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Coble M. A., Vazquez J., Barth A. P., Wooden J., Burns D., Kylander-Clark A., Jackson S., Vennari C. E. Trace Element Characterization of MAD-559 Zircon Reference Material for Ion Microprobe Analysis. *Geostand. Geoanalytical Res.* 2018;42:481–497. doi: 10.1111/ggr.12238

Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Can.* 1991;18:49–67.

Ewing R. C., Meldrum A., Wang L., Weber W. J., Corrales L. R. Radiation effects in zircon. *Rev. Mineral. Geochem.* 2003;53:387–425.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in acqueous fluids and melts. *Elements*. 2007;3:43–50.

Grimes C. B., Wooden J. L., Cheadle M. J., John B. E. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015;170:1–26. doi: 10.1007/s00410-015-1199-3

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005;69:637–648.

Ireland T. R. Ion Microprobe Mass-Spectrometry: Techniques and Applications in Cosmochemistry and Geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*. 1995;2:1–118.

Kazakov N. V. New results in the study of mineral resources of the Murmansk Region (copper-nickel ores, phosphates, non-traditional minerals). Apatity; 1989. P. 30–31. (In Russ.)

Kostin V. A., Kostina N. A. Report on results of revision- reconnaissance works, carried out in the eastern part of the Murmansk granite block (in 1967–1969). Apatity; 1970. Vol. 1. 67 p. (In Russ.)

Kostin V. A., Kostina N. A. Present state and prospects of expansion of the mineral resources base in the north-eastern part of the RSFSR. Leningrad: Nedra; 1973. P. 277–279. (In Russ.)

Kostin V. A., Kalinkina A. S. The accessory spodumene mineralization in gneisses and granites in the eastern part of the Baltic Shield. *Mineralogiya dokembriya Karelii = Mineralogy of the Precambrian in Karelia.* Petrozavodsk; 1988. P. 165–169. (In Russ.)

Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Glaznev V. N., Kozlova N. E., Ivanov A. A., Kudryashov N. M., Martynov E. V., Tyuremnov V. A., Matyushkin A. V., Osipenko L. G. Geology of the Archean of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2006. 345 p. (In Russ.)

Kudryashov N. M., Balaganskii V. V., Udoratina O. V., Mokrushin A. V., Kobl M. A. Time of formation of gabbro-anorthosite of the Achinsky complex: U-Pb (SHRIMP RG) isotope geochronological study of zircon. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Fersman Scientific Session Proceed.* 2019;16:318–322. doi: 10.31241/FNS.2019.16.064 (In Russ.)

Kudryashov N. M., Kalinin A. A., Lyalina L. M., Serov P. A., Elizarov D. V. Geochronological and isotope geochemical characteristics of the rocks hosting gold occurrences in the Archaean Kolmozero-Voron'ya Greenstone Belt (Kola region). *Litosfera = Lithosphere.* 2015;6:83–100. (In Russ.)

Kudryashov N. M., Mokrushin A. V. The Mesoarchean gabbro-anorthosite magmatism in the Kola region: petrochemical, geochronological, and isotope geochemical data. *Petrologiya = Petrology.* 2011;19(2):173–189. (In Russ.)

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*. 2018;101:349–383. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.020

London D. Pegmatites. *Spec. Publ. Can. Mineral.* 2008;10:1–368.

Ludwig K. R. Isoplot 3.75, a Geochronological Toolkit for Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication.* 2012;5:1–75.

Ludwig K. R. SQUID 2: A User's Manual. Rev. *Berkeley Geochronology Centre Special Publication*. 2009;5:1–110.

Mitrofanov F. P. (ed.). Geological Map of the Kola Region (North-Eastern Part of the Baltic Shield). Scale 1:500 000. Apatity: KSC RAS; 1996.

Pushkarev Yu. D., Kravchenko E. V., Shestakov G. I. Geochronometric reference points in the Precambrian of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1978. 136 p. (In Russ.)

Rubatto D., Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York; 2000. P. 373–400.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975;26(2):207–221.

Sweetapple M. T., Collins P. L. F. Genetic framework for the classification and distribution of Archean rare metal pegmatites in the North Pilbara Craton, Western Australia. *Econ. Geol*. 2012;97:873–895. doi: 10.2113/gsecongeo.97.4.873

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Research.* 1995;72:97–107.

Tkachev A. V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. *Geological Society, London, Special Publications*. 2011;350:7–23. doi: 10.1144/SP350.2

Wang X., Ren M., Chen J. The muscovite granites: Parental rocks to the Nanling Range tungsten mineralization in South China. *Ore Geology Reviews.* 2017;88:702–717. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.001

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and com-position effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 1983;64:295–304.

Zagorskii V. E., Vladimirov A. G., Makagon V. M., Kuznetsova L. G., Smirnov S. Z., D'yachkov B. A., Annikova I. Yu., Shokal'skii S. P., Uvarov A. N. Big fields of spodumene pegmatite under conditions

of rifting and post-collisional shift–pull-apart deformations of the continental lithosphere. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics.* 2014;55(2):303–322. (In Russ.)

Zamyatin D. A., Shchapova Yu. V., Votyakov S. L., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii massif, middle Urals, Russia. *Miner. Petrol*. 2017;111:475–497. doi: 10.1007/s00710-017-0513-3

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Ceology and age of the Late Archean Keivy alkaline Province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* 2005;113:601–608.

Поступила в редакцию / received: 02.02.2022; принята к публикации / accepted: 14.03.2022.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кудряшов Николай Михайлович
канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Удоратина Оксана Владимировна
канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

Калинин Аркадий Авенирович
канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: kalinin@geoksc.apatity.ru

Галеева Елена Викторовна
аспирант
e-mail: uthg@mail.ru

Кобл Мэтью А.
исследователь, инженер
e-mail: coblem@stanford.edu

CONTRIBUTORS:

Kudryashov, Nikolai
Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Udoratina, Oksana
Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Kalinin, Arkady
Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Galeeva, Elena
PhD Student

Coble, Matthew A.
Scientist, Engineer

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 82–98
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 82–98
DOI: 10.17076/geo1548

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 553.078.2:553.411 (470.22)

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТ-СУЛЬФИДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ КАЛЛИВОЛАМПИ (ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ)

А. М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

На обнаженном участке флюорит-сульфидного проявления Калливолампи, в области тектонического контакта лопийских (неоархейских) и сариолийских (палеопротерозойских) гетерогенных горных пород отчетливо выражены структурные различия разновозрастных сдвиговых дислокаций. С использованием тектонофизических методов выявлены и идентифицированы многочисленные парагенезисы субплоскостных структурных элементов (ПССЭ). Их сопоставление свидетельствует о постсариолийском времени формирования. Установлены полифазность сдвиговой деформации и признаки многократной активизации большинства структурных элементов. Определены наиболее вероятные деформационные режимы формирования ПССЭ: на раннем, дорудном, этапе – доминирующий сбросовый и взбросо-сбросовый; на позднем, рудном и, вероятно, пострудном этапе – преимущественно сдвиговый, а также сбросовый и взбросо-сбросовый. Наличие в числе охарактеризованных рудных минералов благороднометалльных позволяет сравнивать рудопроявление с золоторудными объектами. Установлено, что многие ПССЭ на удаленных друг от друга участках рудопроявления Калливолампи и ранее изученного постъятулийского месторождения золота Педролампи весьма сходны, вплоть до полной идентичности, и формировались в одних и тех же деформационных режимах. Одинакова и генеральная последовательность образования сдвиговых дислокаций различной пространственной ориентировки: сначала появились структуры с северо-западным и север-северо-западным, затем с преобладающим север-северо-восточным и северо-восточным простиранием плоскостей генерального смещения. Аналогия рудоконтролирующих структур, очередности их развития и деформационных условий позволяет рассматривать эти рудные объекты в качестве продуктов единой палеопротерозойской (постъятулийской) рудогенерирующей системы. Ответ на актуальный вопрос о принадлежности к ней различающихся по ряду признаков других золоторудных объектов, выявленных на площади Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и его обрамления, могут дать дальнейшие целенаправленные тектонофизические и геохронологические исследования.

Ключевые слова: деформация; сдвиговая зона; тектонофизический анализ; парагенезис структурных элементов; золото

Для цитирования: Ручьев А. М. Структурные особенности флюорит-сульфидного проявления Калливолампи (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный

пояс, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 82–98. doi: 10.17076/geo1548

Финансирование. Статья подготовлена в рамках НИР Института геологии КарНЦ РАН по теме № 121040600173-1.

A. M. Ruchyov. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE KALLIVOLAMPI FLUORITE-SULPHIDE OCCURRENCE, VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT, KARELIA

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The exposed zone of the Kallivolampi fluorite-sulphide occurrence, located at the tectonic contact of heterogeneous Lopian (Neoarchean) and Sariolian (Paleoproterozoic) rocks, clearly displays structural differences in shears of various ages. The numerous parageneses of subplanar structural elements (PSSE) were detected and identified using tectonophysical methods. Their comparison indicates that they formed in post-Sariolian time. The multi-phase pattern of the shear and signs of a multiple activation of most of the structural elements were revealed. The most probable deformation regimes of SPSE formation were recognized: a dominantly faulting and wrench fault regime in an early, pre-ore stage and a dominantly shear and wrench-fault regime in a late ore and probably post-ore stage. Considering the presence of noble-metal minerals among the ore minerals, this ore occurrence can be compared with gold bodies. Many PSSEs in the zones of the Kallivolampi ore occurrence and the Post-Jatulian Pedrolampi gold deposit studied earlier, spaced far apart, were shown to be fairly similar and even fully identical and to have formed in the same deformation regimes. The general formation sequence of shears differing in spatial orientation was as follows: structures with the predominant north-western and north-north-western strike of displacement planes were the first to form; these were followed by structures with the dominantly north-north-eastern strike of general displacement planes. The similarity, evolution sequence, and deformation conditions of the structures suggest that they were produced by one Paleoproterozoic, Post-Jatulian ore-generating system. Further tectonophysical and geochronological studies are needed to find out whether other gold bodies with varying characteristics revealed in the Vedlozero-Segozero greenstone belt and its flanks belong to this system.

Keywords: deformation; shear zone; tectonophysical analysis; paragenesis of structural elements; gold

For citation: Ruchyov A. M. Structural characteristics of the Kallivolampi fluorite-sulphide occurrence, Vedlozero-Segozero greenstone belt, Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;2:82–98. doi: 10.17076/geo1548

Funding. The article was prepared within research theme #121040600173-1 of the Institute of Geology KarRC RAS.

Введение

Материалы изучения разнообразных золоторудных проявлений, локализованных на площади распространения пород Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗКП), его обрамления и перекрывающих палеопротерозойских отложений, отражают противоречивость мнений о возрасте и последовательности формирования рудоконтролирующих деформационных структур, а также неудовлетворительную изученность их внутреннего строения и условий образования. Устранение этих неопределенностей и недостатков – задача важная и в научном отношении, и в практическом, так как успешность геологоразведочных работ зависит в первую очередь от адекватности металлогенических представлений и основанного на них прогноза.

В рамках указанной задачи изложенные далее сведения о рудоконтролирующих сдвиговых дислокациях золотосодержащего флюорит-сульфидного проявления Калливолампи, месторождения золота Педролампи и некоторых других благороднометалльных объектов Эльмусской лицензионной площади (участка) ВСЗКП заслуживают внимания в следующих аспектах.

Сдвиговая по своей физической сущности деформация горных пород – один из главных факторов, инициирующих и локализующих процессы минерагенеза, поэтому получение возможно более полной информации о структуре и условиях формирования сдвиговых дислокаций, особенно рудоконтролирующих, необходимо и важно для характеристики разнообразных геологических объектов. Методы структурного анализа, применявшиеся в работе, позволяют: с использованием объективных критериев выделять парагенезисы субплоскостных структурных элементов (ПССЭ), совокупность которых определяет специфику внутреннего строения сдвиговых дислокаций; идентифицировать парагенезисы; решать обратную тектонофизическую задачу и определять принадлежность ПССЭ к тому или иному деформационному режиму. Сведения о структурных особенностях наблюдавшихся сдвиговых дислокаций, приведенные в статье, будут полезны при изучении рудных объектов ВСЗКП.

Массивы данных о ПССЭ дают возможность сравнения условий образования рудоконтролирующих сдвиговых структур. Наличие в них одинаковых парагенезисов является признаком формирования рудных объектов в сходных деформационных обстановках. Выявленная аналогия ПССЭ сдвиговых дислокаций рудопроявления Калливолампи и месторождения Педролампи позволяет считать их производными одной и той же палеопротерозойской рудообразующей системы, а также ставить вопрос о принадлежности к ней и некоторых других рудопроявлений Эльмусского участка ВСЗКП. Представляется, что целенаправленные тектонофизические исследования, подобные описанным в статье, в дальнейшем могут стать эффективным способом получения новых знаний о рудогенерирующих системах и разнообразии продуктов их функционирования.

Объект исследований

Флюорит-пиритовое проявление Калливолампи (GPS, WGS 84 – 62°39′45″ с. ш. 33°40′48″ в. д.), открытое специалистами ККГЭ «Севзапгеология» [Сиваев и др., 1982], расположено на площади неоднократно охарактеризованного [Светов, 2005 и ссылки в ней] Койкарско-Семченского участка ВСЗКП, в границах выделяемого здесь Эльмусского золоторудного узла [Максимов и др., 2015] (рис. 1).

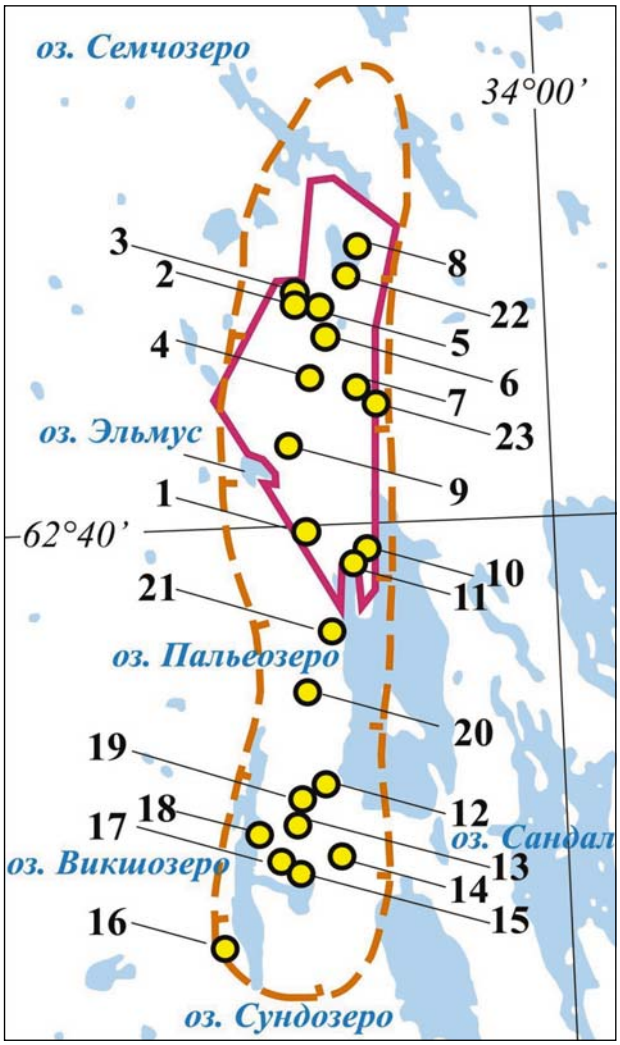


Рис. 1. Золоторудные и золотосодержащие месторождения (М), проявления (П), пункты минерализации (ПМ) в границах Эльмусского золоторудного узла (пунктир) и одноименной лицензионной площади (сплошная линия):

1 – Калливолампи (П); 2 – Педролампи (М); 3 – Кюняшельга (П); 4 – Талпус, Талпус-2 (П); 5 – Южка (П); 6 – Гавшламнойя (П); 7 – Пальеозерское (П); 8 – Североорехозерское (П); 9 – Эльмус (П); 10 – Заозерное (П); 11 – Салвилампи (ПМ); 12 – Шаргилампи (П); 13 – Койкарское колчеданное (П); 14 – Янишьярви (П); 15 – Ятулий-1 (П); 16 – Сухозерское (П); 17 – Кедри-Лампи (П); 18 – Черный Наволок (П); 19 – Северогирвасский (ПМ); 20 – Пальеозерский-2 (ПМ); 21 – Святнаволок (ПМ); 22 – Южноорехозерский (ПМ); 23 – Суглампи (ПМ). Данные по: [Максимов и др., 2015] с изменениями

Fig. 1. Gold and gold-bearing deposits (M), occurrences (O) and mineralization points (MP) in the Elmus gold zone (dashed line) and the Elmus licensed area (solid line):

1 – Kallivolampi (O); 2 – Pedrolampi (M); 3 – Kyunyashelga (O); 4 – Talpus, Talpus-2 (O); 5 – Yuzhka (O); 6 – Gavshlamnoya (O); 7 – Palyeozerskoye (O); 8 – Severoorekhovskoye (O); 9 – Elmus (O); 10 – Zaozernoye (O); 11 – Salvilampi (MP); 12 – Shargilampi (O); 13 – Koikary pyrite (O); 14 – Janisjärvi (O); 15 – Jatulian-1 (П); 16 – Sukhozerskoye (O); 17 – Kedri-Lampi (O); 18 – Cherny Navolok (O); 19 – Severogirvassky (MP); 20 – Palyeozersky-2 (MP); 21 – Svyatnavolok (MP); 22 – Yuzhnoorekhozersky (MP); 23 – Suglampi (MP). After: [Maksimov et al., 2015] modified

Рудопроявление локализовано в полимиктовых конгломератах пальеозерской свиты сариолийского надгоризонта, контактирующих с фельзитами и кварцевыми порфирами бергаульской свиты верхнего лопия. В конгломератах выявлены две сближенные субмеридиональные линзовидные зоны (длина – 45 и 60 м, мощность – 6,5 и 5,0 м соответственно) тектонических брекчий с флюорит-пиритовым цементом, которые расположены в нескольких метрах от вертикального контакта разновозрастных пород и параллельны ему. При среднем содержании флюорита 2 % его прогнозные ресурсы – 8,7 т. Проявление было отнесено к формации медьсодержащих сульфидизированных метасоматитов зон дробления [Михайлов и др., 2006], позднее – к флюоритовой альбититовой формации [Максимов и др., 2015].

Методы исследования

При исследовании особенностей строения рудопроявления использован метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [Ручьев, 2012 и ссылки в ней]. Этот метод, как и его прототип, метод усредненных характеристик [Гинтов, Исай, 1988] или структурных парагенезисов [Гинтов, 2005], основан на представлениях о пространственной ориентировке элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса, описываемых тектонофизической моделью средней части зоны скалывания: антитетические (R′) и синтетические (R) сколы Риделя ориентированы под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1, расположены с разных сторон от этой оси и под углом соответственно $\pi/4+\alpha 0$ и $\pi/4-\alpha_0$ к плоскости генерального смещения, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; синтетические P-сколы ориентированы под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения σ_3 и под углом $\pi/4-\alpha_0$ к плоскости генерального смещения, располагаются зеркально-симметрично к плоскости R-сколов; T – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1, ориентированы под углом $\pi/4$ к плоскости генерального смещения, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; синтетические L-сколы параллельны плоскости генерального смещения зоны скалывания; плоскостные элементы структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2.

Использованный метод универсально применим для изучения структуры всех морфотипов сдвиговых дислокаций. Он позволяет выявлять ПССЭ, идентифицировать их, вычислять угол скалывания горных пород в природных условиях тектонической деформации, реконструировать пространственную ориентировку потенциальных (не наблюдавшихся) структурных элементов и осей главных нормальных напряжений.

При построении диаграмм, статистическом геометрическом анализе пространственной ориентировки структурных элементов горных пород, моделировании парагенезисов использовалась компьютерная программа StereoNet (v. 2.02). Ориентировка статистических плоскостей определялась по πS-диаграммам, построенным в режиме максимальной детальности (cosine exponent – 1000, Grid Resolution – 30).

Для определения деформационных режимов, соответствовавших условиям образования ПССЭ, применены диаграммы [Гинтов, 2005, рис. 1.68], отражающие связь морфолого-кинематических характеристик дизъюнктивных нарушений с величиной наклонов осей главных нормальных напряжений к горизонту.

При описании ПССЭ информация, необходимая и достаточная для их идентификации, дается в виде формул. Формула парагенезиса, например 348∠59,9/ЮЗ<345,1∠4,9{R′RL}33-2, характеризует: 1) элементы залегания плоскости главного сдвигания L (реконструируемые выделяются курсивом) – азимут линии ее простирания, угол и направление падения – 348∠59,9/ЮЗ (для более лаконичной записи можно использовать азимут и угол линии падения – 258∠59,9); 2) характер сдвига: < – левый, > – правый; 3) азимут и угол падения линии пересечения парагенетичных плоскостных структурных элементов, являющейся также линией действия промежуточного напряжения σ_2 – 345,1∠4,9; 4) тип парагенезиса – совокупность составляющих его элементов, символы которых заключены в фигурные скобки, – {R′RL}; 5) величину α_0 (цифра после фигурных скобок); 6) условный номер деформационного режима (цифра после дефиса): 1 – взбросовый, 2 – сбросовый, 3 – сдвиговый, 4 – взбросо-сдвиговый, 5 – сбросо-сдвиговый, 6 – взбросо-сбросовый, 7 – октаэдрический. Формула парагенезиса позволяет при необходимости реконструировать пространственную ориентировку всех структурных элементов и осей главных нормальных напряжений.

С учетом простирания плоскости главного сдвигания (L) дислокации подразделяются на четыре условные группы: северо-западные (СЗ 293°–337°), субмеридиональные (СЗ 338° – СВ 22°), северо-восточные (СВ 23°–67°) и субширотные (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°).

Макрокомпонентный химический состав образцов горных пород определен в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) методом количественной рентгенофлуоресцентной спектрометрии плавленых образцов с использованием прибора ARL ADVANT'X Thermo Fisher Scientific (аналитик С. В. Бурдюх). При минералогических исследованиях использовались рентгеноспектральный метод и энергодисперсионный микроанализатор INCA Enerdgy 350 на базе электронного микроскопа VEGA II LSH (аналитик А. Н. Терновой).

Фактический материал и его обсуждение

Западный фланг участка наблюдавшихся обнажений сложен лопийскими фельзитами – светло-серыми мелкозернистыми мусковит-калишпат-кварц-плагиоклазовыми лепидогетерогранобластовыми порфировыми (альбит, кварц) породами с соответствующим риолиту средним химическим составом, мас. %: SiO_2 – 75,79; TiO_2 – 0,23; Al_2O_3 – 13,35; Fe_2O_3 общ. – 1,36; MnO – 0,02; MgO – 0,20; CaO – 0,33; Na_2O – 3,79; K_2O – 3,83; п.п.п. – 0,51; сумма – 99,41; S – 0,06. В них присутствуют акцессорные рутил, титанит и пирротин с включениями пирита (Co – до 2,88 мас. %).

В фельзитах ранняя фоновая сланцеватость северо-западного и субмеридионального (север-северо-западного) простирания отчетливо срезается субплоскостными структурными элементами мощной (не менее 25 м) субмеридиональной (север-северо-восточной) сдвиговой зоны (рис. 2, a), в которой и лопийские фельзиты, и примыкающие к ним с востока сариолийские полимиктовые конгломераты (рис. 2, b) подверглись интенсивному рассланцеванию (рис. 2, c), химическим и минеральным преобразованиям.

В области западного эндоконтакта наложенной сдвиговой зоны среди доминирующих рассланцованных фельзитов встречаются относительно крупные блоки флюорит-содержащих мелкозернистых пород с соответствующим кварцевому монциниту химическим составом, мас. %: SiO_2 – 59,23; TiO_2 – 0,23; Al_2O_3 – 13,35; Fe_2O_3 общ. – 1,36; MnO – 0,02; MgO – 0,20; CaO – 0,33; Na_2O – 5,65; K_2O – 2,72; п.п.п. – 0,51; сумма – 99,41; S – 0,06.

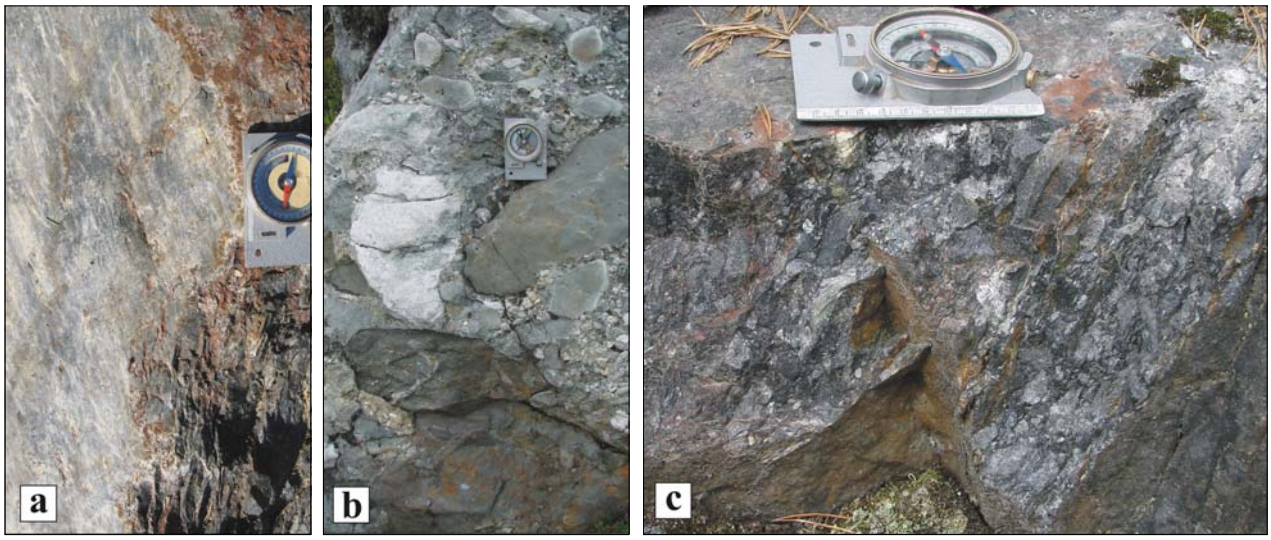


Рис. 2. Горные породы участка наблюдений и его обрамления:

a – лопийские фельзиты около запад-северо-западной границы рудоконтролирующей сдвиговой зоны: вне зоны – «фоновые» со сланцеватостью преимущественно северо-западного простирания (светло-серые), в зоне – с доминирующей сланцеватостью север-северо-восточного простирания, обохренные, с сульфидной и флюоритовой минерализацией (компас ориентирован точно на север); b – сариолийские полимиктовые конгломераты вне сдвиговой зоны; c – рассланцованные конгломераты внутри зоны

Fig. 2. Rocks of the observation area and its framing:

a – Lopian felsites near the west-northwest boundary of the ore-controlling shear zone: outside the zone – "background" with shale mainly of the north-western strike (light gray), in the zone – with dominant shale of the north-north-eastern strike, with sulfide and fluorite mineralization (the compass is oriented exactly to the north); b – Sariolian polymictic conglomerates outside the shear zone; c – shale conglomerates inside the zone

Возможно, эти субщелочные породы – материал дайки, дезинтегрированной в ходе полифазной сдвиговой деформации.

Рудоконтролирующая роль наложенной сдвиговой зоны вполне очевидна. Цементирующая флюоритовая и железоокисная (железогидроокисная) минерализация наиболее интенсивно проявилась в ее западной эндоконтактовой области (13–15 м видимой мощности сдвиговой зоны), где также присутствуют следующие минералы. Пирит – доминирующий сульфид нескольких генераций. К предположительно самой ранней из них относятся включения Co-содержащего пирита в пирротине (рис. 3, a). Затем образовывался Ni-, Ni,Tb-, Co,Tb-содержащий пирит кубического габитуса. Более поздняя генерация представлена формирующимся при изменчивых параметрах рудоотложения зональным мышьяковистым (As – 2,68–4,13 мас. %) пиритом с выделениями арсенопирита (рис. 3, b) и включениями пирротина, халькопирита, Tb-содержащего пирита и галенита. К завершающей генерации относится беспримесный пирит с включениями флюорита, а также колломорфный марказит. Пирротин представлен обособленной минеральной фазой с включениями Co-содержащего пирита (Co – 2,46 мас. %), встречается также совместно с галенитом, с кобальтином и халькопиритом, с пиритом и халькопиритом (рис. 3, c), в виде включений (реликтов?) в мышьяковистом пирите. Галенит (примеси, мас. %: Bi – до 5,2, Pd – до 1,63) «нарастает» на пирротин, образует включения в пирите, размещается между зерен силикатных минералов. Халькопирит встречается в ассоциациях: с пирротином и пиритом (рис. 3, c); с крупными зернами кубического пирита; с арсенопиритом; во включениях в пирите. Сфалерит представлен минеральными индивидами с различным содержанием элементов-примесей, мас. %: Ca до 1,98; Ca до 7,32 и Fe до 5,6; Fe до 4,96. Арсенопирит присутствует в мышьяковистом пирите в виде включений (рис. 3, b), которым нередко свойственно повышенное содержание Ni (0,9–1,67 мас. %), а также в силикатной матрице в ассоциации с пиритом (рис. 3, d). Кобальтин (Ni,Fe-, Fe-кобальтин) «нарастает» на пирит некубического габитуса (рис. 3, e) и халькопирит. Агрегаты этих минералов встречаются и в силикатном матриксе, и во включениях в пирротине. Бертьерит (мас. %: Fe – 13,41, Sb – 57,30, S – 29,29) и тетраэдрит (мас. %: Ag – 3,51–4,64, Cu – 30,47–30,31, Fe – 10,21–13,03, Sb – 27,54–22,9, S – 25,59–29,12) присутствуют в виде включений в пирите (рис. 3, f). Акантит образует псевдоморфозы по аргентиту (рис. 3, g) в силикатной матрице и кристаллизуется на стенках пор во флюорите (рис. 3, h). Электрум (мас. %: Au – 54,08; Ag – 45,92) образует мелкие включения в пирите (рис. 3, i). В образцах пород также наблюдались: монацит, апатит (F до 5,26 мас. %), барит (мас. %: W – 3,9–4,05; Re – 1,84), циркон, окончательно не идентифицированные (оксидные, карбонатные?) минеральные фазы редкоземельных элементов цериевой группы.

Наличие электрума, мышьяковистого пирита – индикатора золотоносности (содержание мышьяка и золота в пирите связано прямой корреляционной зависимостью [Reich et al., 2005]), позволяет рассматривать флюорит-сульфидное проявление Калливолампи как золотосодержащее (потенциально золоторудное) и сравнивать его с другими благороднометалльными объектами ВСЗКП.

Тектонофизический анализ первичных фактических данных о залегании (рис. 4, a, d) и соотношениях субплоскостных структурных элементов (маркируемых минеральными новообразованиями дифференционной полосчатости; сланцеватости, «залеченного» кливажа) позволил с использованием πS-диаграмм определить пространственную ориентировку статистических плоскостей (рис. 4, b, e), выявить и идентифицировать ПССЭ, а также получить информацию о деформационных режимах их образования (табл. 1 и 2). Установлена принадлежность одних и тех же статистических плоскостей к различным ПССЭ (рис. 4, c, f), указывающая на многократную активизацию большинства реальных структурных элементов в условиях полифазной деформации горных пород.

Фактические данные о субплоскостной анизотропии фельзитов позволяют выделить группы «ранних» и «поздних» ПССЭ (табл. 1). Фоновая сланцеватость фельзитов на площади вне сдвиговой зоны (рис. 2, a) отвечает преимущественно «ранним» дорудным структурным парагенезисам, хотя здесь присутствуют и явно наложенные «поздние» дискретные плоскостные элементы, пространственная ориентировка которых близка к таковой структурных элементов рудоконтролирующей сдвиговой зоны. Субплоскостная анизотропия сильно измененных фельзитов в эндоконтактовой области сдвиговой зоны определяется «поздними», главным образом синрудными, а также пострудными ПССЭ, но при этом могут сохраняться структурные элементы, образовавшиеся в ходе дорудных деформаций.

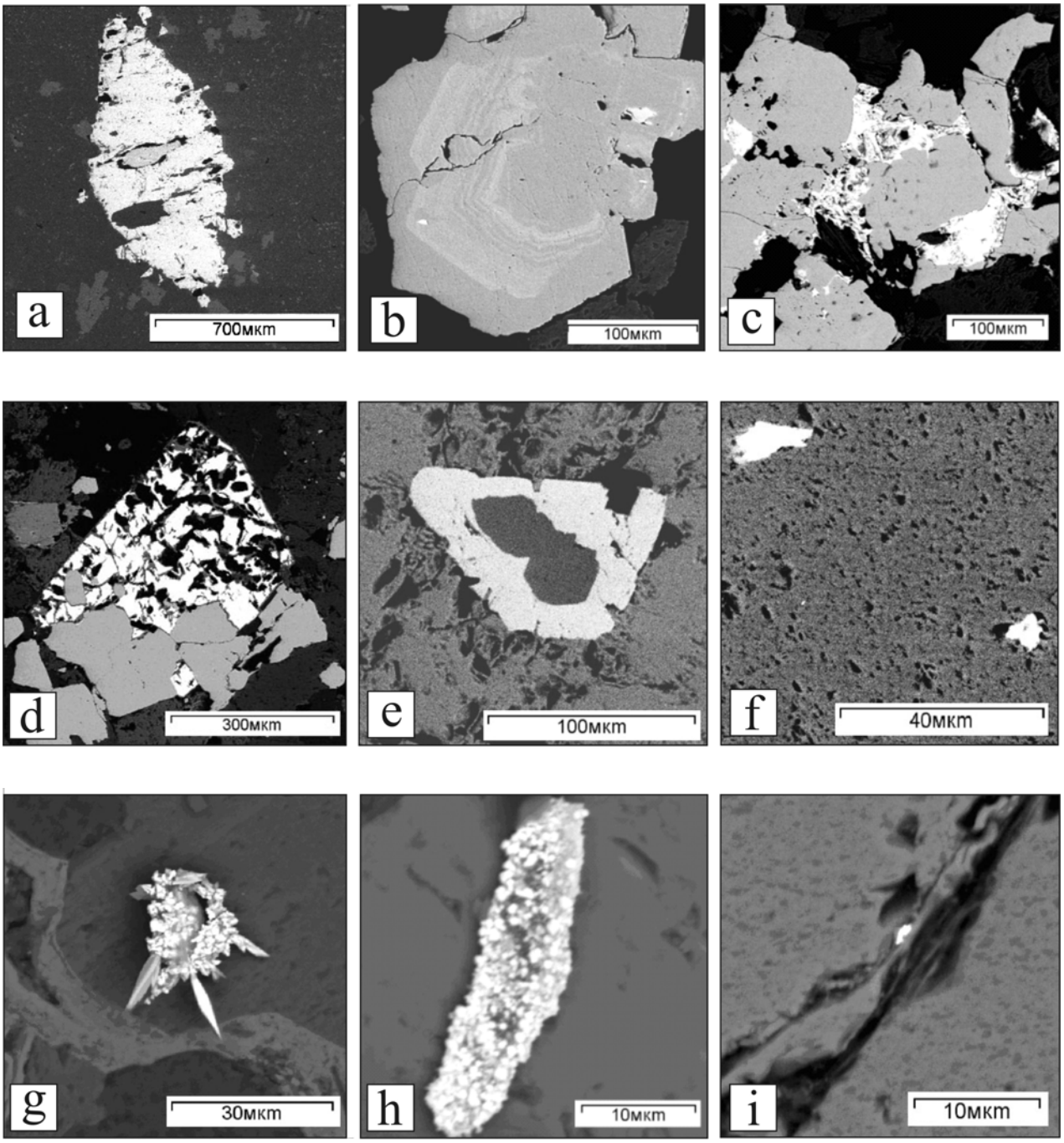


Рис. 3. Минеральные ассоциации в рудоконтролирующей сдвиговой зоне:

a – пирротин с включением пирита (серый), силикатные минералы затемнены; b – зональный мышьяковистый пирит (светлые зоны обогащены As) с включениями никелистого арсенопирита (слева внизу) и пирротина (справа вверху); c – пирит и халькопирит (светлые зерна) в силикатном матриксе (темный фон); d – обрастание пирита (серый) арсенопиритом (белый), силикатные и Fe-окисные минеральные фазы затемнены; e – Ni,Fe-кобальтин (белый), обрастающий пирит (темно-серый), в пирротине; f – включения бертьерита (слева вверху) и тетраэдрита в пирите; g – акантит (псевдоморфоза по аргентиту) в биотите, железоокисная фаза выполняет трещины между зернами биотита и альбита (черный внизу); h – акантит в флюорите; i – электрум (светлое зерно) в трещине зерна пирита

Fig. 3. Mineral associations in the ore-controlling shear-zone:

a – pyrrhotite with pyrite inclusions (grey), silicate minerals, darkened; b – zonal arsenic pyrite (As-enriched light zones) with nickeliferous arsenopyrite and pyrrhotite inclusions (below, left) (above, right); c – pyrite and chalcopyrite (light grains) in silicate matrix (dark background); d – overgrowing of pyrite (grey) with arsenopyrite (white); silicate and Fe-oxide mineral phases are darkened; e – Ni,Fe-cobaltite (white), overgrowing pyrite (dark-grey), in pyrrhotite; f – berthierite and tetrahedrite inclusions (above, left) in pyrite; g – acanthite (pseudomorph after argentite) in biotite, Fe oxide phase fills fractures between biotite and albite grains (below, black); h – acanthite in fluorite; i – electrum (light grain) in a pyrite grain fracture

Таблица 1. ПССЭ лопийских фельзитов

Table 1. PSSE of the Lopian felsites

№	Формула ПССЭ Formula PSSE	№ No.	Формула ПССЭ Formula PSSE
	«Ранние» парагенезисы «Early» parageneses	40	27,8∠81,1/ЮВ<51,4∠68,6{R′RL}13-3
1	*337,1∠88,4/ЮЗ*>336,8∠12{R′RPT}31-6	41	357,4∠72,4/СВ>10,6∠35,7{R′RL}12-5
2	330∠63,1/СВ>336,9∠13,3{R′RL}29-2	42	338,6∠42,1/СВ>4,6∠21,6{R′RL}11a-2
3	330∠63,1/СВ<148,7∠2,5{R′RTL}24-2	43	32,9∠62,9/СЗ<253,4∠51,7{R′RL}9-4
4	*335,3∠88,4/ЮЗ*>334,9∠14,4{RPT}22-6	44	20,2∠17,9/СЗ<340,9∠11,6{RTL}9-2
5	**339,6∠74,9/ЮЗ**>336,4∠11,7{R′PL}18-1	45	20,3∠78,3/ЮВ>53∠69,1{R′PL}6-3
6	334,5∠78,2/СВ>336,7∠10,3{R′RL}18-2	46	27,8∠81,1/ЮВ<51,4∠68,6{R′PL}2-3
7	323,6∠80,9/СВ>324,5∠6.3{RTL}9-2	47	357,4∠72,4/СВ<147,8∠57,3{R′PL}38-3
8	334,5∠78,2/СВ<151,7∠13{R′RL}14-2	48	*352∠67,7/ЮЗ*>236,6∠65,6{RPT}35-3
9	**330∠83,9/ЮЗ**<150,5∠4,5{R′RL}9-2	49	356,7∠80,9/ЮЗ>184,7∠40,9{PTL}32-5
10	323,6∠80,9/СВ>328,2∠26,6{R′RL}9-6	50	27,1∠65,8/ЮВ<195,6∠23,8{R′RL}32-2
11	330∠63,1/СВ<148,7∠2,6{R′TL}9-2	51	329,9∠54/ЮЗ>267,4∠50,7{RTL}28-3
12	329,8∠68,9/СВ>335,6∠11,9{RTL}9-2	52	**339,6∠74,9/ЮЗ**>197,7∠66,4{R′RL}24-3
13	*339,4∠69,6/ЮЗ*>169,5∠25,2{R′RP}29-2	53	0,1∠71,7/СЗ<220,9∠63,1{R′RL}26-3
14	**340,9∠66,1/ЮЗ**<340,4∠1,2{R′TL}27-2	54	356,7∠80,9/ЮЗ>283,3∠80,5{R′RL}26-3
15	**339,6∠74,9/ЮЗ**>167,3∠26,7{R′RPL}24-1	55	323,9∠30,2/ЮЗ>198,6∠25,4{R′RL}25-2
16	327,7∠72/ЮЗ>148,6∠2,7{PTL}21-2	56	27,1∠65,8/ЮВ<131,9∠65,1{R′RL}25-3
17	**340,9∠66,1/ЮЗ**<336,1∠10,6{R′RL}9-2	57	**327,1∠62,9/ЮЗ**>195∠55,4{R′RL}24-3
18	*340,2∠52,3/ЮЗ*>253,5∠52,3{RPT}37-3	58	**17,9∠44,7/ЮВ**<185,8∠11,7{R′RL}23-2
19	**339,6∠74,9/ЮЗ**>289,2∠70,7{RPL}23-3	59	350,7∠87/СВ<163,8∠66,3{RPL}23-3
20	*333,1∠75,2/СЗ*>279,9∠71,7{RPT}19-3	60	327,9∠87/СВ>143∠58,3{R′PL}22-3
21	340,4∠69,1/СВ>2,2∠44,1{R′RL}11-6	61	17,6∠87/СЗ<200,2∠41{R′RL}21-7
22	338,6∠42,1/СВ>340,2∠1,6{R′RL}18-2	62	357,4∠72,4/СВ<169,4∠23,6{R′RTL}20-2
	«Поздние» парагенезисы «Late» parageneses	63	12∠78/ЮВ<183∠36,3{R′RL}18-5
23	*13,1∠24,7/СЗ*<359,6∠6,2{R′PT}39-2	64	21,7∠87,1/ЮВ<195,4∠65,1{RTL}18-3
24	10,8∠66,1/ЮВ>147,∠57{R′PL}38-3	65	283,6∠65,9/ЮЗ>138,7∠52,1{R′RL}17-5
25	**348∠59,9/ЮЗ**>341,1∠11,7{RTL}36-1	66	351,1∠51,2/ЮЗ>178,9∠9,6{R′RL}15-2
26	*337,5∠88,3/ЮЗ*>333,7∠65,8{RPT}35-3	67	356,7∠80,9/ЮЗ>187,4∠49,2{R′RL}14-3
27	*23∠55,5/ЮВ*>34∠15,6{RPT}34-2	68	20∠72/СЗ<217,6∠43{R′RL}13-4
28	**348∠59,9/ЮЗ**<345,1∠4,9{R′RL}33-2	69	329,8∠68,9/СВ>109,5∠59,2{R′RTL}12-3
29	357,4∠72,4/СВ>53,2∠69{R′PL}29-3	70	357,4∠72,4/СВ<169∠24,6{R′PL}12-2
30	327,9∠87/СВ>343,7∠79,1{R′RL}24-3	71	323,9∠30,2/ЮЗ>179,4∠18,7{R′RL}11-2
31	348∠89,5/ЮЗ>347,7∠32{R′RL}21-7	72	36,6∠81,2/СЗ<236,1∠65,1{R′RL}10-3
32	330∠63,1/СВ>347,9∠31,2{R′RL}12-2	73	10,8∠66,1/ЮВ<131,8∠62,7{R′RL}10-3
33	334,5∠78,2/СВ>10,5∠70,4{R′TL}20-3	74	326,2∠48,1/ЮЗ>202,6∠42,9{R′RL}9-5
34	17,6∠87/СЗ<15,9∠29,3{R′RPL}17-6	75	340,4∠69,1/СВ>119,7∠59,7{R′RL}8-3
35	**348∠59,9/ЮЗ**>341,1∠11,7{RTL}36-1	76	**347,5∠71,9/ЮЗ**<172,6∠15,3{PTL}8-1
36	**7,8∠80,9/СЗ**<4,3∠20,8{R′RL}17-2	77	**339,6∠74,9/ЮЗ**>168∠28,4{R′RL}8-2
37	17,6∠87/СЗ<344∠84,6{R′RL}16-3	78	27,1∠65,8/ЮВ<193,1∠28,4{R′RL}7-2
38	327,9∠87/СВ>334,7∠66{R′RL}14-3	79	326,2∠48,1/ЮЗ>169∠23,5{R′RL}5-2
39	316,6∠80,9/ЮЗ>293,6∠67,7{RTL}14-3	80	316,6∠80,9/ЮЗ>245,9∠80,4{R′RL}5-3

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3 выделены: жирным шрифтом и подчеркиванием – элементы залегания наиболее статистически значимых плоскостей, курсивом – элементы залегания реконструируемых плоскостей; серым фоном – активизированные в ходе «поздних» деформаций сколовые и отрывные плоскости, появившиеся на этапе «ранних» деформаций.

Note. Here and in Tables 2 and 3 bold type and underlining indicate the modes of occurrence of the statistically most significant planes, the modes of occurrence of reconstructed planes are indicated by italics; grey colour indicates sheared and detached planes activated during «late» deformations and formed at an «early» deformation stage.

Таблица 2. ПССЭ сариолийских конгломератов

Table 2. PSSE of the Sariolian conglomerates

№	Формула ПССЭ Formula PSSE	№ No.	Формула ПССЭ Formula PSSE
1	*330,9∠87,2/СВ*>331,1∠4,3{RPT}33-6	46	321,5∠84/СВ>330,8∠56,9{R′TL}22-3
2	330,1∠63,2/СВ>330,9∠1,6{RTL}27-2	47	336,8∠26,9/СВ>37,4∠23,8{R′RL}19-2
3	330,1∠63,2/СВ>331,4∠2,8{R′TL}24-2	48	*39,4∠26,5/ЮВ*>179,8∠17,6{R′RP}14-1
4	336,8∠78/СВ>337∠1,1{R′RPL}18-2	49	337,1∠74,9/ЮЗ>161,1∠29,6{(R)PL}18-2
5	339,5∠57/СВ>340,5∠1,6{R′RPL}15-2	50	330∠81/СВ>346,3∠60,6{R′RL}13-3
6	*321,7∠70,6/СВ*>324∠6,6{R′RP}13-2	51	325,6∠77,6/ЮЗ>283,3∠71,9{R′RL}11-3
7	329,9∠75/СВ>335,1∠18,5{R′RL}10-2	52	292,4∠72/ЮЗ>290,4∠6{R′RL}6-1
8	330,1∠63,2/СВ>331,6∠2,9{RTL}9-2	53	**349,2∠84/ЮЗ**>341,4∠52,1{PTL}21-3
9	*340,1∠52,1/ЮЗ*>235,5∠51,2{RPT}37-3	54	**13,8∠77,8/СЗ**<10,4∠15,9{R′PL}35-2
10	**335,4∠66,1/ЮЗ**>163,6∠17,9{R′RPL}29-2	55	*12,7∠79,8/СЗ*<2,7∠44{RPT}35-5
11	341,1∠80,9/ЮЗ<340,8∠1,9{R′PL}27-2	56	16,9∠68,9/СЗ<10,3∠16,5{RTL}10-2
12	332,4∠71,7/ЮЗ>154,2∠5,3{RPL}24-2	57	27,9∠81/СЗ<19∠44,3{R′RL}17-5
13	325,6∠77,6/ЮЗ<324,2∠6,3{R′PL}19-2	58	30∠86,9/ЮВ<31∠20,4{R′RTL}12-6
14	330∠63,2/СВ<151,5∠3,4{RTL}9-2	59	19,7∠87/СЗ<15,4∠54,9{R′RL}12-3
15	**335,4∠66,1/ЮЗ**<332,5∠6,6{R′RL}6-2	60	**14,5∠80,8/ЮВ**<153,7∠75,8{RPL}28-3
16	*338,4∠73,8/СВ*>358,9∠50,3{R′RT}10-5	61	17∠57,1/ЮВ<193,7∠5{R′RL}21-2
17	337,1∠74,9/ЮЗ>282,5∠71,7{RTL}23-3	62	**4,1∠69,1/ЮВ**<171,2∠30,3{RTL}21-2
18	**335,4∠66,1/ЮЗ**>172,7∠33,8{R′RL}23-2	63	7∠78/СВ<110,7∠77,7{PTL}20-3
19	336,8∠78/СВ>154,7∠10{R′RL}14-2	64	19,7∠87/СЗ<201∠23,6{PTL}19-6
20	309,9∠35,9/СВ<3,8∠30,3{R′PL}40-1	65	357,5∠72/СВ<171,3∠18,3{R′RL}19-2
21	334,1∠87,1/СВ<153,1∠19,9{R′RL}21-6	66	**6,5∠83,9/ЮВ**<184,4∠19,1{PTL}16-2
22	304,2∠20,8/ЮЗ>160,4∠12,7{R′RL}13-2	67	9,1∠60,1/ЮВ<141,1∠52,3{R′RL}10-3
23	351,5∠75/СВ<165,9∠19,9{R′RPL}11-2	68	357,1∠65,8/СВ<166∠23,1{R′RL}8-2
24	330,1∠63,2/СВ>335,8∠11,1{R′TL}10-2	69	9,1∠60,1/ЮВ<126∠57,2{R′RL}6-3
25	336,8∠78/СВ<156,3∠2,2{R′RL}9-2	70	349,2∠84/ЮЗ<172,2∠26,3{R′TL}8-6
26	0∠36,1/ЮВ<134,6∠27,5{R′RL}11-2	71	27,5∠69/СЗ<235,1∠51,3{R′RL}9-5
27	352∠89,9/СВ<171,9∠50,9{R′RL}11-3	72	300,1∠32,9/ЮЗ>212,8∠32,9{R′RL}7-7
28	0,3∠78,2/ЮВ<170,2∠40{R′RL}11-5	73	**357,9∠83,8/ЮЗ**>182,1∠33,9{RPL}30-7
29	*327,2∠30,4/ЮЗ*<179,8∠17,9{R′RP}32-1	74	**335,4∠66,1/Ю**З>163,6∠17,9{R′RPL}29-2
30	350∠72/ЮЗ>171,8∠5,6{R′RL}27-2	75	**357,9∠84,1/СВ**>152,7∠76,4{R′RPL}28-3
31	340∠72/ЮЗ>167,3∠21,2{R′PTL}23-2	76	341,1∠80,9/ЮЗ<208,8∠77,8{RPTL}28-3
32	340∠72/ЮЗ<340,4∠1,6{R′RPL}36-2	77	340∠72/ЮЗ>167,1∠20,8{R′PTL}23-2
33	341,1∠80,9/ЮЗ<338,3∠16,7{R′PL}18-2	78	**350∠54/ЮЗ**>179,6∠12,9{R′RL}14-2
34	300,1∠32,9/ЮЗ<152,3∠19{R′PL}14-1	79	340∠72/ЮЗ>274,1∠68,6{RTL}10-3
35	**357,9∠84,1/СВ**<1,2∠29,4{R′RL}13-7	80	**341,4∠62,8/ЮЗ**>174,6∠24{R′RL}8-2
36	334,1∠87,1/СВ>153,1∠18,8{R′PL}10-6	81	**350∠54/ЮЗ**>184,3∠18,8{PTL}3-2
37	336,8∠26,9/СВ<148,9∠4{R′RL}9-2	82	332,2∠81,2/ЮЗ>159,2∠38,2{R′RL}14-5
38	21,4∠62,9/СЗ>3,8∠30,6{R′PL}38-1	83	27,9∠81/СЗ<231,5∠68,4{R′RL}17-5
39	350∠72/ЮЗ<348,2∠5,5{R′RL}33-2	84	30∠68,8/ЮВ<127,1∠68,7{R′RL}8-3
40	**6,4∠83,9/СЗ**<6∠3,8{R′RPL}18-2	85	332,4∠71,7/ЮЗ>253,4∠71,4{R′RL}28-3
41	**7∠78/ЮВ**<10,4∠15,7{R′PL}10-1	86	329,9∠75/СВ>107,6∠68,3{R′RL}12-3
42	339,5∠57/СВ>1,6∠30,1{RTL}14-2	87	**321,2∠59,8/ЮЗ**>213,5∠58,6{R′RL}8-3
43	27,9∠81/СЗ<15,1∠54,4{R′RL}19-3	88	332,4∠71,7/ЮЗ>178,4∠52,9{R′RL}24-3
44	**29,9∠59,7/СЗ**<265,1∠54,6{R′RL}13-3	89	6,5∠83,9/ЮВ<177,9∠47,1{R′RL}11-3
45	*304∠73,5/ЮЗ*>291,4∠52,4{R′PT}38-3	90	350∠72/ЮЗ<176,2∠18,3{R′RPL}14-1

Сравнение развитых в архейских и протерозойских горных породах ПССЭ выявило сходство многих из них (табл. 3). В сопоставляемых выборках не для всех обоснованно и уверенно выделяемых парагенезисов, состоящих из трех-пяти структурных элементов, найдены «полноценные» аналоги. Это может быть обусловлено, с одной стороны, недостаточным объемом первичных фактических данных, собранных на относительно небольших участках наблюдений, с другой – вероятным существованием парагенезисов, представленных лишь двумя отчетливо выраженными (сохранившимися?) плоскостями. Отмечается систематически повторяющаяся ситуация: парагенетичным структурным элементам, выделенным на одном из сравниваемых объектов, весьма близки по пространственной ориентировке и угловым соотношениям пары статистических плоскостей, выявленных на другом объекте. В связи с этим в выборки ПССЭ включены некоторые гипотетические двухэлементные парагенезисы.

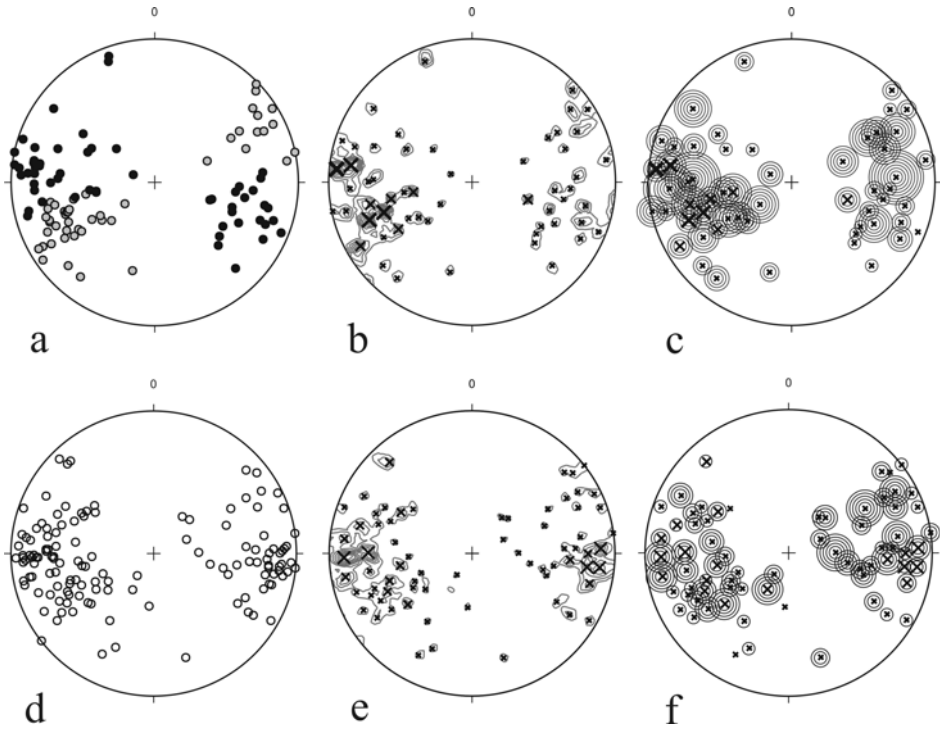


Рис. 4. Пространственная ориентировка субплоскостных структурных элементов горных пород на участке флюорит-сульфидного проявления Калливолампи:

a–c – лопийские фельзиты: a – 106 плоскостей сланцеватости вне и внутри (черные кружки) рудоконтролирующей сдвиговой зоны; b – πS-диаграмма тех же плоскостей, изолинии значений функции распределения – 3,3-6,6-...-33, косые кресты – статистические максимумы; c – гномостереографические проекции статистических плоскостей (косые кресты), соответствующих максимумам функции распределения, число концентрических кругов вокруг них равно числу сдвиговых парагенезисов, в которых участвуют плоскости, и на единицу больше числа фаз тектонической активизации этих плоскостей; d–f – сариолийские конгломераты: d – 134 плоскости сланцеватости в рудоконтролирующей сдвиговой зоне; e – πS-диаграмма тех же плоскостей, изолинии – 2,6-5,2-...-26, косые кресты – статистические максимумы; f – см. пояснения к пункту c; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Fig. 4. Spatial orientation of the subplanar structural elements of rocks at the Kallivolampi fluorite-sulphide occurrence:

a–c – Lopian felsic rocks: a – 106 schistosity planes outside and inside (black circles) the ore-controlling shear-zone; b – πS-diagram of the same planes, distribution function value isolines – 3.3-6.6-...-33, oblique crosses are statistical maxima; c – gnomostereographic projections of statistical planes (oblique crosses) consistent with distribution function maxima; the number of concentric circles around them is equal to the number of shear parageneses in which the planes are involved and is greater by one than the number of the tectonic activation phases of the planes; d–f – Sariolian conglomerates: d – 134 schistosity planes in the ore-controlling shear-zone; e – πS-diagram of the same planes, isolines – 2.6-5.2-...-26, oblique crosses are statistical maxima; f – see notes to point c; isogonal stereographic projection, upper hemisphere

Таблица 3. Сопоставление ПССЭ в породах рудопроявления Калливолампи и месторождения Педролампи

Table 3. Comparison of PSSE in the rocks of the Kallivolampi ore occurrence and the Pedrolampi deposit

Калливолампи Kallivolampi		Педролампи* Pedrolampi	
Лопийские породы Lopian rocks	Сариолийские породы Sariolian rocks	Лопийские породы Lopian rocks	Ятулийские породы Jatulian rocks
Формула ПССЭ The PSSE formula	Формула ПССЭ The PSSE formula	Формула ПССЭ The PSSE formula	Формула ПССЭ The PSSE formula
1	2	3	4
«Ранние» парагенезисы «Early» parageneses		«Ранние» парагенезисы «Early» parageneses	
339,4∠69,6/ЮЗ>169,5∠25,2{R′RP}29-2	**335,4∠66,1/ЮЗ**>163,6∠17,9{R′RPL}29-2	**339,6∠75/ЮЗ**>161,7∠7,9{PTL}30-2 335,9∠60,1/ЮЗ>164,6∠15,5{R′RTL}30-2	**339,6∠75/ЮЗ**>160∠1,4{RPL}30-2
340,9∠66,1/ЮЗ<340,4∠1,2{R′TL}27-2	341,1∠80,9/ЮЗ<340,8∠1,9{R′PL}27-2	342,8∠57,2/ЮЗ<338,1∠6,9{R′RL}27-2	339,9∠54/ЮЗ<338,2∠2,4{R′RL}24-2
340,9∠66,1/ЮЗ<336,1∠10,6{R′RL}9-2	**335,4∠66,1/ЮЗ**<332,5∠6,6{R′RL}6-2	342,8∠57,2/ЮЗ<336,6∠6,5{R′RL}9-2	339,9∠54/ЮЗ<332,2∠10,5{R′PL}9-2
327,7∠74/ЮЗ<325,1∠8,2{RL}18-2**	325,6∠77,6/ЮЗ<324,2∠6,3{R′PL}19-2	**332,4∠82,2/ЮЗ**<329,4∠20,2{RPL}18-2	*329,2∠79,2/ЮЗ*<325,4∠19,2{RP}18-2**
339,6∠74,9/ЮЗ>167,3∠26,7{R′RPL}24-1 **340,9∠66,1/ЮЗ**>174,4∠27,7{RL}22-2**	**335,4∠66,1/ЮЗ**>172,7∠33,8{R′RL}23-2	332,6∠68,9/ЮЗ>173,5∠42,4{RTL}20-2 **339,6∠75/ЮЗ**>173,8∠43,7{RL}24-5**	**333,2∠62,9/ЮЗ**>162,9∠18,2{R′RL}23-2
327,7∠72/ЮЗ>148,6∠2,7{PTL}21-2	332,4∠71,7/ЮЗ>154,2∠5,3{RPL}24-2	332,4∠75,2/ЮЗ>156,5∠15,3{RTL}20-2	330∠72/ЮЗ>154,6∠14{R′PL}20-2
334,5∠78,2/СВ>151,7∠13{R′RL}14-2	336,8∠78/СВ>154,7∠10{R′RL}14-2	**332,4∠82,2/ЮЗ**>152,5∠0,8{RTL}17-2 332,6∠68,9/ЮЗ>153,9∠3,5{RPL}18-2	333,2∠62,9/ЮЗ>154,5∠2,5{R′PL}15-2
330∠63,1/СВ<148,7∠2,6{R′TL}9-2	330∠63,2/СВ<151,5∠3,4{RTL}9-2	323,5∠51,2/СВ<152,4∠0,9{R′TL}9-2	-
330∠83,9/ЮЗ<150,5∠4,5{R′RL}9-2	332,2∠81,2/ЮЗ<153,8∠11,5{RL}9-2**	332,4∠75,2/ЮЗ>152,7∠1,1{R′RPL}9-2	330∠72/ЮЗ>150∠0,1{RPL}9-2
340,2∠52,3/ЮЗ>253,5∠52,3{RPT}37-3	*340,1∠52,1/ЮЗ*>235,5∠51,2{RPT}37-3	-	-
339,6∠74,9/ЮЗ>289,2∠70,7{RPL}23-3	337,1∠74,9/ЮЗ>282,5∠71,7{RTL}23-3	**339,6∠75/ЮЗ**>288,1∠72,9{RPL}21-3	327,3∠69,1/ЮЗ>283,3∠61,4{RL}21-3**
339,6∠74,9/ЮЗ>336,4∠11,7{R′PL}18-1	337,1∠74,9/ЮЗ>337,1∠0,1{PL}18-1**	332,4∠82,2/ЮЗ>329∠20,1{RPL}18-1	346,8∠74,9/ЮЗ>341∠21{RTL}16-1
338,6∠42,1/СВ>340,2∠1,6{R′RL}18-2	339,5∠57/СВ>340,5∠1,6{R′RPL}15-2	**327,1∠62,8/СВ**>335,5∠16,1{RTL}15-2	330∠72,1/СВ>348∠45,3{R′RL}17-5 **342∠74,9/СВ**>345,6∠13,5{PTL}18-2
337,1∠88,4/ЮЗ>336,8∠12{R′RPT}31-6	*330,9∠87,2/СВ*>331,1∠4,3{RPT}33-6	**336∠89,7/ЮЗ**>336,1∠12,8{RL}30-6**	**340∠89,9/ЮЗ**>339,9∠21,4{RTL}29-6
330∠63,1/СВ>336,9∠13,3{R′RL}29-2	330,1∠63,2/СВ>330,9∠1,6{RTL}27-2	332,7∠68,8/СВ>337,2∠11,6{R′RL}27-2	**336,3∠57/СВ**>345,8∠14,4{R′RL}27-2
330∠63,1/СВ<148,7∠2,6{R′RTL}24-2	330,1∠63,2/СВ>331,4∠2,8{R′TL}24-2	333,5∠51,2/СВ<152,4∠1,4{RTL}28-2	*340,7∠64/СВ*<154,2∠12,8{R′T}25-2**
334,5∠78,2/СВ>336,7∠10,3{R′RL}18-2	336,8∠78/СВ>337∠1,1{R′RL}18-2	**339,2∠78,8/СВ**>339,4∠0,4{R′RL}19-2	*337,8∠81,1/СВ*>338,2∠3{RPT}21-2
323,6∠80,9/СВ>324,5∠6,3{RTL}9-2	*321,7∠70,6/СВ*>324∠6,6{R′RP}13-2	**321,9∠66/СВ**>327,9∠13,1{R′TL}10-2	320∠74,9/СВ>325∠17,9{R′RL}10-2
340,4∠69,1/СВ>2,2∠44,1{R′RL}11-6	*338,4∠73,8/СВ*>358,9∠50,3{R′RT}10-5	**339,2∠78,8/СВ**>343,7∠22,3{RTL}10-2 **338,9∠80,8/СВ**>342,9∠22,8{R′RL}12-2	**342∠74,9/СВ**>353,4∠36,2{R′RL}11-2
323,6∠80,9/СВ>328,2∠26,6{R′RL}9-6	329,9∠75/СВ>335,1∠18,5{R′RL}10-2	332,7∠68,8/СВ>336,4∠9,5{R′RL}9-2	320∠74,9/СВ>323,1∠11,2{RTL}9-2
329,8∠68,9/СВ>336,6∠11,9{RTL}9-2	330,1∠63,2/СВ>331,6∠2,9{RTL}9-2	**327,1∠62,8/СВ**>331,3∠8,1{R′RL}9-2	**330∠72,1/СВ**>330,1∠0,2{R′L}9-2**

Окончание табл. 3
Table 3 (continued)

1	2	3	4
«Поздние» парагенезисы «Late» parageneses		«Поздние» парагенезисы «Late» parageneses	
-	*39,4∠26,5/ЮВ*>179,8∠17,6{R′RP}14-1	16,3∠26,9/ЮВ>182,8∠6,7{R′PL}14-1	-
348∠59,9/ЮЗ<345,1∠4,9{R′RL}33-2	350∠72/ЮЗ<348,2∠5,5{R′RL}33-2	**357∠60/ЮЗ**<345,7∠18,9{PL}32-2**	355,6∠77,8/ЮЗ<350,9∠20,8{RPL}33-2
7,8∠80,9/СЗ<4,3∠20,8{R′RL}17-2	**6,4∠83,9/СЗ**<6∠3,8{R′RPL}18-2	**8,5∠84/СЗ**<7,1∠11,9{PTL}14-2 *0,4∠74,6/СЗ*<359∠4,9{R′RP}17-2	**2,3∠78/СЗ**<356,6∠25,1{(R′)RPL}17-2
339,6∠74,9/ЮЗ<333,7∠20,5{PL}19-2**	341,1∠80,9/ЮЗ<338,3∠16,7{R′PL}18-2	349,8∠72/ЮЗ<342,4∠21,9{RPL}17-2	346,8∠74,9/ЮЗ<341,4∠19,6{PL}16-2**
17,6∠87/СЗ<15,9∠29,3{R′RPL}17-6	27,9∠81/СЗ<19∠44,3{R′RL}17-5	-	18,9∠80,1/СЗ<15∠22,7{RL}18-2**
338,6∠42,1/СВ>4,6∠21,6{R′RL}11-2	339,5∠57/СВ>1,6∠30,1{RTL}14-2	348,4∠47,9/СВ>9,6∠21,8{R′RL}13-2	348,7∠47,9/СВ>15,3∠26,3{R′RL}13-2
323,6∠80,9/СВ>325,2∠51,9{TL}22-3**	321,5∠84/СВ>330,8∠56,9{R′TL}22-3	322,6∠71,9/СВ>336∠35,9{RTL}22-3	320∠74,9/СВ>339,9∠52,1{RTL}20-3
327,9∠87/СВ>334,7∠66{R′RL}14-3	330∠81/СВ>346,3∠60,6{R′RL}13-3	334,3∠83,9/СВ>338,5∠34,4{R′RL}12-7	320∠74,9/СВ>87,5∠71,4{R′RL}13-3
32,9∠62,9/СЗ<253,4∠51,7{R′RL}9-4	**29,9∠59,7/СЗ**<265,1∠54,6{R′RL}13-3	*36,3∠68/СЗ*<259,7∠59,5{R′R}9-3**	*31,6∠71,2/СЗ*<253,1∠62,6{R′R}9-3**
357,4∠72,4/СВ<169,4∠23,6{R′RTL}20-2	357,5∠72/СВ<171,3∠18,3{R′RL}19-2	357,7∠77,9/СВ<175,2∠11{R′RTL}20-2	357,2∠65,9/СВ<170,5∠14,4{RTL}20-2
-	**4,1∠69,1/ЮВ**<171,2∠30,3{RTL}21-2	-	**3,1∠86,9/ЮВ**<180,2∠41{RTL}21-5, -7
-	19,7∠87/СЗ<201∠23,6{PTL}19-6	15,1∠77,9/СЗ<196,2∠5{R′RL}18-1	19,6∠87,1/СЗ<200,4∠10,4{R′RL}21-6
357,4∠72,4/СВ<169∠24,6{R′PL}12-2	351,5∠75/СВ<165,9∠19,9{R′RPL}11-2	1,3∠68,9/ЮВ<176,1∠13{R′RL}11-2	358,3∠51,1/СВ<169∠10,8{R′RL}11-2
10,8∠66,1/ЮВ<131,8∠62,7{R′RL}10-3	9,1∠60,1/ЮВ<141,1∠52,3{R′RL}10-3	14,4∠69/ЮВ<132,1∠66,5{RL}10-3**	4,7∠57/ЮВ<124,6∠53,1{RL}10-3**
347,5∠71,9/ЮЗ<172,6∠15,3{PTL}8-1	349,2∠84/ЮЗ<172,2∠26,3{R′TL}8-6	353,4∠78/ЮЗ<174∠1,6{RTL}9-2, -6?	**355,4∠78,1/ЮЗ**<175,8∠1,9{ R′PL}9-1
323,9∠30,2/ЮЗ>179,4∠18,7{R′RL}11-2	-	330,3∠41,9/ЮЗ>181,6∠25{R′RL}13-2	322,6∠48,1/ЮЗ>175,3∠31,1{R′RL}12-2
36,6∠81,2/СЗ<236,1∠65,1{R′RL}10-3	27,5∠69/СЗ<235,1∠51,3{R′RL}9-5	45∠78,2/СЗ<243,1∠56,5{R′R}10-3**	32,7∠82,4/СЗ<224,9∠57,7{R′R}10-3**
356,7∠80,9/ЮЗ>184,7∠40,9{PTL}32-5	**357,9∠83,8/ЮЗ**>182,1∠33,9{RPL}30-7	**357,8∠83,9/ЮЗ**>181,6∠30{PL}30-7**	348,6∠87,1/ЮЗ>170,5∠34,5{PTL}30-7
339,6∠74,9/ЮЗ>197,7∠66,4{R′RL}24-3	332,4∠71,7/ЮЗ>178,4∠52,9{R′RL}24-3	**339,6∠75/ЮЗ**>188,7∠61,4{RL}25-3** 332,4∠75,2/ЮЗ>175,7∠56,1{RL}23-3**	330∠71,8/ЮЗ>172,4∠49,5{RL}22-3**
339,6∠74,9/ЮЗ>165,2∠20,1{PL}22-2**	340∠72/ЮЗ>167,1∠20,8{R′PTL}23-2	-	**339,6∠75/ЮЗ**>166,8∠24,9{RL}23-2**
351,1∠51,2/ЮЗ>178,9∠9,6{R′RL}15-2	**350∠54/ЮЗ**>179,6∠12,9{R′RL}14-2	353,4∠54/ЮЗ>179,8∠8,6{R′RL}14-2	356,6∠54/ЮЗ>177,5∠0,8{R′PL}15-2
339,6∠74,9/ЮЗ>168∠28,4{R′RL}8-2	**341,4∠62,8/ЮЗ**>174,6∠24{R′RL}8-2	342,8∠57,2/ЮЗ>174,1∠16,9{R′RL}11-2	339,9∠54/ЮЗ>169∠11,9{R′RL}11-2
348∠59,9/ЮЗ>185,5∠27,4{R′L}3-2**	**350∠54/ЮЗ**>184,3∠18,8{PTL}3-2	353,4∠54/ЮЗ>182,4∠12,2{R′RL}5-2	352,8∠62,9/ЮЗ>182,9∠19{TL}?-2**
-	332,4∠71,7/ЮЗ>253,4∠71,4{R′RL}28-3	332,6∠68,9/ЮЗ>221,8∠67,5{RL}28-3**	333,2∠62,9/ЮЗ>254∠62,5{RL}28-3**
329,8∠68,9/СВ>109,5∠59,2{R′RTL}12-3	329,9∠75/СВ>107,6∠68,3{R′RL}12-3	*327,6∠75,7/СВ*>106,8∠68,8{RT}12-3**	-
326,2∠48,1/ЮЗ>202,6∠42,9{R′RL}9-5	**321,2∠59,8/ЮЗ**>213,5∠58,6{R′RL}8-3	-	330∠72/ЮЗ>205,6∠68,6{R′RL}6-5

Примечание. * По опубликованным материалам [Ручьев, 2011] и новым данным; ** гипотетические двухэлементные парагенезисы.
Note. * From publication [Ruchyov, 2011, numbers of figures and diagrams] and new data; ** hypothetic two-element parageneses.

Наличие в разновозрастных породах парагенезисов-аналогов способствовало разделению ПССЭ интенсивно дислоцированных сариолийских конгломератов на группы «ранних» и «поздних» (табл. 3).

Правомерность отнесения парагенезисов к различным возрастным группам подтверждается намечающимися различиями деформационных режимов, продуцировавших «ранние» и «поздние» ПССЭ (табл. 1). При формировании «ранних» парагенезисов доминировал сбросовый режим (59,1 % ПССЭ), характерный для обстановок растяжения земной коры. Взбросо-сбросовый, взбросовый, сдвиговый режимы (соответственно 18,2; 9,1; 13,6 % ПССЭ) проявились гораздо слабее. Подавляющее число (86,4 %) «ранних» парагенезисов дает информацию о преобладавшей вертикальной составляющей смещения блоков горных пород.

В группе «поздних» ПССЭ только 29,3 % отвечают сбросовому, 5,2 % – взбросовому, 1,7 % – взбросо-сбросовому, 3,4 % – октаэдрическому деформационным режимам. Остальные парагенезисы формировались преимущественно в сдвиговом, сбросо-сдвиговом, взбросо-сдвиговом режимах (соответственно 48,3; 8,6; 3,5 % ПССЭ), то есть большая часть (60,4 %) «поздних» парагенезисов образовались в условиях деформации со значимой горизонтальной компонентой перемещения.

Сопоставление ПССЭ лопийских и сариолийских пород показывает, что в последних присутствуют аналоги всех «ранних» структурных парагенезисов, свойственных фельзитам (табл. 1, 3). Этот факт безоговорочно свидетельствует о постсариолийском относительном возрасте «ранних» ПССЭ. Разумеется, наложенные «поздние» рудоконтролирующие структуры моложе «ранних», причем с учетом изменения специфики деформационных режимов возможен большой разрыв во времени их образования.

Таким образом, в очередной раз подтверждено, что локализация рудоконтролирующих сдвиговых зон в архейских породах сама по себе, без дополнительной аргументации, не является основанием для суждений об архейском возрасте рудных объектов. Это ограничение применительно к геологическим образованиям ВСЗКП не всегда принималось во внимание или игнорировалось.

Уже первое посещение рудопроявления Калливолампи оставило впечатление о сходстве принципиальных особенностей геологической ситуации с наблюдавшейся на расположенном в пятнадцати километрах севернее разведочном участке золоторудного месторождения Педролампи (рис. 1), структурный анализ которого был сделан ранее [Ручьев, 2011]. Выполненное для исследованных участков Калливолампи и Педролампи сопоставление ПССЭ горных пород выявляет сходство многих из них вплоть до полной идентичности, одинаковые деформационные условия и общую генеральную последовательность формирования (табл. 3). Все это позволяет рассматривать ПССЭ рудопроявления Калливолампи как постъятулийские.

Относительный возраст сдвиговых дислокаций, определенный с помощью тектонофизического анализа, не противоречит данным изотопного датирования метасоматитов из рудоконтролирующих структур месторождения Педролампи и уточняется ими: возраст ≈ 1,72 млрд лет интерпретируется как соответствующий процессу золоторудной минерализации [Ларионова и др., 2013], возраст 1713,1 ± 9,5 млн лет – как ее поздний временной рубеж [Глебовицкий и др., 2014].

Таким образом, результаты изучения рудопроявления Калливолампи служат новым подтверждением феномена палеопротерозойского благороднометалльного рудогенеза в области развития архейских пород ВСЗКП. Этот рудогенез широко проявился и в других зеленокаменных поясах Карельского кратона [Ларионова и др., 2013 и др.], и в постархейских геологических образованиях. В пределах Фенноскандинавского щита именно протерозойские проявления и месторождения золота наиболее многочисленны и экономически значимы [Филиппов, Вревский, 2013].

Сходство ПССЭ, выявленных на проявлении Калливолампи и месторождении Педролампи (табл. 3), свидетельствует о принадлежности золотоконтролирующих структур к одной и той же рудогенерирующей системе. В связи с этим возникает вопрос: другие золотоносные объекты ВСЗКП, различающиеся по особенностям минерализации и традиционно используемым классификационным признакам, – продукты единой или нескольких рудообразующих систем?

В опубликованных материалах, характеризующих территориально сближенные благороднометалльные проявления наиболее изученной Эльмусской лицензионной площади (рис. 1), больше внимания обращалось на их различия, а не на признаки сходства, что нашло отражение в рудно-формационной типизации [Олейник и др., 2013] и подборе возможных аналогов [Булавин и др., 2013] золоторудных объектов. Однако различия,

устанавливаемые главным образом по специфике руд и принимаемые в качестве атрибутивных, могут быть обусловлены как зависимостью минерализации от свойств вмещающей среды, так и уровнем эрозионного среза крутопадающих зональных рудных тел в субвертикально перемещенных блоках горных пород.

Для аргументации вывода о формировании группы золотоносных объектов в условиях одной и той же рудогенерирующей системы важна информация о чертах их сходства. Природные предпосылки для ее получения есть. В этом аспекте привлекает внимание отчетливо выраженный контроль разнотипного оруденения преимущественно субмеридиональными (СЗ 338° – СВ 22°) зонами сдвиговых дислокаций. Неоднократно высказывались мнения об архейской природе этих структур. Однако наиболее изученные из них, судя по результатам тектонофизических и геохронологических исследований, имеют палеопротерозойский возраст. Близость пространственной ориентировки предположительно гетерохронных рудоконтролирующих структур – уже достаточный повод для их детального исследования, которое позволит расширить и уточнить представления об условиях и времени образования.

В зависимости от реологических свойств горных пород и интенсивности деформаций рудоконтролирующие сдвиговые зоны могут относиться к различным морфотипам, но при этом формироваться в ходе одних и тех же эпизодов тектоногенеза. При многообразии особенностей внутреннего строения сдвиговых дислокаций обоснованные суждения об условиях их генезиса возможны с использованием сведений о ПССЭ. Так, например, на разведочном участке Педролампи, где вертикальная составляющая смещения по тектоническому контакту архейских и протерозойских пород – не менее двухсот метров, в обнажении сброшенного блока ятулийских метапесчаников наблюдалось сублинейное тело псефитовых кластолитов, в железоокисном цементе которых было установлено [Алексеев и др., 2007] высокое содержание золота, присутствие серебра, платины, палладия. По своим морфологическим особенностям зона кластолитов относится к типу хрупких сдвиговых дислокаций, резко отличается от золотоносных зон тонкого рассланцевания лопийских метабазитов, но, по результатам сопоставления ПССЭ, сформировалась в ходе тех же деформационных эпизодов, что и они [Ручьев, 2011]. Зона кластолитов, скорее всего, представляет один из вариантов эрозионного среза апикальной части рудных тел месторождения, поэтому было отмечено [там же], что сдвиговые зоны дезинтеграции и железоокисной минерализации разновозрастных горных пород на территории ВСЗКП и его обрамления заслуживают внимания как потенциальные постъятулийские благороднометалльные объекты.

В связи с этим интересно рудопроявление Южка, выявленное в полутора километрах юго-восточнее месторождения Педролампи поисковыми работами ООО «Индустрия», проводившимися с 2011 г. Судя по описаниям [Булавин и др., 2013; Кулешевич, Олейник, 2018], этот крупноразмерный объект (мощная зона, или система зон тектонических брекчий с золотонесущим гетит-гематитовым и лимонитовым цементом, прослеженная бурением на глубину около двухсот восьмидесяти метров) имеет ту же природу, что и педролампинские кластолиты. Иначе говоря, есть основания для предположения о единых причинах происхождения золоторудных объектов Южка и Педролампи. Его проверка важна для оценки благороднометалльного потенциала Эльмусского участка недр.

Разумеется, при выяснении природы рудопроявлений необходимо сочетание тектонофизических и обычно применяемых методов исследования, так как кроме структурных имеются и иные черты сходства. Например, многим золотоносным объектам ВСЗКП свойственна сурьмяная минерализация. Теннантит и антимонит есть в золото-пиритовых рудах месторождения Педролампи. На проявлении Кюняшельга широко развит тетраэдрит [Олейник и др., 2013]. Здесь, на северном фланге Центральной залежи месторождения, золото-пиритовые руды вскрыты на глубинах 130 м и более, а на поверхности, в ятулийских кварцито-песчаниках и конгломератах, наблюдается золотоносная Sb-Ag-Cu минерализация, которая предположительно отнесена к верхнему уровню рудно-метасоматической колонки [Булавин и др., 2013]. В качестве геохимического спутника золота сурьма отмечалась при описании рудопроявлений Гавшламнойя и Южка [Олейник и др., 2013], на последнем присутствуют тетраэдрит, плагионит, джемсонит, семсейит, буланжерит [Кулешевич, Олейник, 2018]. Тетраэдрит и бертьерит найдены на рудопроявлении Калливолампи (рис. 3, f). Южнее, на Северо-Гирвасском проявлении золота, выявлены Ag-тетраэдрит, ульманнит, As-ульманнит, фалькманит, менегенит, кобеллит, тучекит, фаматинит, гаухекорнит [Лавров, Кулешевич, 2012; Иващенко и др., 2014]. Не вызывает сомнения, что целенаправленное

изучение минералов сурьмы, признанных индикаторов условий рудообразования, даст ценную информацию о чертах сходства и различия перечисленных объектов. Число подобных примеров можно увеличить.

Таким образом, совокупность материалов изучения рудопроявления Калливолампи и предшествующих исследований других объектов приводит к заключению о наличии геологических обстоятельств, благоприятствующих выяснению генетической принадлежности многочисленных и разнообразных рудопроявлений, выявленных на Эльмусской лицензионной площади. Следует отметить, что не только эта площадь, но и вся территория ВСЗКП и его ближайшего обрамления является удобным полигоном для детального изучения рудообразующих систем и разнообразия продуктов их функционирования.

Выводы

На обнаженном участке золотосодержащего флюорит-сульфидного проявления Калливолампи с использованием тектонофизических методов выявлены и идентифицированы ПССЭ тектонически контактирующих лопийских (неоархейских) и сариолийских (палеопротерозойских) гетерогенных горных пород. Сопоставление ПССЭ разновозрастных пород свидетельствует о постсариолийском времени их полифазной сдвиговой деформации. В ходе ее большинство субплоскостных структурных элементов подверглось многократной активизации. Определены наиболее вероятные деформационные режимы формирования ПССЭ: на раннем, дорудном, этапе – доминирующий сбросовый и взбросо-сбросовый; на позднем, рудном и, вероятно, пострудном этапе – преимущественно сдвиговый. Новые статистические данные о пространственной ориентировке структурных элементов рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций могут быть с пользой применены при геологоразведочных работах.

Выявление признаков золотоносности позволяет сравнивать рудопроявление Калливолампи с другими благороднометалльными объектами ВСЗКП. Установлено, что на удаленных друг от друга участках этого рудопроявления и постъятулийского месторождения золота Педролампи многие ПССЭ весьма сходны вплоть до полной идентичности и формировались в одних и тех же деформационных режимах. Одинакова и генеральная последовательность образования сдвиговых дислокаций различной пространственной ориентировки: сначала появились структуры с северо-западным и север-северо-западным, затем с преобладающим север-северо-восточным и северо-восточным простиранием плоскостей генерального смещения. Аналогия ПССЭ рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций на золотосодержащем флюорит-сульфидном проявлении Калливолампи и месторождении золота Педролампи позволяет считать эти объекты продуктами одной и той же постъятулийской рудообразующей системы, а также ставить вопрос о принадлежности к ней и некоторых других проявлений золотоносной минерализации на территории Эльмусского рудного узла.

Результаты изучения рудопроявления Калливолампи – новое подтверждение феномена палеопротерозойского благороднометалльного рудогенеза в лопийских образованиях. Обоснование постъятулийского возраста рудоконтролирующих структур, как уже отмечалось, расширяет поисковые перспективы на площади ВСЗКП, указывая на возможность выявления золоторудных проявлений не только в архейских, но и в перекрывающих палеопротерозойских образованиях.

Литература

Алексеев В. Ю., Волков А. В., Прокофьев В. Ю. Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 12–15.

Булавин А. В., Добрынина Д. Н., Олейник И. Л. Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита: Мат-лы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 16–19.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.

Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А., Беляцкий Б. В., Богомолов Е. С., Бороздин А. П., Савва Е. В., Лебедева Ю. М. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // Петрология. 2014. Т. 22, № 2. С. 208–232. doi: 10.7868/S0869590314020022

Иващенко В. И., Голубев А. И., Ибрагимов М. М., Ромашкин А. Е. Золотосодержащее оруденение архея Койкарской структуры: генетическая типизация, минеральные ассоциации, условия образования, перспективы // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 39–55.

Кулешевич Л. В., Олейник И. Л. Рудная минерализация и генезис золото-лимонитового проявления Южка (Эльмусская площадь, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. № 11. 2018. С. 96–110. doi: 10.17076/geo761

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 87–99.

Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н., Носова А. А. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 5. С. 374–396. doi: 10.7868/S0016777013050055

Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Коссовая О. Л., Бахтеев А. Р., Евдокимова И. О., Горбачевич Н. Р., Ногина М. Ю., Никонова А. С., Суриков С. Н., Чуйко М. А., Шишлянников А. Н., Астафьев Б. Ю., Воинов А. С., Богачев В. А., Яновский А. С., Амонтов А. В., Андросов Е. А., Иванова Н. О., Суслова С. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист P-(35),36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

Михайлов В. П., Леонтьев А. Г., Голованов Ю. Б., Ярцев В. М., Ушков В. В., Ручьева Н. П., Дегтярева Т. А., Федюк З. Н., Борисова Р. И., Щипцов В. В., Шеков В. А., Демидов И. Н., Бискэ Н. С., Панов В. А., Федюк А. В., Родионов В. С., Аминов В. Н., Щукин О. Н. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

Олейник И. Л., Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Иванов Д. В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Золото Фенноскандинавского щита: Мат-лы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 141–145.

Ручьев А. М. Структурные особенности разведочного участка и относительный возраст золоторудного месторождения Педролампи // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 92–112.

Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых зон: новый метод, первые результаты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 115–124.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2005. 230 с.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф., Горбатюк Л. В. Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1:50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. (Центральная Карелия, листы P-36-32, 33, 44, 45, 55, 56, 67, 68). 1982. ТФГИ по Республике Карелия. № 232.

Филиппов Н. Б., Вревский А. Б. Золото Фенноскандии: от статистики к стратегии // Золото Фенноскандинавского щита: Мат-лы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 166–171.

Reich M., Kesler S. E., Utsunomiya S., Palenik Ch. S., Chryssoulis S. L., Ewing R. C. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69, no. 11. P. 2781–2796.

References

Alekseev V. Yu., Volkov A. V., Prokof'ev V. Yu. Mineralogy and conditions of formation of the Pedrolampi gold deposit (Karelia, Russia). *Geodinamika, magmatizm, sedimentogenez i minerageniya Severo-Zapada Rossii = Geodynamics, magmatism, sedimentogenesis and minerageny of the North-West of Russia*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2007. P. 12–15. (In Russ.)

Bulavin A. V., Dobrynina D. N., Oleinik I. L. New data on the gold potential of the Elmus area, Central Karelia. *Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: Mat-ly mezhd. konf. = Gold of the Fennoscandian Shield: Proceed. Int. Conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2013. P. 16–19. (In Russ.)

Filippov N. B., Vrevskii A. B. Gold of Fennoscandia: from statistics to strategy. *Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: Mat-ly mezhd. konf. = Gold of the Fennoscandian Shield: Proceed. Int. Conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2013. P. 166–171. (In Russ.)

Gintov O. B., Isai V. M. Tectonophysical studies of consolidated crust faults. Kiev: Nauk. Dumka; 1988. 228 p. (In Russ.)

Gintov O. B. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation. Kiev: Feniks; 2005. 572 p. (In Russ.)

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb-Sr age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Karelian Craton, Baltic Shield. *Petrologiya = Petrology*. 2014;22(2): 208–232. doi: 10.7868/S0869590314020022 (In Russ.)

Ivashchenko V. I., Golubev A. I., Ibragimov M. M., Romashkin A. E. Archean auriferous mineralization of the Koikary structure: genetic typification, mineral assemblages, formation conditions, perspectives. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of RAS*. 2014;1:39–55. (In Russ.)

Kuleshevich L. V., Oleinik I. L. Ore mineralization and genesis of the Yuzhka gold-limonite occurrence, Elmus area, Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of RAS*. 2018;11:96-110. doi: 10.17076/geo761 (In Russ.)

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Gold mineralization of the Koikary structure, Central Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of RAS*. 2012;3:87–99. (In Russ.)

Larionova Yu. O., Samsonov A. V., Shatagin K. N., Nosova A. A. Isotope-geochronological evidence of the Paleoproterozoic age of gold mineralization in the

Archean greenstone belts of Karelia (Baltic Shield). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits*. 2013;55(5):374–396. doi: 10.7868/S0016777013050055 (In Russ.)

Maksimov A. V., Bogdanov Yu. B., Voinova O. A., Kossovaya O. L., Bakhteev A. R., Evdokimova I. O., Gorbachevich N. R., Nogina M. Yu., Nikonova A. S., Surikov S. N., Chuiko M. A., Shishlyannikov A. N., Astaf'ev B. Yu., Voinov A. S., Bogachev V. A., Yanovskii A. S., Amontov A. V., Androsov E. A., Ivanova N. O., Suslova S. V. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). The Baltic series. Sheet P-(35),36 - Petrozavodsk. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI; 2015. 400 p. (In Russ.)

Mikhailov V. P., Leontiev A. G., Golovanov Yu. B., Yartsev V. M., Ushkov V. V., Ruch'eva N. P., Degtiareva T. A., Fedyuk Z. N., Borisova R. I., Shchiptsov V. V., Shekov V. A., Demidov I. N., Biske N. S., Panov V. A., Fedyuk A. V., Rodionov V. S., Aminov V. N., Shchukin O. N. Mineral resources of the Republic of Karelia. Book 2. Nonmetallic minerals. Underground waters and therapeutic muds. Petrozavodsk: Kareliya; 2006. 356 p. (In Russ.)

Oleinik I. L., Kuleshevich L. V., Lavrov O. B., Ivanov D. V. Ore-facies types and mineral associations of gold ore sequences in the Elmus area. *Zoloto Fennoskandinavskogo shchita*: *Mat-ly mezhd. konf. = Gold of the Fennoscandian Shield: Proceed. Int. Conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2013. P. 141–145. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Structural characteristics of the exploring area and relative age of the Pedrolampi gold ore deposit. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia.* Iss. 14. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. P. 92–112. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Structural analysis of shear zones: a new method, the initial results. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 15. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2012. P. 115–124. (In Russ.)

Svetov S. A. Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2005. 230 p. (In Russ.)

Sivaev V. V., Goroshko A. F., Gorbatyuk L. V. Report on the group geological survey and additional study of the 1:50,000 scale of the north-western wing of the Onega Mulda and its framing, conducted in 1978–1982. (Central Karelia, sheets P-36-32, 33, 44, 45, 55, 56, 67, 68). 1982. TFGI for the Republic of Karelia. No. 232. (In Russ.)

Reich M., Kesler S. E., Utsunomiya S., Palenik Ch. S., Chryssoulis S. L., Ewing R. C. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2005;69(11):2781–2796.

Поступила в редакцию / received: 10.02.2022; принята к публикации / accepted: 15.03.2022.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Ручьев Андрей Михайлович
старший научный сотрудник

e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Ruchyov, Andrey
Senior Researcher

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 99–111
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 99–111
DOI: 10.17076/geo1493

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 553.613

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ПРИМЕНЕНИЯ ОТВАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ ЧУПИНО-ЛОУХСКОГО ПОЛЯ

Т. П. Бубнова*, В. П. Ильина

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *bubnova@krc.karelia.ru*

Приведен краткий обзор состояния карьеров и отвалов, оставшихся после разработки месторождений керамических пегматитов Хетоламбина и им. Чкалова – ранее являвшихся основными поставщиками высокосортного полевошпатового сырья. Проведена оценка вещественного состава отвалов, сложенных минеральными фракциями (кварц, слюда, полевые шпаты), являющимися сырьем, некондиционным по крупности и качеству. Значительную часть отвалов занимают вскрышные и вмещающие породы – амфиболиты, гнейсы, габбро, габбронориты. Показано, что химический состав полевошпатовых фракций, состоящих из чистого микроклина, микроклинового и плагиомикроклинового пегматита, обусловливает их потенциальную пригодность для использования при производстве тонкой и строительной керамики, стекла электровакуумного, высокосортного технического, листового. Отвалы рудосортировочных цехов и Чупинской помольно-обогатительной фабрики представляют собой измельченную массу кварц-полевошпатового состава. В результате изучения возможности использования мелкозернистых отходов обогащения в качестве составной части сырьевой массы установлено их положительное влияние на технологические особенности при производстве облицовочных керамических плиток. Горные породы, промышленные минералы и отвалы горнопромышленных предприятий Лоухского района Республики Карелия, приравненного к арктическим районам РФ, представляют интерес не только как перспективное минеральное сырье, но и как объекты горно-индустриального наследия.

Ключевые слова: полевошпатовое сырье; микроклин; отходы обогащения; керамика; Карелия

Для цитирования: Т. П. Бубнова, В. П. Ильина. Оценка перспектив применения отвалов месторождений керамических пегматитов Чупино-Лоухского поля // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 99–111. doi: 10.17076/geo1493

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР 210 Института геологии КарНЦ РАН 121040600173-1.

T. P. Bubnova*, V. P. Ilyina. ESTIMATING THE PROSPECTS FOR THE USE OF THE CHUPA-LOUHI FIELD CERAMIC PEGMATITE DEPOSIT WASTE DUMPS

*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *bubnova@krc.karelia.ru*

Karelia ranks first in Russia in terms of explored reserves of traditional feldspar rocks – ceramic and mica pegmatites. A significant part of the pegmatite deposits have been worked out; some objects with estimated reserves remain in the reserve. The article provides a brief overview of the state of the quarries and dumps left after the mining of the Hetolambina and Chkalovskoe ceramic pegmatite deposits – the main sources of high-grade feldspar raw materials. The material composition of the dumps, composed of mineral fractions (quartz, mica, feldspars), which are raw materials of substandard size and quality, was assessed. A substantial part of the dumps is overburden and host rocks – amphibolites, gneisses, gabbros, gabbro-norites. We show that the chemical composition of feldspar fractions, consisting of pure microcline, microcline and plagiomicrocline pegmatite, makes them potentially suitable for the production of fine and construction ceramics, vacuum glass, high-grade technical glass, and sheet glass. The wastes from ore separation plants and the Chupa grinding and processing plant are represented by crushed material with quartz-feldspar composition. Analysis of the possibility of integrating fine-grained concentration wastes into the feedstock showed they can have a positive effect on the technological characteristics of the facing ceramic tiles production process. Rocks, industrial minerals, and waste dumps of mining enterprises of the Louhi District of the Republic of Karelia, which was included in the Russian Arctic Zone, are of interest not only as promising mineral raw materials, but also as mining and industrial heritage destinations.

Keywords: feldspar raw materials; microcline; concentration waste; ceramics; Karelia

For citation: Bubnova T. P., Ilyina V. P. Estimating the prospects for the use of the Chupa-Louhi field ceramic pegmatite deposits waste dumps. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;2:99–111. doi: 10.17076/geo1493

Funding. The study was funded within the regular research area 210 of the Institute of Geology KarRC RAS #121040600173-1.

Введение

По разведанным запасам традиционных полевошпатовых пород – керамических и слюдяных пегматитов Карелия является одним из важнейших регионов России. Отдельные месторождения с подсчитанными запасами являются резервной базой, но значительная часть пегматитового сырья отработана [Голованов и др., 2006; Государственный..., 2015; Щипцов, Иващенко, 2018]. После отработки месторождений, как правило, накапливаются значительные массы твердых отходов недропользования, не находящих применения в данном производстве. Это вскрышные породы в отвалах, некондиционное сырье, хвосты обогащения и пр. Их состав зависит от характера горных работ, минералого-петрографических особенностей полезных ископаемых, технологий их переработки и многих других факторов. Неизменно это менее качественный материал по сравнению с исходным сырьем. Однако в связи со значительными объемами их последующее освоение открывает перспективы самостоятельного горного производства [Мельников и др., 2010; Еромасов и др., 2012; Саламанова и др., 2015; Малышев и др., 2016; Кузьмина, 2017; Левченко и др., 2018; Местников и др., 2019; Raszewski et al., 2020]. Проблема вовлечения в промышленную разработку отходов добычи и переработки полезных ископаемых объясняется не только ценными потребительскими свойствами содержащихся в них полезных компонентов, но и возможной высокой степенью их экологической опасности для окружающей среды [Murguía et al., 2016; Prokopenko et al., 2017; Romanova, Sirotin, 2019]. Необходимость утилизации отходов является одним из самых главных экологических вопросов. Согласно Федеральному закону «Об отходах производства и потребления» [2020], наряду с мерами по безопасному обращению с ними проблема повторного вовлечения отходов в промышленное производство является одной из приоритетных.

Национальный стандарт РФ «Обращение с отходами» (ГОСТ Р 52108-2003) устанавливает общие правила обращения с отходами и состав технической, экономической, отчетной и другой документации, направленной на определение основных опасных и ресурсных (инертных) характеристик отходов с целью снижения их реальной или потенциальной опасности для людей и окружающей среды и повторного вовлечения в промышленное производство (утилизацию). В 2011 году издан Приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации «Об утверждении Порядка ведения государственного кадастра отходов» [2011]. Следует отметить, что реестр объектов размещения отходов включает сведения только об эксплуатируемых объектах. Объекты размещения отходов, выведенные из эксплуатации (в том числе рекультивированные или законсервированные), не подлежат учету в кадастре.

Полевошпатовым сырьем керамических пегматитов Северной Карелии является микроклин и микроклиновый пегматит, содержание которых колеблется в пределах 30–75 % от общей пегматитовой массы. В Лоухском районе существует около 200 горных выработок, которые интенсивно разрабатывались с начала 20-х годов прошлого века. Большая их часть расположена в районе побережья Чупинского залива Белого моря [Пекки, Разоренова, 1977; Голованов и др., 2006]. Они разрабатывались ГОКом «Карелслюда», который на пике своего развития включал 10 рудников, действующих на базе полевошпатовых месторождений Чупино-Лоухского пегматитового узла. ГОК был крупнейшим в СССР поставщиком полевошпатового сырья и мусковита на десятки предприятий страны. В 90-е годы XX в. предприятие, работающее по старым технологиям и на изношенном оборудовании, постоянно сокращало свое производство, что в результате привело к банкротству. Несмотря на отдельные попытки по возобновлению горнодобычных работ, так или иначе производство пришло в упадок, отработка большинства месторождений прекратилась. Карьеры остались в заброшенном состоянии. По инициативе геологов ГОКа и Северной экспедиции в эти годы были начаты работы по оценке ресурсного потенциала отвалов слюдяных и керамических пегматитов месторождений Лоухского района с целью возобновления добычи слюды – мусковита [Родионов, 2007]. В данной работе исследованы химический, минеральный и гранулометрический состав проб из отвалов карьерной разработки керамических пегматитов, некондиционного материала рудосортировочных цехов и отсевов Чупинской помольно-обогатительной фабрики (ПОФ). Определены возможности комплексного использования полевошпатового сырья.

Объекты и методы исследований

Объектами исследования послужили отвалы керамических пегматитов месторождений Хетоламбина (рис. 1) и им. Чкалова – ранее являвшихся основными поставщиками высокосортного полевошпатового сырья. В пределах месторождений известно более 400 пегматитовых жил различной мощности и строения, разработка которых велась по локальным участкам.

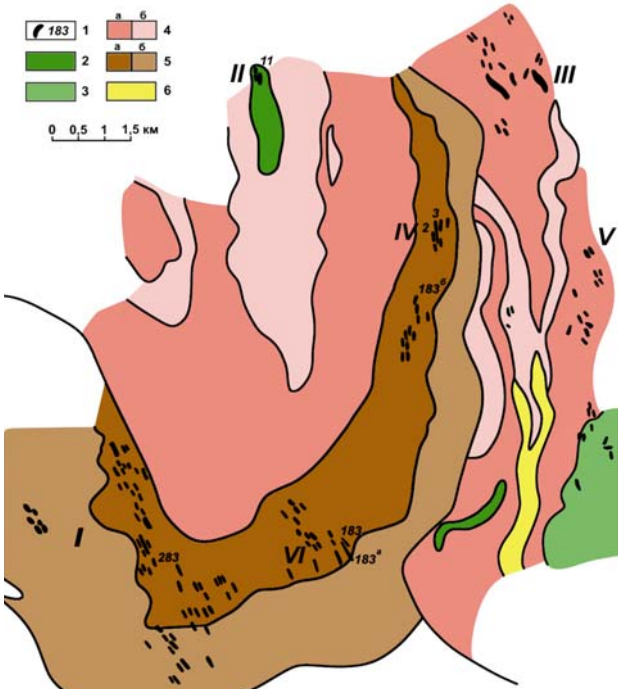


Рис. 1. Чупино-Лоухское пегматитовое поле: геологическая схематическая карта района Хетоламбинского месторождения [по: Чуйкина и др., 1971]:
1 – пегматитовые жилы и их количество; 2 – амфиболиты; 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсовидные диориты; 4 – микроклинсодержащие биотитовые гнейсы керетской свиты: а) мелкозернистые, б) среднезернистые; 5 – биотит- и амфибол-биотитовые гнейсы хетоламбинской свиты: а) тонкозернистые, б) среднезернистые; 6 – биотитовые гнейсы светло-серые хетоламбинской свиты. Участки: I – Хетоламбина; II – озеро Белое; III – озеро Воробьево; IV – озеро Уракка; V – Кивгуба; VI – Узкая Хетоламбина

Fig. 1. Chupino-Loukhskoe pegmatite field: a – geological sketch map of the Hetolambina pegmatite deposit area [after: Chuikina et al., 1971]:
1 – pegmatite veins and their number; 2 – amphibolites; 3 – amphibole, amphibole-biotite and biotite gneisouse diorites; 4 – microcline-bearing biotite gneisses of the Keret suite: a) fine-grained, b) medium-grained; 5 – biotite- and amphibole-biotite gneisses of the Hetolambina suite: a) fine-grained, b) medium-grained; 6 – light-grey biotite gneisses of the Hetolambina suite. Areas: I – Hetolambina; II – Lake Beloye; III – Lake Vorobyovo; IV – Lake Urakka; V – Kiv Bay; VI – Uzkaya Hetolambina

Для ревизионного обследования и технологического опробования выбраны отвалы четырех карьеров в границах рудного поля Чкаловского месторождения и двух горнодобычных участков на месторождении Хетоламбина. При выборе учитывались наиболее выгодное расположение в транспортном отношении, размеры и экономическая освоенность территории. Пробы отбирались с поверхности, максимальная крупность ограничивалась размером 200 мм.

Аналитические исследования проведены на базе комплекса оборудования Центра коллективного пользования КарНЦ РАН. Содержание петрогенных элементов в пробах анализировалось по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа, выполненного на спектрометре ARL ADVANT'X-2331. Вариации химического состава отдельных минералов изучались на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Минеральный состав сырья изучался по данным рентгенофазового анализа (РФА), выполненного на дифрактометре ARL X'TRA Powder X-ray Diffraction System (Thermo Fisher Scientfic) при Cu Kα-излучении в геометрии Брегга-Брентано. Гранулометрический анализ выполнялся рассевом на стандартном наборе сит с квадратными ячейками. Материал крупностью менее 1 мм анализировался на приборе серии LS 13 320 (Laser Diffraction Particle Size Analyzer, жидкостной модуль фирмы Beckman Coulter). Для оценки петрографического состава отвалов проводилась ручная рудоразборка на минеральные и породные составляющие с последующим взвешиванием и подсчетом содержания.

Результаты и обсуждение

Изучение возможных областей использования отвалов карьерной разработки керамических пегматитов

Карельское полевошпатовое сырье апробировано на практике при разработке традиционных керамических пегматитов северной Карелии (Хетоламбина, Чкаловское, Блинковые Варакки и др.) [Каменева, Скамницкая, 2003; Бубнова, Скамницкая, 2020]. Пегматитовые жилы отрабатывались открытым способом. Часть их были выработаны, некоторые – законсервированы ввиду уменьшения содержания микроклиновых разностей. От разработки остались заброшенные карьеры и техногенные отвалы (рис. 2).

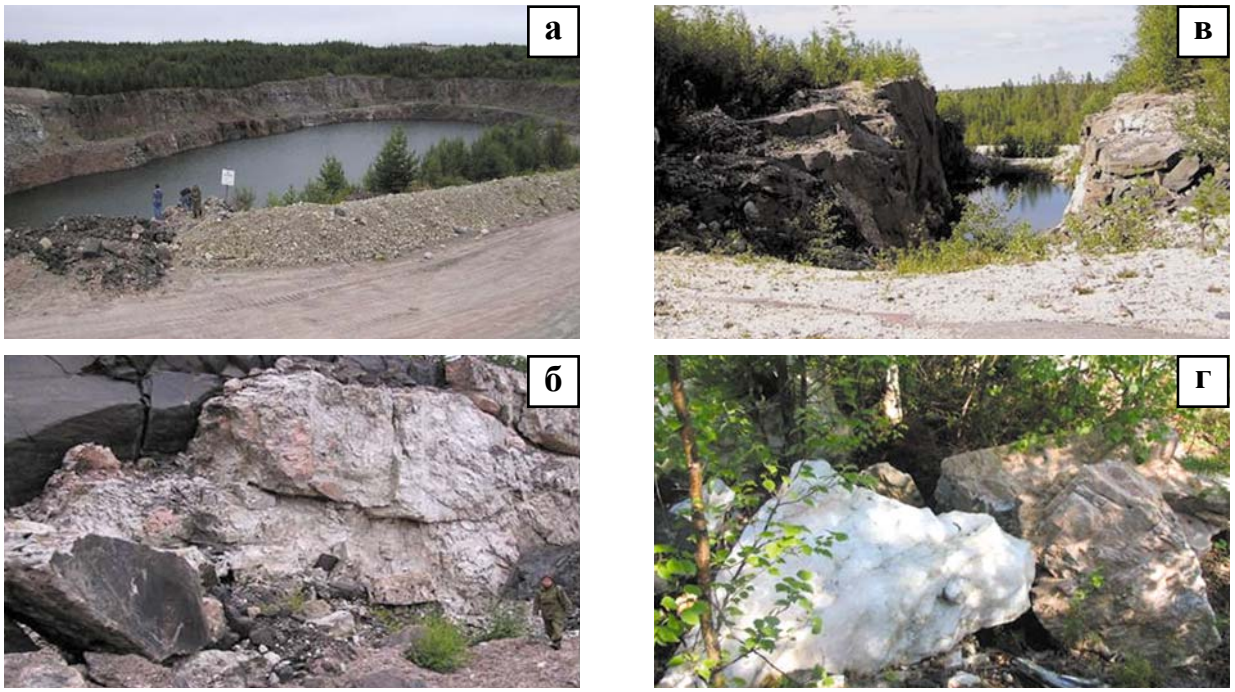


Рис. 2. Участки карьерной разработки керамических пегматитов на месторождениях Хетоламбина (а – карьер по разработке жилы № 183; б – стенка уступа карьера) и им. Чкалова (в – заброшенный карьер, г – отвальная масса, сложенная блоковыми кварцем и пегматитом микроклинового состава)

Fig. 2. Areas of open pit mining of ceramic pegmatites at the Hetolambina deposits (а – open pit for the development of vein No. 183; б – wall of the open pit bench) and Chkalov mine (в – abandoned quarry, г – dump mass, composed of block quartz and pegmatite of micro-wedge composition)

Отвальное хозяйство, как правило, располагалось в пределах границ карьеров, куда складировались вскрышные и вмещающие породы (амфиболиты, гнейсы, габбро, габбронориты), а также некондиционное по крупности и качеству полевошпатовое сырье. Компоненты отвалов распределены неравномерно, что связано с особенностями отработки каждого участка. Иногда наблюдается относительная дифференциация, когда в обособленные части отвалов вывозился или крупноглыбовый материал из вскрышных пород, или преимущественно пегматитовые породы, или смесь пород различного состава.

Обобщение данных, полученных в результате изучения ресурсного потенциала отвалов геологами Северной поисково-разведочной экспедиции [Родионов, 2007] и их ревизионного обследования сотрудниками Института геологии, показало, что содержание горных пород и минеральной составляющей на отвалах варьирует в широких пределах (табл. 1). Микроклин и слюды содержатся в минимальных количествах.

Таблица 1. Петрографический состав отвалов
Table 1. Petrographic composition of dumps

Месторождение Deposit	Содержание, мас. % Content, wt. %					
	микроклин microcline	пегматит микроклиновый microcline pegmatites	пегматит смешанного состава mixed pegmatite	кварц quartz	биотит, мусковит biotite, muscovite	вскрышные и вмещающие породы overburden and enclosing rocks
Хетоламбина Hetolambina	0–10	30–50	40–60	2–10	0–2	17–80
им. Чкалова Chkalov mine	1–7	1–4	20–45	1–35	0–8	5–46

Анализ одной из самых крупных производственных площадок на месторождении Хетоламбина в районе жилы 183 (рис. 1 и 2, а) наглядно демонстрирует преобладание вмещающих пород – габбро, амфиболитов и гнейсов (до 80 %). Полевошпатовая часть распределена неравномерно и представлена пегматитом смешанного состава (рис. 3, а, б) или микроклин-пертитом (рис. 3, в, г). Микроклиновые чистые разности отмечаются лишь в мелких фракциях, которыми отсыпались технологические дороги на карьерах.

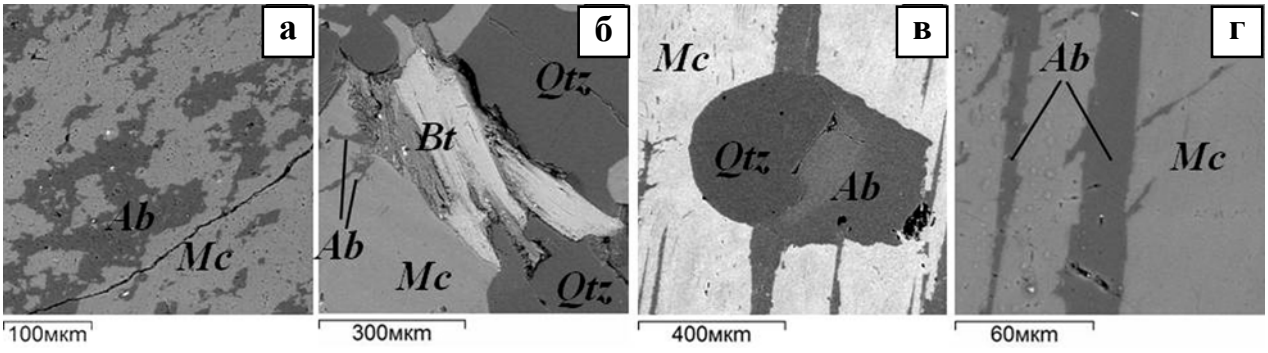


Рис. 3. Микроструктурные особенности пегматита месторождения Хетоламбина:
а, б – пегматит смешанного состава; в, г – микроклин-пертит. Изображение СЭМ VEGA II LMU: Mc – микроклин, Ab – альбит, Bt – биотит, Qtz – кварц

Fig. 3. Microstructural features of the Hetolambina pegmatite deposit:
а, б – mixed pegmatite; в, г – microcline with perthite ingrowths. Image of SEM VEGA II LMU: Mc – microcline, Ab – albite, Bt – biotite, Qtz – quartz

На отвалах месторождения им. Чкалова (табл. 1; рис. 2, в, г) основными породообразующими компонентами являются кварц, пегматит смешанного состава и породы скальной вскрыши (рассланцованные амфиболсодержащие гнейсы, плагиоамфиболиты).

С целью детально установить распределение материала отвалов по крупности проведен

рассев проб на стандартном наборе сит и подсчет выхода каждого класса крупности (рис. 4). Гранулометрический состав отвалов в пределах каждого месторождения характеризуется значительными вариациями – от песчаных фракций до крупных обломков размером 1,5×1×1 м (рис. 2, 4). Характерной особенностью отвалов, расположенных в непосредственной близости к поселкам, является наличие в достаточном количестве песчаных фракций, так как крупные куски микроклина и кварца выбирались вручную местными жителями для кустарного производства. В целом можно сказать, что крупные, средние и мелкие фракции находятся примерно в равных пропорциях.

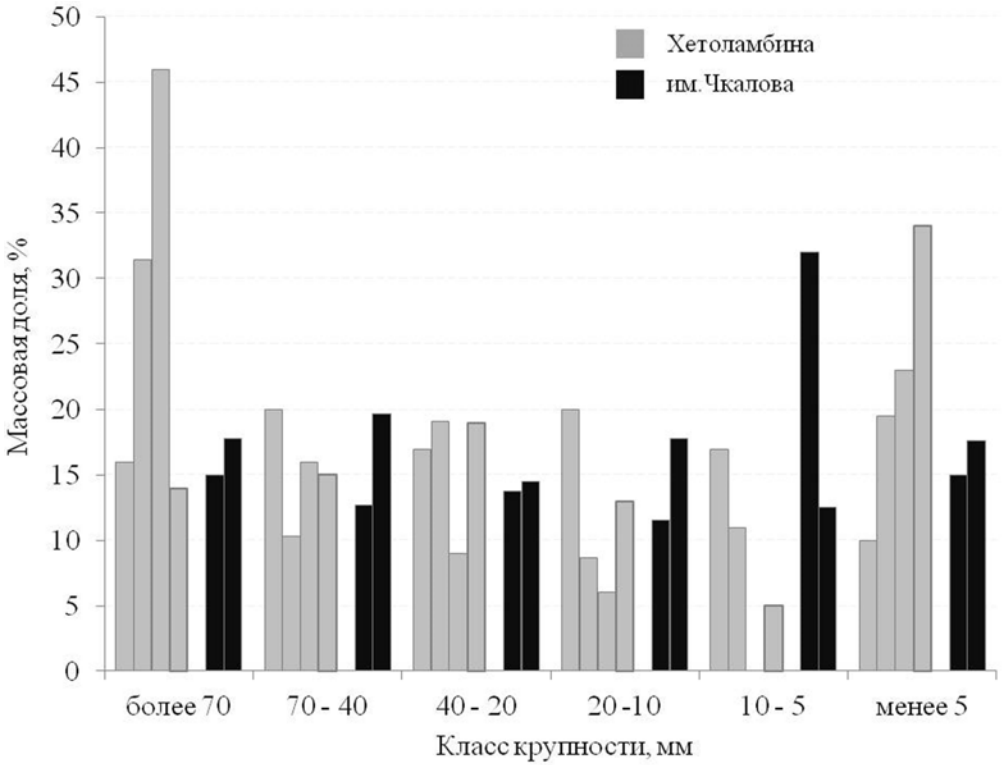


Рис. 4. Фракционный состав отвалов рудников Хетоламбина и им. Чкалова

Fig. 4. Fractional composition of the quarry dumps of the Hetolambina and Chkalov mines

До ввода в строй Чупинской ПОФ технология переработки керамического сырья заключалась в ручной рудоразборке на транспортерной ленте. В виде кускового сырья чистые микроклин, микроклиновый пегматит, кварц отправлялись потребителям. После начала действия ПОФ весь микроклиновый пегматит поступал на обогащение для снижения содержания железа в конечном продукте. На Чупинской ПОФ выпускалось три вида продукции: материал кварц-полевошпатовый для производства тонкой керамики (марка КПШМ-0,2-2), материал полевошпатовый для фарфоровой глазури (марка ПШК-0,15-2,5) и для электротехнической, абразивной и электродной отраслей (марки ПШК-0,18-3, ПШМ-0,3-3 и др.).

Для анализа химического состава полевошпатовых проб отвалов использованы материалы Северной поисково-разведочной экспедиции [Родионов, 2007] и авторские данные. Пробы набирались из чистого кускового микроклина, пегматита микроклинового и смешанного (плагиоклаз-микроклинового) состава. Результаты, приведенные в таблице 2, показывают потенциальную пригодность для использования полевошпатового сырья при производстве:

– тонкой керамики ($Fe_2O_3 \leq 0{,}15–0{,}30$ %; $CaO+MgO \leq 1{,}5–2{,}0$ %; K_2O+Na_2O – 8–12 %; K_2O/Na_2O – 2–3) – полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы, ГОСТ 7030-75;

– строительной керамики ($Fe_2O_3 \leq 0{,}20–0{,}30$ %; $CaO+MgO \leq 1{,}5–2{,}5$ %; K_2O+Na_2O – 7–9 %; K_2O/Na_2O – 0,7–0,9) – кварц-полевошпатовые материалы, ГОСТ 15045-78;

– стекла электровакуумного, высокосортного технического, листового ($Fe_2O_3 \leq 0{,}20–0{,}70$ %; Al_2O_3 – 11,5–20 %; K_2O+Na_2O – 7–12 %; $SiO_2 \leq 65–80$ %) – полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы, ГОСТ 13451-77.

Таблица 2. Средний химический состав полевошпатовых проб из отвалов месторождений Хетоламбина и им. Чкалова

Table 2. Average chemical composition of feldspar samples from dumps of the Hetolambina and Chkalov deposits

Отвалы месторождений Dumps of the deposits	Содержание, вес. % Content, wt. %							
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3+ FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	K_2O/Na_2O
Хетоламбина Hetolambina								
Микроклин Microcline	66,98	17,91	0,17	0,04	0,69	3,51	10,86	2,53–3,16
Микроклиновый пегматит Microcline pegmatite	67,77	18,17	0,26	0,07	1,06	4,02	8,13	1,16–3,44
Пегматит смешанного состава Mixed pegmatite	72,33	15,37	1,89	0,81	1,92	4,07	2,87	0,67–0,70
им. Чкалова Chkalov mine								
Микроклин Microcline	65,12	19,22	0,09	0,05	0,44	3,68	11,69	1,90–7,05
Микроклиновый пегматит Microcline pegmatite	71,27	15,56	0,12	0,06	0,38	3,04	8,97	2,54–5,85
Пегматит смешанного состава Mixed pegmatite	74,13	13,04	1,59	0,78	0,88	3,44	4,99	0,88–2,39

В соответствии с ГОСТ 23034-78 полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы по крупности делятся на тонкомолотые (размер частиц менее 0,063 мм), молотые (0,063–1,25 мм) и кусковые (20–200 мм). При необходимости доизмельчение и обогащение с использованием электромагнитной сепарации позволит повысить качество получаемой полевошпатовой продукции [Каменева, Скамницкая, 2003; Бубнова и др., 2020].

Изучение применения отходов обогащения пегматитов в производстве керамической плитки

За десятилетия работы ГОКа «Карелслюда» на участках переработки пегматитов также скопились значительные массы измельченного материала, сложенные некондиционным кусковым материалом рудосортировочных цехов, хвостами обогащения, отсевами, отходами обеспыливания ПОФ (рис. 5). Для изучения возможности использования полевошпатовых отходов обеспыливания в производстве керамической плитки выполнены исследования минерального и гранулометрического состава отходов и изучено влияние их на усадку, водопоглощение и прочность изделий.



Рис. 5. Отвалы рудосортировочного цеха (а) на месторождении Хетоламбина и ПОФ (б)

Fig. 5. Dumps of the ore sorting shop (a) at the Hetolambina deposit and the Grinding and enrichment factory (б)

Полевые шпаты применяют в качестве плавня, уменьшая пористость обожженных изделий, облегчая процесс спекания и придавая материалу прочность, компактность и стойкость. В настоящей работе при получении облицовочной плитки полевой шпат был заменен на мелкофракционные отходы обеспыливания пегматитов Чупинской ПОФ. В качестве пластифицирующей добавки выбрана кембрийская глина Чкаловского месторождения (Ленинградская область), применяющаяся в производстве отделочной строительной керамики на ОАО «Нефрит-Керамика». В качестве отощающей добавки использовали кварцевый песок Сулажгорского месторождения (Карелия). Химический состав сырьевых компонентов облицовочной плитки приведен в таблице 3.

Таблица 3. Химический состав сырьевых компонентов облицовочной плитки
Table 3. Chemical composition of raw materials for facing tiles

Сырье Raw material	Содержание, вес. % Content, wt. %									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	п.п.п.
Кварц-полевошпатовый концентрат Quartz-feldspar concentrate	73,99	0,01	14,05	0,11	0,01	0,29	3,25	7,74	2,38	-
Отходы обеспыливания Dust removal waste	70,00	0,06	15,58	1,26	0,41	1,30	3,19	7,63	0,13	0,44
Глина чкаловская Chkalovskaya clay	62,70	0,85	15,45	6,21	2,50	0,97	0,56	5,19	1,11	4,46
Каолин просяновский Prosyanovsky kaolin	47,20	0,61	36,49	0,94	0,1	0,88	0,10	0,92	-	12,76
Песок кварцевый Quartz sand	98,62	0,04	0,73	0,15	-	-	0,12	0,06	0,06	0,22

По химическому составу (см. табл. 3) отходы обеспыливания отличаются от полевошпатового или кварц-полевошпатового концентрата повышенным содержанием оксидов железа. Это отличие в сочетании с тонкой фракцией должно способствовать улучшению спекания керамики [Августиник, 1975].

Чкаловская глина характеризуется пелитовой и алевро-пелитовой структурой, слоистой и массивной текстурой. По минеральному составу она относится к типу полиминеральных, существенно гидрослюдистых глин, а по гранулометрическому – к среднедисперсным с низким содержанием крупнозернистых включений (более 0,5 мм). По данным РФА, глинистая фракция глины состоит в основном из минералов группы гидрослюд: d (Å) 9,7–9,9; 4,92–4,95; 4,48 с примесью хлорита: d 13,81–14,03; 6,97–7,08; 4,69–4,71. В глине также присутствует каолинит: d (Å) 7,23; 3,59; 2,51; 1,53.

Гранулометрическая характеристика пегматитовых отходов обеспыливания по результатам анализа размера частиц и расчета содержания отдельных классов крупности представлена на рис. 6 (а). Результаты гранулометрического анализа отходов обеспыливания свидетельствуют о высоком содержании тонкодисперсных частиц (фракции < 0,01 мм), что является благоприятным фактором при подготовке керамической массы в шаровой мельнице, а также при получении керамики методом шликерного литья [Давыдов и др., 2016]. Высокое содержание частиц фракции 0,001–0,02 мм должно способствовать образованию стеклообразующего компонента – плавня, обеспечивающего спекание и прочность опытных изделий [Августиник, 1975].

Результаты СЭМ-исследований отходов обеспыливания показали их размеры, морфологию и состав (рис. 6, б). Основная масса мелкофракционных отходов состоит из угловатых зерен кварца и полевого шпата (микроклин, плагиоклаз) как изометрической, так и удлиненной формы. Электронно-микроскопическое изображение демонстрирует преобладание частиц крупностью менее 0,01 мм, с единичными минералами крупностью около 0,2–0,4 мм. Некоторые зерна окрашены в бурый цвет оксидами железа. Кроме того, присутствуют единичные зерна рудного минерала и слюды.

Составы опытных изделий отрабатывали в лабораторных условиях по общепринятой в керамическом производстве технологии. Подготовка шихты включала сушку сырьевых компонентов, измельчение, просеивание, взвешивание, а также перемешивание в лабораторной шаровой мельнице до получения 1,5 % остатка на сите с размером ячейки 0,063 мм. После 1-сут. вылеживания рабочая влажность масс составляла

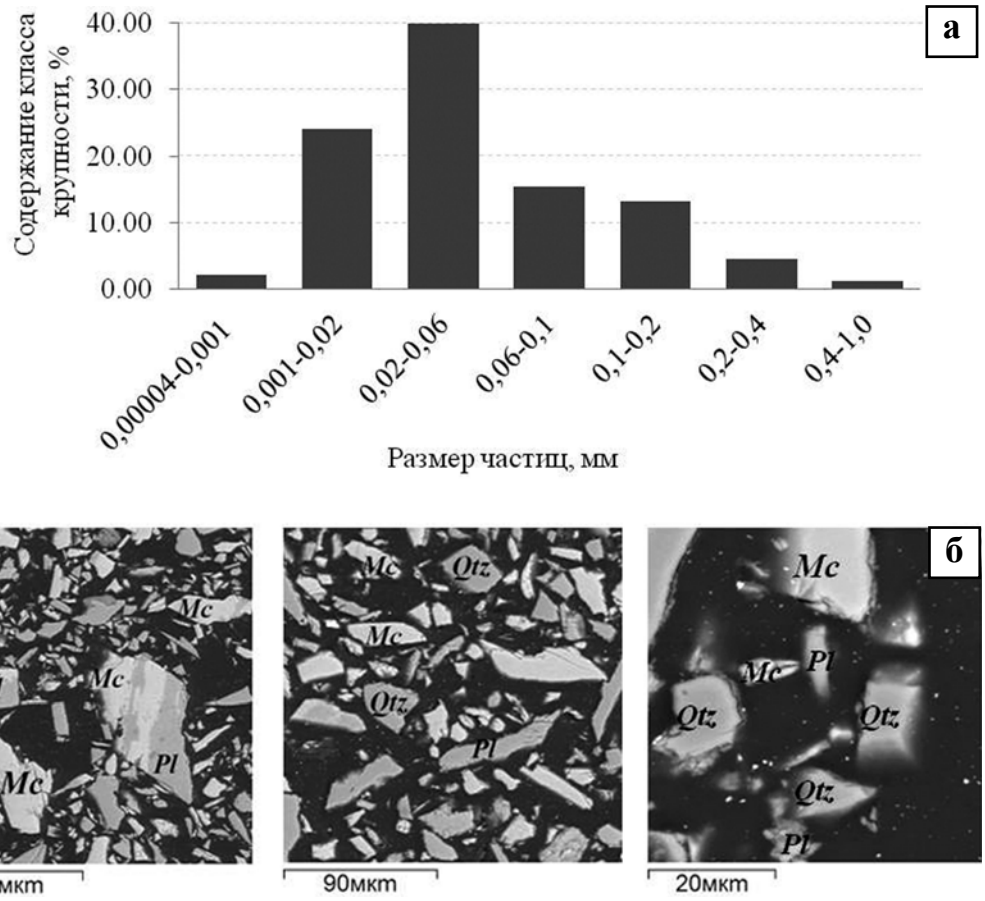


Рис. 6. Характеристика отходов обеспыливания ПОФ:
а – гранулометрический состав; б – морфология и минеральный состав зерен (СЭМ-изображение, Qtz – кварц, Mc – микроклин, Pl – плагиоклаз)

Fig. 6. Characteristics of the concentration screenings at the Grinding and enrichment factory:
a – particle size distribution (laser analyzer of particles Laser Diffraction Particle Size Analyzer LS 13 320);
b – morphological and mineralogical features (SEM image, Qtz – quartz, Mc – microcline, Pl – plagioclase)

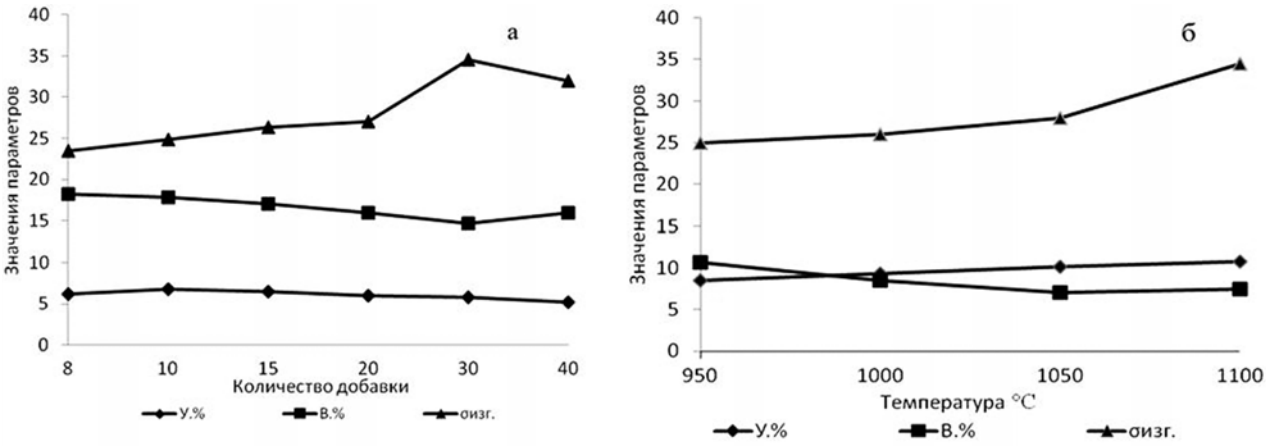


Рис. 7. Физико-механические свойства опытных изделий:
а – зависимость изменения свойств от содержания отходов обеспыливания в опытных изделиях; б – зависимость изменения свойств от температуры обжига опытных изделий

Fig. 7. Physical and mechanical properties of the experimental products:
a – dependence of the changes in properties on the content of dedusting waste in the experimental products; б – dependence of the change in properties on the firing temperature of the experimental products

18–20 %. Из масс формовали изделия размером 50×50×8 мм, сушили при 105 °С, а затем обжигали в лабораторной печи КО-14 при температуре от 950 до 1100 °С с интервалом 50 °С. Средняя скорость подъема температуры 2–3 град/мин, выдержка при достижении необходимой температуры 40 мин. Образцы охлаждались вместе с печью.

Экспериментально изучены физико-механические свойства опытных изделий: общая усадка при обжиге У, водопоглощение В и прочность при изгибе $\sigma_{изг}$. По значениям параметров физико-механических свойств установлен оптимальный состав массы. На рис. 7 (а) показана зависимость изменения этих свойств от содержания кварц-полевошпатовой добавки к чкаловской глине. Общая усадка и водопоглощение снижаются незначительно от увеличения количества полевошпатовых отходов.

Наибольшую прочность при изгибе имеют составы с содержанием отходов обеспыливания 30–35 % и кварцевого песка 5 %. Увеличение количества полевошпатового сырья до 40 %, не содержащего кварцевого песка, приводит к некоторому снижению прочности, аналогично показателям водопоглощения. Массы с добавкой к глине отходов обеспыливания в количестве 30–35 мас. % по водопоглощению и механической прочности соответствуют требованиям ГОСТ 6141-91.

Плитки обжигались до 1100 °С, так как эта температура является максимальной при обжиге облицовочных изделий на ОАО «Нефрит-Керамика». На рис. 7 (б) показаны зависимости изменения этих свойств от температуры обжига изделий. С повышением температуры до 1100 °С общая усадка равномерно растет. Водопоглощение изделий существенно снижается при 1050 °С, что свидетельствует о начале активного спекания, а при конечной температуре равно 7,46 %. Показатели прочности коррелируются с данными водопоглощения: спекание масс при конечной температуре (1100 °С) обжига обеспечивает высокую прочность разработанных изделий.

В таблице 4 представлены физико-механические свойства опытных, содержащих отходы обеспыливания и производственных изделий (от ОАО «Нефрит-Керамика», Ленинградская обл.) на основе кембрийской глины Чкаловского месторождения, каолина, полевого шпата, кварцевого песка и извести.

Таблица 4. Свойства опытных и производственных изделий
Table 4. Properties of the experimental and production products

Сырьевой материал Raw material	Свойства изделий, обожженных при температуре Properties of the products fired at the temperature of					
	950 °С			1100 °С		
	$\sigma_{изг}$, МПа	У, %	В,%	$\sigma_{изг}$, МПа	У, %	В, %
Отходы обеспыливания + чкаловская глина Dust removal waste + Chkalovskaya clay	26,6	8,5	10,7	34,5	10,8	6,7
Образец – аналог производственного (полевой шпат, глина, кварцевый песок, известь) Production sample (feldspar, clay, quartz sand, lime)	24,3	9,0	14,1	26,4	12,1	7,2

Установлено (см. табл. 4), что при температуре обжига 1100 °С усадка опытных изделий близка к усадке производственных, несмотря на отсутствие в опытных изделиях кварцевого песка и извести. Существенных различий в водопоглощении опытных и производственных образцов, обожженных при 950 °С, не наблюдается. Водопоглощение опытных образцов, обожженных при 1100 °С (6,7 %), близко к водопоглощению производственных образцов, что свидетельствует об активном спекании. С данными по водопоглощению коррелируют показатели $\sigma_{изг}$. Наибольший $\sigma_{изг}$ (34,5 МПа) имеют опытные образцы; $\sigma_{изг}$ производственных образцов ниже (26,4 МПа). Увеличению $\sigma_{изг}$ опытных образцов, вероятно, способствуют мелкофракционные отходы, в которых зерна кварца и полевого шпата имеют изометрическую и удлиненную форму, повышающие сцепление зерен и образование стеклофазы при обжиге. Применение мелкофракционных отходов обеспыливания в качестве добавки к чкаловской глине позволяет исключить из состава массы известь и значительно уменьшить (или полностью исключить) количество кварцевого песка, требующих помола. Результаты показывают возможность использования отходов обеспыливания пегматитов Чупинской ПОФ вместо полевошпатового концентрата на предприятиях, выпускающих облицовочную керамическую плитку [Ильина и др., 2006].

Заключение

Отвалы горнодобывающих производств являются перспективными объектами комплексного использования и многоцелевого назначения. Техногенное сырье пегматитовых месторождений Чупино-Лоухского промышленного района хорошо обогащается методом сухой магнитной сепарации с получением микроклиновых и кварц-полевошпатовых концентратов различного качества в соответствии с ГОСТ 23034-78. Актуальность такого производства обусловлена ростом спроса на полевой шпат для производства керамической плитки, керамики, стекловолокна, стекла. Это связано с увеличением строительства нового жилья, коммерческой и жилищной реконструкции и модернизации. Использование новых технологий позволяет разрабатывать относительно доступную керамическую плитку с реалистичным внешним видом (например, древесины), что может быть еще одним новым направлением использования полевошпатового сырья.

Попутное извлечение щебня из крупнокускового материала позволяет снизить удельные энергетические затраты, так как отвалы сложены кусковым материалом различной крупности. Таким образом, минеральный продукт, полученный из отвалов пегматитовых месторождений, может быть успешно реализован на рынке при условии минимальной переработки отходов и эффективного маркетинга.

Новые площади, освобожденные от отвалов и рекультивированные, производственные комплексы, карьеры пригодны для использования и развития геотуризма. Минерально-сырьевые ресурсы являются неотъемлемой частью истории развития современного общества. Опыт использования горноиндустриального наследия показывает высокую рентабельность такого направления работ. Примером могут служить Горный парк «Рускеала» в Карелии, музей-рудник «Оутокумпу» в Финляндии, соляная шахта «Величка» в Польше и др. Карелия упоминается как «слюдяная провинция» России в книгах по геологии еще XVII–XX века. Поэтому на базе рудников ГОКа «Карелслюда» с сохранившимися строениями и горным оборудованием можно организовать музей слюдяного промысла Северо-Запада России и туристический маршрут, посвященные богатству недр, что сделает этот район новым брендом в туристической отрасли.

Литература

Августиник А. И. Керамика. Л.: Стройиздат, 1975. 592 с.

Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Ильина В. П. Полевошпатовое сырье Республики Карелия и его технологическая оценка // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 6. С. 58–74. doi: 10.17076/them1253

Голованов Ю. Б., Михайлов В. П., Щипцов В. В., Родионов В. С. Полевошпатовое сырье // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 85–104.

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Полевошпатовое сырье / Министерство природных ресурсов Российской Федерации. Вып. 52. М., 2015.

Давыдов С. Я., Валиев Н. Г., Суслов Н. М., Семин А. Н., Ермолаев А. И., Черемисина Т. Н., Филатов М. С. Пылеобразование и использование пыли горных пород на промышленных объектах // Известия УГГУ. 2016. № 3(43). С. 87–89. doi: 10.21440/2307-2091-2016-3-87-90

Еромасов Р. Г., Никифорова Э. М., Кравцова Е. Д., Спектор Ю. Е. Строительные композиты на основе минеральных техногенных заполнителей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2012. № 7. Т. 5. С. 766–770.

Ильина В. П., Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Инина И. С. Использование техногенного минерального сырья Карелии для получения керамической плитки // Строительные материалы. 2006. № 2. С. 47–49.

Каменева Е. Е., Скамницкая Л. С. Обогащение минерального сырья Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. 230 с.

Кузьмина В. Л. Наполнители для сухих строительных смесей // Сухие строительные смеси. 2017. № 3. С. 8–15.

Левченко Е. Н., Веремеева Л. И., Горлова О. И. Техногенное минеральное сырье: особенности вещественного состава и технологических свойств, геолого-технологическое картирование // Руды и металлы. 2018. № 1. С. 64–75.

Малышев Ю. Н., Ряховский В. М., Банников В. Ф., Ряховская С. К. Минералого-геохимические исследования – действенный инструмент совершенствования технологии переработки техногенных отходов // Горный журнал. 2016. № 1. С. 73–76.

Местников А. Е., Кудяков А. И., Рожин В. Н. Портландцемент с природными активными минеральными добавками // Вестник ТГАСУ. 2019. № 2. С. 192–201. doi: 10.31675/1607-1859-2019-21-2-192-201

Мельников Н. Н., Ганза Н. А., Митрофанова Г. В., Петров А. А. Сохранение и освоение техногенных месторождений Кольского горно-промышленного комплекса для расширения минерально-сырьевой базы региона // Горный журнал. 2010. № 9. С. 88–92.

Пекки А. С., Разоренова В. И. Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977. 152 с.

Приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 30 сентября 2011 года № 792 «Об утверждении Поряд-

ка ведения государственного кадастра отходов» [Электронный ресурс]. URL: https://docs.cntd.ru/document/902305590 (дата обращения: 20.09.2021).

Родионов В. С. Отчет «Оценка ресурсного потенциала нераспределенного фонда недр месторождений Чупино-Лоухской группы с целью оценки целесообразности возобновления добычи слюды мусковита и оценки возможности многоцелевого использования пород, слагающих горные отвалы этих месторождений». Чупа, 2007. 130 с.

Саламанова М. Ш., Сайдумов М. С., Муртазаева Т. С., Хубаев М. С. Высококачественные модифицированные бетоны на основе минеральных добавок и суперпластификаторов различной природы // Инновации и инвестиции. 2015. № 8. С. 163–166.

Федеральный закон от 24.06.1998 № 89-ФЗ (ред. от 07.04.2020) «Об отходах производства и потребления» (с изм. и доп., вступ. в силу с 14.06.2020). URL: https://rpn.gov.ru/upload/iblock/c89/Федеральный закон от 24_06_1998 N 89-ФЗ.pdf (дата обращения: 20.09.2021).

Чуйкина Е. П., Арутюнов Г. М., Едовин В. И. и др. Отчет Центрально-Чупинской поисково-съемочной партии о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:10 000, проведенных в 1963–1970 гг. в Чупино-Лоухском слюдоносном районе (Лоухский район Карельской АССР). 1971. (Фонды СЗТГФ).

Щипцов В. В., Иващенко В. И. Минерально-сырьевой потенциал арктических районов Республики Карелия // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 2. С. 3–33. doi: 10.17076/geo775

Murguía D. I., Bringezu S., Schaldach R. Global direct pressures on biodiversity by large-scale metal mining: Spatial distribution and implications for conservation // J. Environ. Manage. 2016. Vol. 180. P. 409–420. doi: 10.1016/j.jenvman.2016.05.040

Prokopenko S., Sushko A., Filatov Yu., Kislyakov M., Kislyakov I. Environmental improvement of opencast mining // Ecology and safety in the technosphere: current problems and solutions. IOP Conf. Series: Earth and Environ. Sci. 2017. Vol. 50. P. 012012. doi: 10.1088/1755-1315/50/1/012012

Raszewski Z., Nowakowska-Toporowska A., Wezgowiec J., Nowakowska D., Wie W. Influence of silanized silica and silanized feldspar addition on the mechanical behavior of polymethyl methacrylate resin denture teeth // J. Prosthetic Dentistry. 2020. Vol. 123(4). doi: 10.1016/j.prosdent.2019.12.007

Romanova O. A., Sirotin D. V. The methodological approach to determining the environmental and economic efficiency of processing of man-made mineral formations // Известия УГГУ. 2019. Вып. 3(55). С. 141–149. doi: 10.21440/2307-2091-2019-3-141-149.

References

Avgustinik A. I. Ceramics. Leningrad: Stroiizdat, 1975. 592 p. (In Russ.)

Bubnova T. P., Skamnitskaya L. S., Il'ina V. P. Feldspar raw materials of the Republic of Karelia and its technological assessment. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of RAS*. 2020;6:58–74. (In Russ.) doi: 10.17076/them1253

Chuikina E. P., Arutyunov G. M., Edovin V. I. et al. Report of the Central Chupa prospecting and survey party on geological survey and prospecting works at a scale of 1: 10 000, carried out in 1963-70 in the Chupino-Loukhsky mica region (Loukhsky District of the Karelian Autonomous Soviet Socialist Republic). 1971. (SZTGF funds). (In Russ.)

Davydov S. Ya., Valiev N. G., Suslov N. M., Semin A. N., Ermolaev A. I., Cheremisina T. N., Filatov M. S. Dust formation and use of rock dust at industrial sites. *News of the Ural State Mining University.* 2016;3(43):87–89. (In Russ.)

Eromasov R. G., Nikiforova E. M., Kravtsova E. D., Spektor Yu. E. Building composites based on mineral technogenic fillers. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universtiteta. Tekhnika i tekhnologii = Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies.* 2012;7(5):766–770. (In Russ.)

Federal Law No. 89-FZ On production and consumption waste (with the amendments and additions of June 14, 2020). URL: https://rpn.gov.ru/upload/iblock/c89/Федеральный закон от 24_06_1998 N 89-ФЗ.pdf (accessed: 20.09.2021). (In Russ.)

Golovanov Yu. B., Mikhailov V. P., Shchiptsov V. V., Rodionov V. S. Feldspar raw materials. *Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya = Mineral resource base of the Republic of Karelia.* Vol. 2. Petrozavodsk: Kareliya Publ.; 2006. P. 85–104. (In Russ.)

Il'ina V. P., Lebedeva G. A., Ozerova G. P., Inina I. S. The use of technogenic mineral raw materials of Karelia for the production of ceramic tiles. *Stroitel'nye materialy = Construction Materials.* 2006;2:47–49. (In Russ.)

Kameneva E. E., Skamnickaya L. S. Enrichment of mineral raw materials of Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2003. 230 p. (In Russ.)

Kuz'mina V. L Fillers for dry building mixtures. *Sukhie stroitel'nye smesi = Dry Mixes.* 2017;3:8–15. (In Russ.)

Levchenko E. N., Veremeeva L. I., Gorlova O. I. Technogenic mineral raw materials: features of material composition and technological properties, geological and technological mapping. *Rudy i metally = Ores and Metals.* 2018;1:64–75. (In Russ.)

Malyshev Yu. N., Ryakhovskii V. M., Bannikov V. F., Ryakhovskaya S. K. Mineralogy and geochemistry research – An efficient tool of improvement of mining waste processing technology. *Gornyi Zhurn.* 2016;1:73–76. (In Russ.)

Mestnikov A. E., Kudyakov A. I., Rozhin V. N. Portland cement with natural active mineral additives. *Vestnik of Tomsk St. Univ. of Architecture and Building.* 2019;2(21):192–201. (In Russ.) doi: 10.31675/1607-1859-2019-21-2-192-201

Mel'nikov N. N., Ganza N. A., Mitrofanova G. V., Petrov A. A. Preservation and exploration of technogenic deposits of the Kola mining and industrial complex for widening of regional mineral raw materials base. *Gornyi Zhurn.* 2010;9:88–92. (In Russ.)

Murguía D. I., Bringezu S., Schaldach R. Global direct pressures on biodiversity by large-scale metal mining: Spatial distribution and implications for conservation. *J. Environ. Manage.* 2016;180:409–420. doi: 10.1016/j.jenvman.2016.05.040

Order of the Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation dated September 30, 2011 No. 792 On approval of the Procedure for maintaining the state cadastre of waste. URL: https://docs.cntd.ru/document/902305590 (accessed: 20.09.2021). (In Russ.)

Pekki A. S., Razorenova V. I. Deposits of feldspar raw materials of Karelia. Leningrad: Nauka Publ.; 1977. 152 p. (In Russ.)

Prokopenko S., Sushko A., Filatov Yu., Kislyakov M., Kislyakov I. Environmental Improvement Of Opencast Mining. *Ecology and safety in the technosphere: current problems and solutions. IOP Conf. Series: Earth and Environ. Sci.* 2017;50:012012. doi: 10.1088/1755-1315/50/1/012012

Raszewski Z., Nowakowska-Toporowska A., Wezgowiec J., Nowakowska D., Wie W. Influence of silanized silica and silanized feldspar addition on the mechanical behavior of polymethyl methacrylate resin denture teeth. *J. Prosthetic Dentistry.* 2020;123(4). doi: 10.1016/j.prosdent.2019.12.007

Rodionov V. S. Assessment of the resource potential of the Unallocated subsoil fund of the Chupino-Loukh group deposits in order to assess the feasibility of resuming production of Muscovite mica and assess the possibility of multi-purpose use of the rocks composing the mountain dumps of these deposits: Report. Chupa; 2007. 130 p. (In Russ.)

Romanova O. A., Sirotin D. V. The methodological approach to determining the environmental and economic efficiency of processing of man-made mineral formations. *News of the Ural State Mining University.* 2019;3(55):141–149. doi: 10.21440/2307-2091-2019-3-141-149

Salamanova M. Sh., Saidumov M. S., Murtazaeva T. S., Khubaev M. S. High-quality modified concretes for mineral additives and superplasticizers of various nature. *Innovatsii i investitsii = Innovation and Investment.* 2015;8:163–166. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Ivashchenko V. I. Mineral potential of Arctic Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of RAS.* 2018;2:3–33. (In Russ.). doi: 10.17076/geo775

State balance of mineral reserves of the Russian Federation. *Feldspar raw materials.* Iss. 52. Moscow; 2015. (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 30.09.2021; принята к публикации / accepted: 26.01.2022.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Бубнова Татьяна Петровна
научный сотрудник

e-mail: bubnova@krc.karelia.ru

Ильина Вера Петровна
канд. техн. наук, старший научный сотрудник

e-mail: ilyina@igkrc.ru

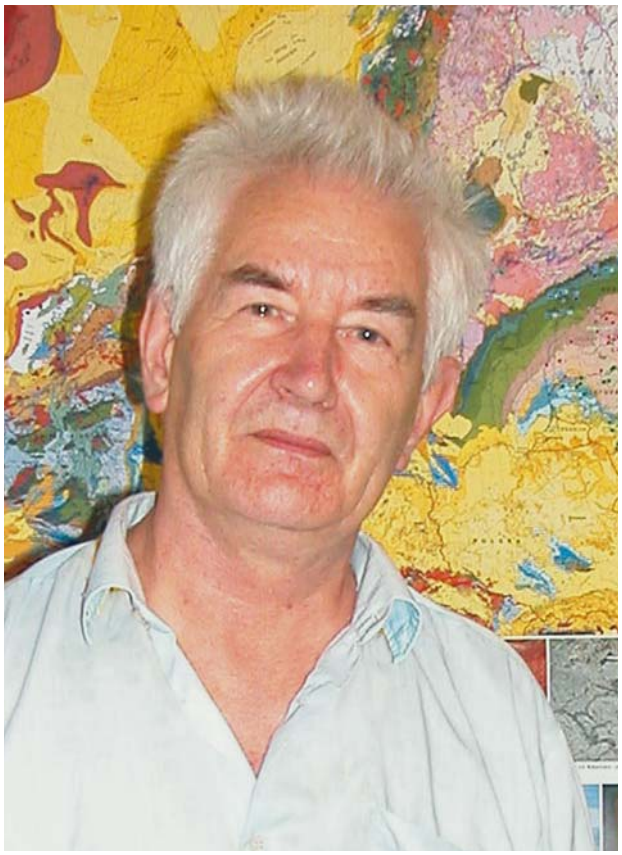
CONTRIBUTORS:

Bubnova, Tatyana
Researcher

Iljina, Vera
Cand. Sci. (Tech.), Senior Researcher

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 112–116
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 112–116

85 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ В. В. МАКАРИХИНА (1936–2017)



30 декабря 2021 года исполнилось 85 лет со дня рождения одного из ведущих специалистов в области стратиграфии и палеонтологии докембрия, кандидата геолого-минералогических наук Владимира Васильевича Макарихина.

Он родился в Петрозаводске. Получив аттестат зрелости в 9-й мужской средней школе, поступил на геологический факультет Карело-Финского государственного университета. Страсть к природе, к бродячему образу жизни пробудил в нем любимый школьный учитель географии Юрий Александрович Улицкий, который с малых лет водил ребят летом и зимой по туристическим тропам Карелии. После окончания вуза в 1959 г., получив специальность «инженер-геолог – разведчик», В. В. Макарихин был направлен по распределению в Воркуту, где до 1970 г. занимался геологической съемкой, поисками исландского шпата, агата, хромитов на Полярном Урале, Пай-Хое и Тимане. В 1971 г. вернулся в Петрозаводск и начал работать в Институте геологии КФ АН СССР, куда его позвали старшие коллеги В. А. Соколов и В. И. Робонен, а также несколько бывших однокурсников. Постепенно определилось направление научной специализации. Тяга к палеонтологическим исследованиям, привитая еще в университете профессором В. С. Слодкевичем, дала себя знать. Строматолиты – вот что приковало основное внимание. Затем была защита кандидатской диссертации в Ленинградском горном институте на тему «Строматолиты ятулия Карелии и их стратиграфическое значение» (1979 г.), публикации, подготовка молодых специалистов, преподавательская работа в вузах – было где развернуться. Да и руководители – В. А. Соколов, М. М. Стенарь, А. С. Пекки – всячески этому способствовали. Не затихала общественная жизнь: спорт, художественная самодеятельность, стенная печать, чтение лекций на предприятиях от общества «Знание», профсоюзная работа, субботники и воскресники – везде необходимо было успеть.

К началу 2000-х Владимир Васильевич становится ведущим научным сотрудником, руководителем группы стратиграфии в составе лаборатории региональной геологии и геодинамики, одним из крупнейших специалистов по раннедокембрийской палеонтологии и стратиграфии палеопротерозоя, являясь заместителем председателя Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России. Результаты научных исследований регулярно докладывались им в ходе региональных, российских и международных научных мероприятий и опубликованы как в отечественных, так и в зарубежных изданиях.

В. В. Макарихин внес значительный вклад в изучение строматолитов Карелии. Еще до появления его первых палеонтологических работ Р. В. Бутиным, В. А. Соколовым и В. С. Слодкевичем был сделан вывод о наличии в разрезе протерозоя Карелии трех уровней распространения строматолитовых доломитов [1960]. Но именно работы В. В. Макарихина позволили специалистам расширить представление о систематическом составе карельских строматолитов и микрофитолитов, а также использовать при биостратиграфических построениях выявленные закономерности их пространственного и стратиграфического распределения.



В Гималаях (Индия) с М. Б. Гниловской, 1988 г.

Работы и палеонтологические находки В. В. Макарихина большей частью относятся к разрезу ятулия. Совместно с Г. М. Кононовой он охарактеризовал ятулийский разрез в районе озер Сундозеро и Пялозеро, что позволило предложить его в качестве типового для верхней части ятулийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы в ранге «онежского горизонта». Описание многих строматолитовых построек было проведено впервые, и они в своем родовом или видовом названии увековечили в палеонтологии имя В. В. Макарихина. Помимо ятулийских разре-



Бурение Онежской параметрической скважины, 2008 г.

зов палеопротерозоя Владимир Васильевич с коллегами изучал микробиальные постройки *Litophyta* в разрезах верхней части карельского комплекса от людиковия до вепсия. Определения и описания строматолитовых построек палеопротерозойского разреза Карелии помогли сопоставить разрезы разных районов и разных структурно-фациальных зон, что послужило одним из факторов успешного составления сводной стратиграфической шкалы Карело-Кольского региона. В. В. Макарихин показал, что большинство надгоризонтов региональной стратиграфической шкалы содержат свои определенные сообщества *Litophyta*, и это дает возможность исследователю использовать их для выделения и прослеживания карбонатных толщ. Благодаря его работам мы имеем сегодня более дробное расчленение ятулийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы. Можно сказать, что именно его работы позволили понять взаимоотношения отдельных частей ятулийского разреза.

Промежуточный итог палеонтологического «наполнения» разрезов Карелии подведен на III Всесоюзном симпозиуме по палеонтологии докембрия и раннего кембрия, состоявшемся в г. Петрозаводске в 1987 г. Были определены основные направления дальнейших исследований микробиальных построек с целью их использования для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов докембрийских толщ. В. В. Макарихин отмечал, что уровень развития живой природы в докембрии по сравнению с фанерозойским этапом был несоизмеримо ниже. Организмы в криптозое были представлены примитивными формами, многократно подвергавшимися влиянию более поздних процессов, что не позволяет достоверно судить об их эволюции, поэтому палеонтологический метод при стратиграфических исследованиях докембрийских толщ должен обязательно дополняться и другими геологическими методами.

Задачей будущих исследований палеонтологов Карелии В. В. Макарихин считал разработку развернутой системы классификации микробиальных построек, без создания которой он не мыслил оптимальных биостратиграфических построений и шаги к созданию которой он предпринимал. В настоящее время, благодаря развитию технологий и, соответственно, появлению новых приборов для исследования микробиальных объектов, в Институте геологии КарНЦ РАН его учениками развивается не только чисто описательное палеонтологическое направление, но и изучается минералогия и геохимия строматолитовых построек, что позволяет проводить палеогеографические реконструкции и делать далеко идущие выводы о развитии биологической жизни на нашей планете.



Делегация ProGEO на 32-м Международном геологическом конгрессе. Флоренция, 2004 г.

В. В. Макарихин являлся действительным членом Европейской ассоциации по сохранению геологического наследия ProGEO (ряд палеонтологических объектов признаны геологическими памятниками природы), действительным членом Всероссийского палеонтологического общества (ВПО) и Российского минералогического общества (РМО), активно участвуя в мероприятиях этих научных объединений (выступления на сессиях, проведение экскурсий, формирование коллекционного материала и экспозиций, подготовка публикаций, рецензирование и т. д.). В 2004 г. на XXXII сессии Международного геологического конгресса во Флоренции (Италия) им был представлен доклад по геологическим памятникам природы Карелии.

Важное место деятельности Владимира Васильевича занимала популяризация научных геологических знаний о Карелии в виде подготовленных и изданных путеводителей, буклетов, книг, статей в «Энциклопедии Карелии», публикаций и интервью в республиканских СМИ. Под его руководством в Музее геологии докембрия создана экспозиция, посвященная стратиграфии, палеонтологии и эволюции жизни на Земле.

Около 20 лет он вел активную преподавательскую работу на кафедре геологии и геофизики Петрозаводского государственного университета, читая курсы лекций, руководя семинарскими занятиями и курсовыми работами студентов, принимая зачеты и экзамены.

Владимир Васильевич неоднократно избирался членом Ученого совета Института геологии, награжден Почетной грамотой Законодательного собрания Республики Карелия.

Профессия геолога тесно связана с природой. Нередко в маршрутах встречаются самые невероятные чудеса, поэтому логичным стал его интерес к выявлению и сохранению уникальных «памятников» докембрия. Это еще



Полевое исследование древнейшей соли в керне Онежской параметрической скважины, 2008 г.



Практические занятия по геологии со студентами ПетрГУ



Преддипломная практика на Кольском полуострове. Монче-тундра, 1958 г.

одна сторона научной деятельности В. В. Макарихина в течение многих лет, также нашедшая признание на родине и за ее пределами. Он был организатором и активным участником многих полевых семинаров Европейской организации по сохранению геологических памятников природы.

Всю жизнь Владимир Васильевич дружил со спортом: сначала это была спортивная гимнастика, затем футбол и шахматы. Спорт помогал поддерживать хорошую физическую и умственную форму, важные в жизни каждого человека, а особенно геолога. Еще одно хобби – фотография – тоже было известно всем и не раз оценивалось по достоинству. Нельзя не отметить многолетнее увлечение «колючим чудом» – кактусами, которые Владимир Васильевич холил и лелеял не один десяток лет.

П. В. Медведев, ученик и коллега

СПИСОК ОСНОВНЫХ НАУЧНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ В. В. МАКАРИХИНА

1983. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука. 180 с. (Совместно с Г. М. Кононовой.)

1987. Итоги палеонтологического исследования древнейших образований Карелии // Геология Карелии. Л.: Наука. С. 93–100. (Совместно с Г. М. Кононовой.)

1988. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука. 96 с. (Совместно с Ю. И. Сацуком, П. В. Медведевым.)

1990. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. № 7. 972 с. (Совместно с Я. Э. Юдовичем, П. В. Медведевым, Н. В. Сухановым.)

1993. Possible reasons for the δ13c anomaly of lower proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. Vol. 5, no. 3. P. 244–248. (Совместно с M. Tikhomirova.)

1995. Первые находки рифейских микростроматитов в западном Узбекистане // Узбекский геологический журнал. № 5. С. 3. (Совместно с В. С. Корсаков, Н. Р. Асатуллаев.)

1997. Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian shield // Precambrian Research. Vol. 82, no. 3-4. P. 311–348. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, V. V. Lyubtsov.)

1999. Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-red beds association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Science Reviews. Vol. 48, no. 1-2. P. 71–120. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, P. V. Medvedev.)

2000. Palaeoproterozoic magnesite-stromatolite-dolostone-red bed association, russian karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga-positive carbon isotope shift // Norsk Geologisk Tiddsskrift. Vol. 80, no. 3. P. 163–186. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, P. V. Medvedev.)

2001. Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. Vol. 48, no. 2. P. 379–397. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, P. V. Medvedev.)

2006. Геологические памятники природы Карелии. Петрозаводск: Карелия. (Совместно с П. В. Медведевым, Д. В. Рычанчиком.)

2009. Научное обоснование развития сети особо охраняемых природных территорий в Республике Карелия. Петрозаводск: КарНЦ РАН. (Совместно с В. К. Антипиным, О. Н. Бахмет, В. В. Белкиным, П. И. Даниловым, О. Л. Кузнецовым, А. В. Кравченко, А. В. Литвиненко, С. В. Сазоновым.)

2011. Палеонтологические исследования палеопротерозоя Карелии // Геология Карелии от архея до наших дней: материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН / Российская академия наук, Отделение наук о Земле; Учреждение Российской академии наук Карельский научный центр; Учреждение Российской академии наук Институт геологии КарНЦ РАН; Российский фонд фундаментальных исследований. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 71–78.

Стратиграфия палеопротерозоя восточной части Фенноскандинавского щита: состояние, проблемы и перспективы // Там же. С. 66–70. (Совместно с П. В. Медведевым, Д. В. Рычанчиком.)

2014. $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $\delta^{18}O$-хемостратиграфия и фациальные условия обитания плейстоценовых моллюсков Карелии (пос. Гридино) // Доклады Академии наук. Т. 459, № 2. С. 198–202. (Совместно с А. Б. Кузнецовым, Б. Г. Покровским, Г. В. Константиновой.)

Геологические памятники природы южной части российской Карелии // Дорога горных промыслов. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 358–364. (Совместно с П. В. Медведевым.)

2016. Электронно-микроскопическое исследование фоссилий // Литология и полезные ископаемые. № 2. С. 178–189. (Совместно с В. В. Ковалевским.)

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 117–118
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 117–118

ПАМЯТИ НИКОЛАЯ ВЛАДИМИРОВИЧА ШАРОВА (1943–2022)



12 февраля 2022 г. ушел из жизни главный научный сотрудник Института геологии КарНЦ РАН, профессор кафедры наук о Земле и геотехнологий Петрозаводского госуниверситета, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН Николай Владимирович Шаров.

Н. В. Шаров родился 25 мая 1943 года в дер. Березник Холмогорского района Архангельской области. После окончания школы в 1961 г. он поступил в Ленинградский электротехнический институт им. проф. М. А. Бонч-Бруевича. Трудовая деятельность Н. В. Шарова началась на Урале – в лаборатории сейсмометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР, где он принимал непосредственное участие в работах по глубинному сейсмическому зондированию Земли в результате промышленных взрывов при добыче полезных ископаемых.

За годы работы на Урале освоил новую специальность геофизика, что определило его дальнейшую научную деятельность. В 1972 г. Николай Владимирович был приглашен на работу в Геологический институт Кольского филиала АН СССР (г. Апатиты) на должность младшего научного сотрудника лаборатории региональной геофизики. В 1978 г. Н. В. Шаров защитил кандидатскую диссертацию, а в 1992 г. – докторскую по теме «Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным». На протяжении 20 лет он возглавлял научные исследования по прикладной геофизике. Под его руководством проводились работы по совершенствованию геофизических методов изучения структуры земной коры. Николай Владимирович участвовал в исследовании Кольской сверхглубокой скважины.

С 2000 года и до последних своих дней Николай Владимирович работал в Институте геологии КарНЦ РАН заведующим и главным научным сотрудником лаборатории геофизики, где проводились геолого-геофизические исследования на территории Карелии в тесной кооперации со многими организациями России, а также Финляндии, Украины, Киргизии, Белоруссии, Казахстана.

К научным достижениям Н. В. Шарова, несомненно, относятся комплексные геофизические модели земной коры Белого моря на основе цифровых, гравиметрических, магнитных и петрофизических карт; анализ и интерпретация значений времени пробега первых вступлений мантийных волн от крупных промышленных и обычных взрывов, полученных на длинных профилях ГСЗ и сетью сейсмических станций; корреляция рельефа поверхности Мохо со структурами слоя земной коры; детальные комплексные геолого-геофизические исследования и связь слоисто-линзовидного строения с особенностями литосферы; построение трехмерной скоростной модели от взрывов верхней мантии Фенноскандинавского щита; анализ и обобщение сейсмической информации с использованием материалов по глубинным разрезам литосферы докембрийских щитов Северного полушария Земли.

Несомненны заслуги Н. В. Шарова в преподавательской деятельности. В 1996 г. по инициативе Николая Владимировича в Петрозаводском университете открыто новое направление подготовки – «Геофизика», на базе которого впоследствии создана кафедра геологии и геофизики. Он читал лекционные курсы по дисциплинам «Введение в геофизику», «Геофизика», «Сейсморазведка», «Физика Земли», принимал участие в организации практики, вел курсовые и дипломные работы, занимался подготовкой научных кадров через аспирантуру. Снискал заслуженное уважение коллег и студентов.

В 2013 году Н. В. Шаров стал инициатором создания на территории Ботанического сада ПетрГУ геофизической обсерватории. Благодаря установленному современному оборудованию был налажен мониторинг природной и техногенной сейсмичности в Республике Карелия. Под его руководством создана сейсмологическая сеть из пяти станций для регистрации землетрясений в Северо-Западном регионе России. По инициативе Н. В. Шарова сводный каталог зарегистрированных событий передается и публикуется ежегодно в ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск).

Н. В. Шаров – автор, соавтор и редактор более 500 научных публикаций, в том числе 60 – в международных изданиях, автор 28 коллективных монографий. Состоял в Научном совете по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии России, Европейской сейсмологической комиссии (ESC), Совете деканов отделения геологии УМО классических университетов России (секция «геофизика»), эксперт РАН. Был членом Ученых советов ИГ КарНЦ РАН и горно-геологического факультета ПетрГУ, членом Президиума КарНЦ РАН. Отдельно надо выделить его работу в редакционной коллегии серии «Геология докембрия» журнала «Труды КарНЦ РАН».

Заслуги Н. В. Шарова отмечены научной общественностью. Николай Владимирович Шаров – лауреат премии им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины (2009). Награжден медалью «За трудовое отличие», Почетной грамотой РАН и Профсоюза работников РАН (1999), Почетной грамотой Законодательного собрания РК (2011), медалью Международной Ассоциации научно-технического и делового сотрудничества по геофизическим исследованиям, Почетным дипломом г. Петрозаводска (2013).

По итогам XXI Республиканского конкурса «Книга года Республики Карелия – 2020» удостоена диплома в номинации «Свет науки» коллективная монография «Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения)». Ответственный редактор монографии д. г.-м. н. Николай Владимирович Шаров удостоен отдельной премии в этой номинации.

Под влиянием почетного гражданина Холмогорского района Т. В. Мининой Николай Владимирович занялся краеведением, совместно ими опубликованы три книги по истории старинного села Емецк, основанного в 1137 году и расположенного в Холмогорском районе Архангельской области.

В январе 2022 года Николай Владимирович опубликовал свою заключительную автобиографическую книгу «В пути», где поделился размышлениями о жизни, о профессии, о своем пути. В этой книге он написал: «Творческие планы на ближайшие годы составлены. А там – как получится. Времена нынче непростые, и очень важно, что есть опора – семья, друзья, коллеги по работе...».

Светлая память об этом замечательном человеке навсегда останется в сердцах тех, кто его знал.

Редакционная коллегия серии
«Геология докембрия»,
друзья и коллеги – сотрудники
Института геологии КарНЦ РАН

Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 119–120
Transactions of the Karelian Research Centre of RAS. 2022. No. 2. P. 119–120

Геологическое наследие Карелии. Путеводитель историко-геологических экскурсий по городу Петрозаводску и Центральной Карелии / Под ред. Л. В. Кулешевич, С. А. Светова; ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2021. 207 с.: ил. Библиогр. назв. ISBN 978-5-9274-0909-9. doi: 10.17076/geoguide2021



В 2021 году в Институте геологии КарНЦ РАН издан путеводитель, содержащий информацию о геологических объектах и экскурсиях по Центральной Карелии и городу Петрозаводску. Путеводитель содержит историко-геологическое описание известных и новых геологических маршрутов, адаптированное для широкого круга читателей.

Знакомство с геологией Карелии авторский коллектив путеводителя предлагает начать с посещения экспозиции Музея геологии докембрия Института геологии КарНЦ РАН, где можно увидеть все разнообразие карельского камня, узнать историю горных разработок, основные месторождения строительного камня в Карелии и способы его использования.

Рекомендуется совершить познавательную прогулку по городу Петрозаводску, познакомиться с его историей, тесно связанной с геологией республики, и направлениями использования строительного камня в архитектуре центральной исторической части города.

Титульным природным камнем Карелии является шокшинский малиновый кварцит, ему посвящены два отдельных маршрута – по использованию кварцита в архитектуре города, а также непосредственно по месторождению шокшинского кварцита в поселке Кварцитный.

Не обошли вниманием авторы издания и самый распространенный городской камень – кварцитопесчаник из карьера «Каменный Бор», который находится почти в центре города и может служить прекрасным местом для создания геопарка в будущем.

Докембрийская история региона содержит следы былых вулканических катастроф – мощных пирокластических извержений и лавовых излияний, прикоснуться к которым можно, посетив урочище «Чертов стул» (Петрозаводск – поселок Соломенное), территорию Ялгубского кряжа (центр активного отдыха «Ялгора»), п. Гирвас.

Отдельные экскурсии разработаны для знакомства с минеральными кладовыми республики – медными рудниками Пертозера, титано-магнетитовыми рудами Койкарского силла, конкреционными железными рудами Сундозера, мраморами Белой Горы и, конечно, Марциальными водами.

Используя путеводитель, можно сформировать индивидуальный маршрут для себя, познакомиться не только с геологией и историей региона, но и с замечательной природой и неповторимыми ладшафтами Центральной Карелии и Заонежья.

Путеводитель помогает узнать новые природные аспекты формирования региона и ориентирован на широкий круг читателей, от школьников до краеведов, его электронная версия доступна для скачивания по ссылке: http://resources.krc.karelia.ru/ig/doc/putevoditel_ig_2021.pdf

Издание посвящается старшему поколению карельских геологов, вложивших душу в популяризацию научных знаний.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершенных оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, утраты науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учетом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегии серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляют за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил ее оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылается электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылается электронная версия статьи, которую авторы вычитывают и заверяют.

Журнал имеет систему электронной редакции на базе Open Journal System (OJS), позволяющую вести представление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегиями серий и рецензентами в электронном формате и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (http://journals.krc.karelia.ru/).

Содержание выпусков Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные версии статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – http://transactions.krc.karelia.ru; http://journals.krc.karelia.ru

Почтовый адрес редакции: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объем рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объем рисунков не должен превышать 1/4 объема статьи. Рукописи большего объема (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word в систему электронной редакции на сайте http://journals.krc.karelia.ru либо высылаются на e-mail: trudy@krc.karelia.ru, или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502).

Для публикации в выпусках серии «Математическое моделирование и информационные технологии» рукописи принимаются в формате .tex (LaTex 2ε) с использованием стилевого файла, который находится по адресу http://transactions.krc.karelia.ru/section.php?id=755.

Обязательные элементы рукописи располагаются в следующем порядке:

УДК курсивом в левом верхнем углу первой страницы; заглавие статьи на русском языке полужирным шрифтом; инициалы и фамилии авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название и полный почтовый адрес организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов аффилированным организациям; следует отметить звездочкой автора, ответственного за переписку, и указать в аффилиации его электронный адрес); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; указание источников финансирования выполненных исследований на русском языке.

Далее располагаются все вышеуказанные элементы на английском языке.

Текст статьи (статьи экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение**. **Материалы и методы**. **Результаты и обсуждение**. **Выводы** либо **Заключение**); благодарности; списки литературы на языке оригинала (**Литература**) и на английском языке (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты каждого автора; можно указать телефон для контакта редакции с авторами статьи.

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать ее содержание и состоять из 8–10 значащих слов.

АННОТАЦИЯ должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (как правило, не менее пяти). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце точка не ставится.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. На табличный и иллюстративный материал следует ссылаться так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т.д.), фотографии, помещаемые на вклейках (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо первым словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации**.**

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIFF (*.TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки должны быть представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы могут быть снабжены указанием желательного размера рисунка, пожеланиями и требованиями к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где обозначен представленный на основной карте участок.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточную информацию для того, чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ. Названия таксонов рода и вида даются курсивом. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желательно с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L., 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicits* (Gmelin, 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все прочие сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. Располагаются после основного текста статьи отдельным абзацем, в котором авторы выражают признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и организациям, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи.

ИНФОРМАЦИЯ О КОНФЛИКТЕ ИНТЕРЕСОВ. При подаче статьи авторы должны раскрыть потенциальные конфликты интересов, которые могут быть восприняты как оказавшие влияние на результаты или выводы, представленные в работе. Если конфликт интересов отсутствует, следует об этом сообщить в отдельной формулировке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Источники располагаются в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами авторов ставится пробел.

REFERENCES. Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Библиографические записи источников оформляются согласно стилю Vancouver (см. примеры в ГОСТ Р 7.0.7-2021 и образцы ниже) и располагаются в алфавитном порядке. Заголовки русскоязычных работ приводятся на английском языке; для журналов и сборников, в которых размещены цитируемые работы, указывается параллельное английское наименование (при его наличии) либо русскоязычное наименование приводится в латинской транслитерации (вариант BSI) с переводом на английский язык. Прочие элементы библиографической записи приводятся на английском языке (русскоязычное название издательства транслитерируется). При наличии переводной версии источника в References желательно указать ее. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала.

Для каждого источника обязательно указание DOI при его наличии; если приводится адрес интернет-страницы источника (URL), нужно указать дату обращения к ней.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 577.125.8

СОДЕРЖАНИЕ МЕТАБОЛИТОВ ОКСИДА АЗОТА В КРОВИ ЗДОРОВЫХ ЛЮДЕЙ И ПАЦИЕНТОВ С АРТЕРИАЛЬНОЙ ГИПЕРТЕНЗИЕЙ, ИМЕЮЩИХ РАЗНЫЕ АЛЛЕЛЬНЫЕ ВАРИАНТЫ ГЕНОВ *ACE* (RS4340) И *CYP11B2* (RS1799998)

Л. В. Топчиева[1]*, О. В. Балан[1], В. А. Корнева[2], И. Е. Малышева[1]

*[1] Институт биологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *topchieva@ya.ru*

[2] Петрозаводский государственный университет (просп. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: артериальная гипертензия; оксид азота; индуцибельная синтаза оксида азота; ангиотензинпревращающий фермент; инсерционно-делеционный полиморфизм гена *ACE*; альдостеронсинтаза; ген *CYP11B2*

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (0218-2019-0077).

L. V. Topchieva[1]*, O. V. Balan[1], V. A. Korneva[2], I. E. Malysheva[1]. THE NITRIC OXIDE LEVEL IN THE BLOOD OF HEALTHY PEOPLE AND PATIENTS WITH ARTERIAL HYPERTENSION CARRYING DIFFERENT ALLELE VARIANTS OF THE *ACE* (RS4340) AND *CYP11B2* (RS1799998) GENES

*[1] Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *topchieva@ya.ru*

[2] Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

Аннотация на английском языке

Keywords: arterial hypertension; nitric oxide; inducible nitric oxide synthase; angiotensin-converting enzyme; insertion-deletion polymorphism of *ACE* genes; aldosterone synthase; *CYP11B2* gene

Fundung. The study was funded from the Russian federal budget through state assignment to KarRC RAS (0218-2019-0077).

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последействии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы
Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

Показатель Index	Контроль Control	Охлаждение проростков Seedling chilling	Охлаждение корней Root chilling
Площадь среза хлоропласта, мкм^2 Chloroplast cross-sectional area , μm^2	10,0 ± 0,7	13,5 ± 1,1	12,7 ± 0,5
Площадь среза митохондрии, мкм^2 Mitochondria cross-sectional area, μm^2	0,4 ± 0,03	0,5 ± 0,03	0,6 ± 0,04
Площадь среза пероксисомы, мкм^2 Peroxisome cross-sectional area, μm^2	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,1
Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section	9 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mytochondria in cell cross-section	8 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section	2 ± 0,3	2 ± 0,3	3 ± 0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.
Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)
Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus* confuses Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

а – электронная микрофотография кварца; б – картина микродифракции, полученная для участка *1* в области кристаллитов; в – картина микродифракции, отвечающая участку *2* в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Duldurga:

а – electron microphotograph of the quartz sample; б – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; в – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ССЫЛОК В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

Литература:

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Красная книга Республики Карелия / Ред. О. Л. Кузнецов. Белгород: Константа, 2020. 448 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds. P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

References:

Vol'f G. N. Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry. Moscow: Mir Publ.; 1970. P. 348–350. (In Russ.)

Patrushev L. I. Gene expression. Moscow: Nauka Publ.; 2000. 830 p. (In Russ.)

Kuznetsov O. L. (ed.). Red Data Book of the Republic of Karelia. Belgorod: Konstanta Publ.; 2020. 448 p. (In Russ.)

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. N. Y., San Francisco: Acad. Press; 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Литература:

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журнал общей биологии. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Колосова Ю. С., Подболоцкая М. В. Популяционная динамика шмелей (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) на Соловецком архипелаге: итоги 10-летнего мониторинга // Труды Русского энтомологического общества. 2010. Т. 81, № 2. С. 135–141.

Grove D. J., Loisides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of Incertella Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia // Entomologica Fennica. 2009. Vol. 20, no. 1. P. 4–8. doi: 10.33338/ef.84453

References:

Viktorov G. A. Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera. *Biology Bulletin Reviews.* 1970;31(2):247–255. (In Russ.)

Kolosova Yu. S., Podbolotskaya M. V. Population dynamics of bumblebees (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) in the Solovetsky archipelago: results of 10-year monitoring. *Trudy Russ. entomol. obshchestva = Proceed. Russ. Entomol. Soc.* 2010;81(2):135–141. (In Russ.)

Grove D. J., Loisides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri. J. Fish. Biol.* 1978;12(4):507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of Incertella Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia. *Entomologica Fennica*. 2009;20(1):4–8. doi: 10.33338/ef.84453

Ссылки на материалы конференций

Литература:

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: Тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

References:

Mar'inskikh D. M. Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen). *Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya*: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) = Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000). Novosibirsk; 2000. P. 125–128. (In Russ.)

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Литература:

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... д-ра хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

References:

Sheftel' B. I. Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow; 1985. 23 p. (In Russ.)

Lozovik P. A. Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk; 2006. 481 p. (In Russ.)

Ссылки на патенты

Литература:

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат / Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

References:

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optoelectronic apparatus. Russian patent No. 2122745. 1998. Bull. No. 33. (In Russ.)

Ссылки на архивные материалы

Литература:

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

References:

Grebenshchikov Ya. P. Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924. *OR RNB*. F. 41. St. un. 45. L. 1–10. (In Russ.)

Литература:

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайновых сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/ (дата обращения: 25.11.2006).

References:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services. *Elektron. b-ki = Digital library*. 2003;6(1). (In Russ.) URL: http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/ (accessed: 25.11.2006).

Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
No. 2, 2022
PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

TABLE OF CONTENTS

ORIGINAL ARTICLES

S. I. Turchenko. PRECAMBRIAN METALLOGENY AND TECTONIC DEVELOPMENT OF THE EARTH'S PROTOCONTINENTS LAURASIA AND GONDWANA 5

V. V. Shchiptsov. GRAPHITE-BEARING ORE AREAS OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD 33

R. L. Anisimov, P. A. Kirillova, S. K. Baltybaev, O. L. Galankina. PLAGIOCLASE ZONATION OF THE KAALAMO CLINOPYROXENITE-GABBRONORITE-DIORITE MASSIF (NORTHERN LADOGA AREA, RUSSIA) 50

N. M. Kudryashov, O. V. Udoratina, A. A. Kalinin, E. V. Galeeva, M. A. Coble. ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL U-PB (SHRIMP-RG) AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ZIRCON FROM RARE METAL (W, LI) APLITE GRANITE OF THE MURMANSK BLOCK 70

A. M. Ruchyov. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE KALLIVOLAMPI FLUORITE-SULPHIDE OCCURRENCE, VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT, KARELIA 82

T. P. Bubnova, V. P. Ilyina. ESTIMATING THE PROSPECTS FOR THE USE OF THE CHUPA-LOUHI FIELD CERAMIC PEGMATITE DEPOSIT WASTE DUMPS 99

DATES AND ANNIVERSARIES

P. V. Medvedev. 85th anniversary of birth of V. V. Makarikhin (1936–2017) 112

BEREAVEMENTS

In memory of Nikolai V. Sharov (1943–2022) 117

REVIEWS AND BIBLIOGRAPHY 119

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS 121

Научный журнал

Труды Карельского научного центра
Российской академии наук
№ 2, 2022

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Печатается по решению Ученого совета
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»

Выходит 8 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций12
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Л. Э. Бюркланд

Подписано в печать 28.03.2022. Дата выхода 31.03.2022. Формат 60x84 1/8.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 12,5. Усл. печ. л. 14,9
Тираж 100 экз. Заказ 704. Цена свободная

Учредитель и издатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50