

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр
Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2020

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2020

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.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), 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.; 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>

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

TRANSACTIONS

**of the KARELIAN RESEARCH CENTRE
of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES**

No. 2, 2020

PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

Petrozavodsk
2020

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.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), 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. (Estonia); A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. B. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

Published since January 2009

Monthly

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>

УДК 551.24 : 551.71(540)

BUNDELKHAND, ARAVALLI AND DHARWAR CRATONS (INDIAN SHIELD): COMPARISON OF ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION AND LOCATION IN THE KENORLAND SUPERCONTINENT STRUCTURE

A. I. Slabunov¹, V. K. Singh²

¹ *Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia*

² *Department of Geology, Bundelkhand University, Jhansi, India*

Comparison of the Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand, Aravalli, Western and Eastern Dharwar Cratons shows that geodynamic mechanisms, similar to modern plate-tectonic and mantle-plume, were active in that period. The Mesoarchean crustal evolution of the Bundelkhand Craton is considerably different from that of other cratons discussed here in that it comprises subduction-accretion processes, while in other cratons plume processes were more active in this period. In the Neoproterozoic (2.7–2.5 Ga), all the cratons display subduction-accretion processes. Each of the cratons displays its own crust formation pattern. It seems that in Mesoarchean time the Bundelkhand, Aravalli, Western and Eastern Dharwar Cratons were parts of the Kenorland Supercontinent, rather than one block.

Keywords: Archean; crustal evolution; geodynamics; Indian Shield; Bundelkhand Craton; Western Dharwar Craton; Eastern Dharwar Craton; Aravalli Craton.

А. И. Слабунов, В. К. Сингх. БУНДЕЛКХАНДСКИЙ, АРАВАЛЛИ И ДХАРВАРСКИЙ КРАТОНЫ ИНДИЙСКОГО ЩИТА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АРХЕЕ И ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ СУПЕРКОНТИНЕНТА КЕНОРЛЕНД

Сравнительный анализ истории развития земной коры Бунделкхандского, Аравалли и Дхарварского (Западного и Восточного) кратонов Индийского щита в мезо-неоархее показывает, что геодинамические процессы, в ходе которых она формировалась, были сходны с современными плитно-тектоническими и плюмовыми. Каждый из кратонов имеет специфические особенности развития, но в большей степени выделяется Бунделкхандский. В мезоархее новая континентальная кора формировалась здесь в ходе субдукционно-аккреционных процессов, в то время как на других кратонах отмечается влияние лишь мантийных плюмов. В неоархее на всех рассматриваемых кратонах отмечены проявления субдукционных и аккреционных геодинамических процессов. Рассматриваемые кратоны в мезо-неоархее входили в состав суперконтинента Кенорленд в качестве самостоятельных фрагментов и не образовывали единый блок.

Ключевые слова: архей; эволюция земной коры; геодинамика; Индийский щит; Бунделкхандский кратон; кратон Западный Дхарвар; кратон Восточный Дхарвар; кратон Аравалли.

Introduction

Archean rocks in the Indian Shield are exposed in the Bundelkhand and Aravalli Cratons to the north and in the Dharwar (Western and Eastern), Singhbhum and Bastar Cratons to the south, respectively, as far as the E-W trending Central Indian tectonic zone (Fig. 1) [Naqvi and Rogers, 1987; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010; Roy and Purohit, 2018]. The Western and Eastern Dharwar Cratons are well-known in the world [Radhakrishna and Ramakrishnan, 1990; Chadwick et al., 2000; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010; Jayananda et al., 2013, 2015] and can be used as standard geological associations. Tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), supracrustal (greenstone and schist), granitoids and other typical Archean complexes were identified in the Bundelkhand and Aravalli Cratons in the recent

studies [Singh and Slabunov, 2013, 2015a, b, 2016; Kaur et al., 2014, 2019; Verma et al., 2016; Saha et al., 2016; Slabunov et al., 2017a; Slabunov and Singh, 2019a; Singh et al., 2019a, b, 2020; Nasipuri et al., 2019]. The aim of the present paper is to resume earlier works [Slabunov, 2013; Slabunov and Singh, 2018, 2019a, b] through comparative analysis of the Archean crustal evolution of the Bundelkhand Craton and other structures of this type globally.

Geology and crustal evolution of the Bundelkhand Craton

The Bundelkhand Craton (Fig. 2, a) consists of Archean TTG rocks, granitoids (K-granites, diorites, sanukitoids), greenstone complexes, mafic-ultramafic layered intrusion [Singh and Slabunov, 2015a, 2016; Verma et al., 2016; Joshi et al., 2017;

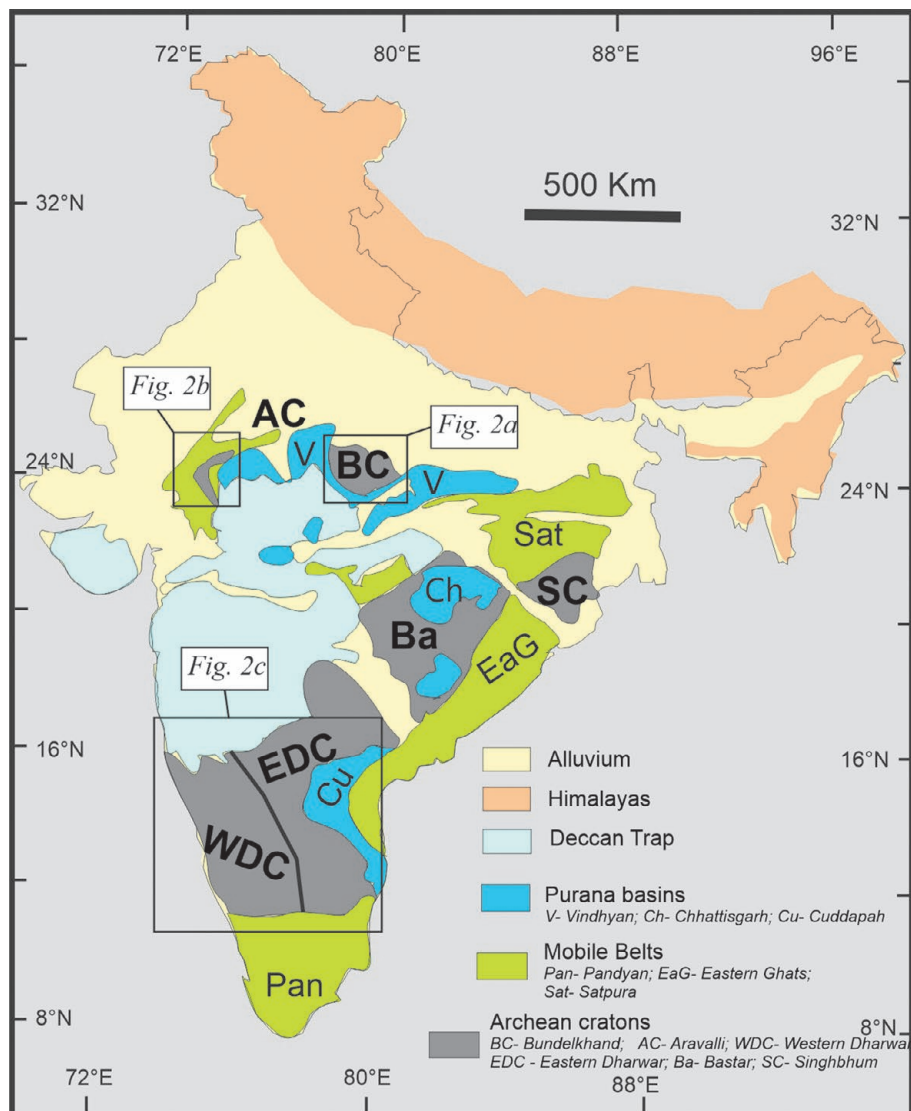


Fig. 1. Main tectonic division of the Indian Shield [Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010] and locations of the Bundelkhand (BC), Aravalli (AC), Western Dharwar (WDC) and Eastern Dharwar (EDC) Cratons

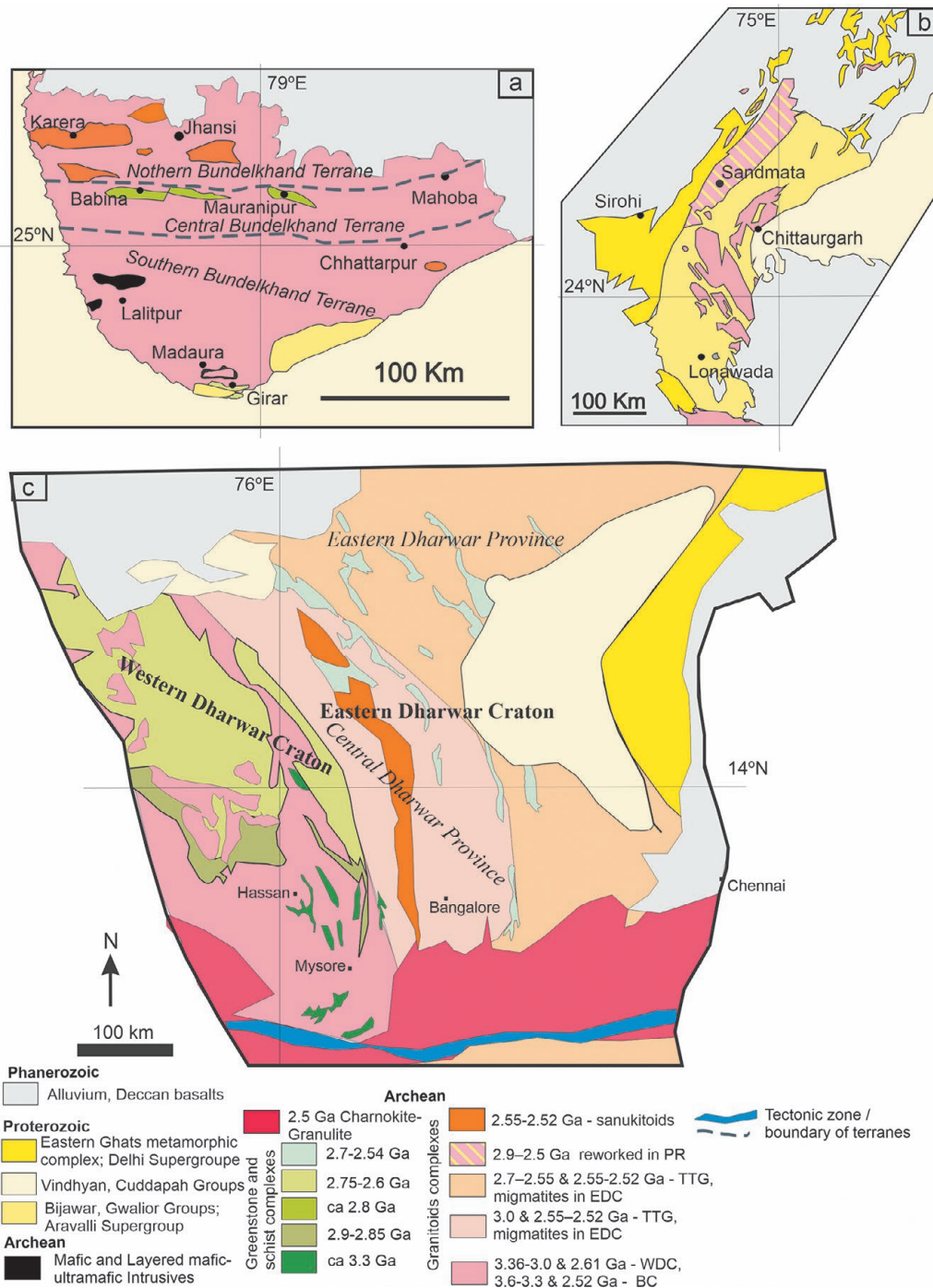


Fig. 2. Geological maps of the (a) Bundelkhand Craton [after: Mondal et al., 2002; Singh and Slabunov, 2015a, 2016; Saha et al., 2016; Slabunov and Singh, 2019b; Singh et al., 2020]; (b) Aravalli Craton [after: Roy and Purohit, 2018; Kaur et al., 2019]; (c) Western Dharwar and Eastern Dharwar Cratons [after: Chardon et al., 2008; Jayananda et al., 2013, 2015]

Slabunov et al., 2018a, b; Slabunov and Singh, 2019a; Singh et al., 2019a, b, 2020 and references therein], Paleoproterozoic mafic dykes and huge quartz veins [Basu, 1986; Singh et al., 2019c; Slabunov et al., 2017b]. The granite-greenstone complex has formed a basement for the deposition of Paleoproterozoic sedimentary rocks (the Gwali-

or basin in the northwestern and the Bijawar basin in the southern to southeastern part of the craton). NW-SE-trending mafic dyke swarms (dolerites and gabbroic rocks) cross-cut the craton. These polychronous swarms consist of bodies of three age groups: ca. 1.98, 1.8 and 1.0 Ga [Basu, 1986; Pradhan et al., 2012]. Giant NE-SW-trending hy-

drothermal quartz veins also cut through most part of the cratonic rocks and penetrate into the sediments resting at the base of the Bijawar and Gwalior rift-related basins rimming it on the north and south [Pati et al., 2007; Slabunov et al., 2017b; Slabunov and Singh, 2019c; Singh et al., 2019c]. Meso- to Neoproterozoic (Vindhyan Supergroup) rocks were also deposited to the southeastern, southern, southwestern and western parts of the craton (Figs. 1 and 2, a) [Basu, 1986; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010].

The oldest TTG complex in the craton are dated at 3.6–3.2 Ga [Mondal et al., 2002; Kaur et al., 2014, 2016; Saha et al., 2016]. The TTG complex generally strike ESE-WNW. These granitoids are associated with amphibolites. In the Babina greenstone belt the amphibolites are interpreted as the earliest mafic-ultramafic association of the Central Bundelkhand greenstone complex and its Sm-Nd isochron age is estimated at 3435 ± 161 Ma [Singh et al., 2019a]; thus it is similar in age to early TTG.

The authors and coworkers have identified the Central and the Southern Bundelkhand supracrustal (greenstone and schist) complexes in the craton [Singh and Slabunov, 2013, 2015a, b, 2016; Slabunov et al., 2017a; Slabunov and Singh, 2019a; Singh et al., 2020]. The Central Bundelkhand Greenstone Complex forms the Babina and Mauranipur Greenstone belts (GBs) and generally shows an E-W linear trend (Fig. 2, a). This complex consists of an early (Mesoarchean) assemblage, which contains basic-ultrabasic, felsic volcanic (2810 ± 13 Ma) and BIF rocks; and a late (Neoarchean – ca. 2.54 Ga) assemblage composed of felsic volcanic rocks. The Babina GB contains three stratotectonic associations: 1) a mafic-ultramafic association (with preserved small lens-shaped schistose-structured bodies); 2) an iron formation association (BIF); and 3) a dacite-rhyolite association (felsic volcanics). The first two associations constitute an early assemblage and the third association is a late assemblage. The boundaries between the assemblages extend as mélanges along the tectonic contact.

The Central Bundelkhand greenstone belt displays a polymetamorphic evolution pattern. Paleoarchean amphibolite/granulite-facies, Mesoarchean eclogite-facies metamorphic events have been revealed locally [Saha et al., 2011; Nasipuri et al., 2019], while Neoarchean amphibolite-facies metamorphism (at least 586–679 °C and 6.7–7.2 kbar) is more common [Sibilev et al., 2019]. These metamorphic stages are possibly associated with metasomatic events in the craton. The latest metamorphism in the cratonic rocks took place locally under prehnite-pumpellyite-facies conditions

and seems to have been provoked by Paleoproterozoic (ca 1.9–1.8 Ga) rifting [Slabunov and Singh, 2019c].

At the northern and southern margins of the Central Bundelkhand Greenstone Complex, a series of Neoarchean (2.54–2.56 Ga) sanukitoid massifs was revealed [Joshi et al., 2017; Singh et al., 2019b, 2020]. Late- to post-kinematic Neoarchean (2.53–2.51 Ga) granites are the most common in the craton [Verma et al., 2016 and references therein]. They were formed during accretion after partial melting of TTG.

The Southern Bundelkhand schist/metasedimentary complex has formed the Girar belt (Fig. 2, a). This schist belt consists of two group of rocks [Singh and Slabunov, 2016] i. e. (i) quartzite, (ii) BIFs, and traces of dolomitic marble with chlorite schist lenses near the quartzite/BIF boundary. U-Pb detrital zircon data from quartzite rocks of the Girar belt give an older age of 3.43 Ga and a younger age of 3.25 Ga, suggesting that 3.25 Ga is perhaps the minimum age of provenance for the sediments [Slabunov et al., 2017a]. The foliated rocks of the Girar metasedimentary belt are overlain by gently dipping non-deformed Paleoproterozoic (ca. 2000–1800 Ma) rocks of the Bijawar Group [Saha and Mazumder, 2012]. This is indirect evidence for older, most probably Archean age for quartzite and BIF rocks of the Girar belt. Field observations evidence that Archean Ikauna peridotite-gabbro-diorite layered intrusive rocks, the pink granite and the less exposed TTG that occur north of the Girar metasedimentary belt are demarcated by a tectonic boundary [Farooqui and Singh, 2006; Slabunov et al., 2017a, 2018b].

Available data for supracrustal rocks of the Bundelkhand Craton are consistent enough to suppose that the Central Bundelkhand Greenstone Complex is a collage of at least two assemblages. Ca. 3.4 Ga amphibolites [Singh et al., 2019a], associated with TTG gneisses on the southern side of the Babina belt, also seem to be part of the complex. However, this issue, tentatively interpreted as an independent event, should be studied in more detail. The early assemblage of the Central Bundelkhand Greenstone Complex was formed in the Mesoarchean, as indicated by the age of felsic volcanics (2810 ± 13 Ma). The formation of the basic-ultrabasic constituent of this assemblage, which comprises boninite-like varieties [Malviya et al., 2006], is attributed to subduction processes in the oceanic island-arc system (Fig. 3). This volcanism is followed by island-arc dacitic-rhyolitic volcanism. The 2810 Ma felsic volcanics are contaminated by older crustal material, as they contain 3.2 Ga xenogenic zircons. This evidence suggests the emergence of an old crust fragment at the base

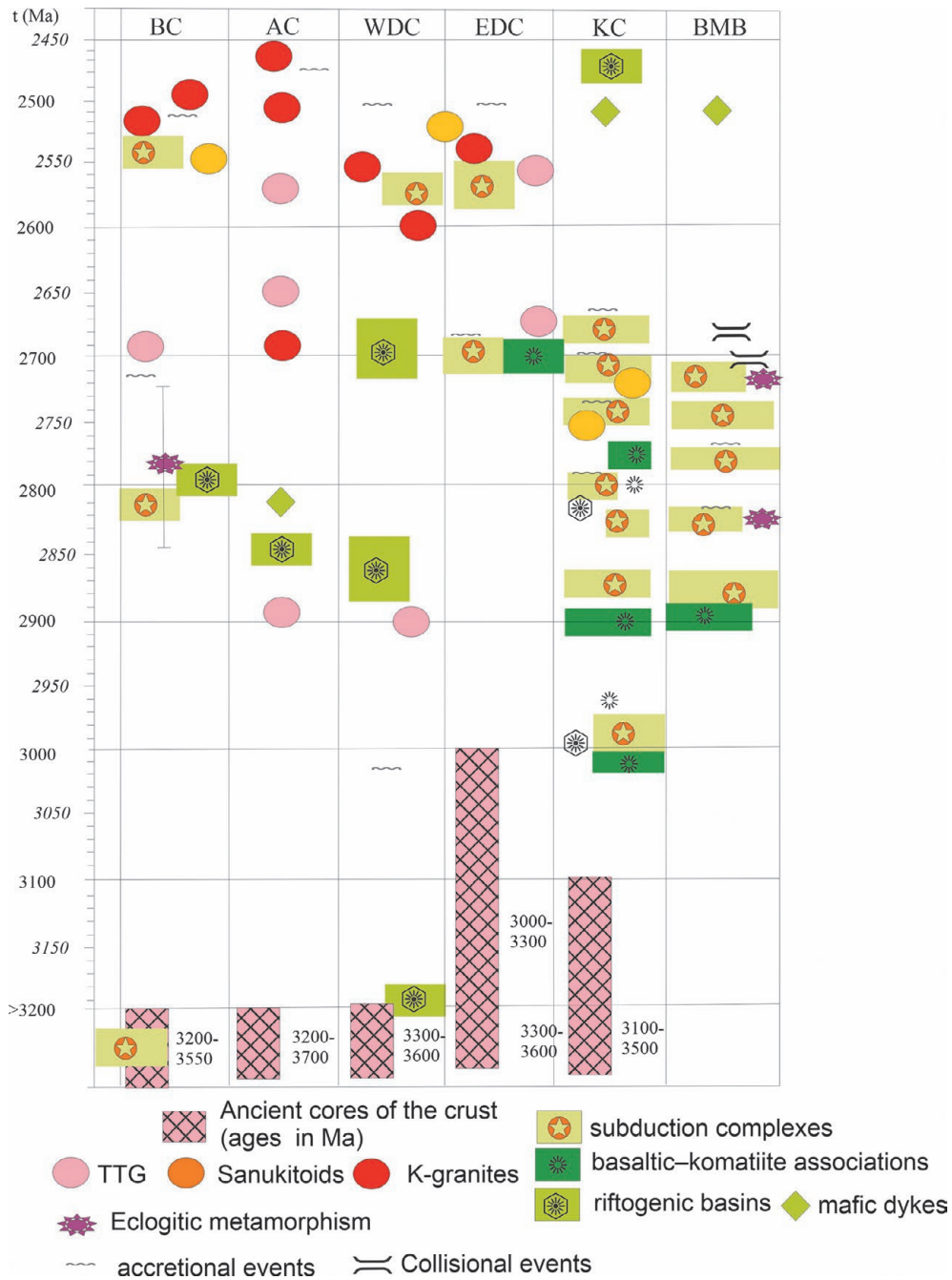


Fig. 3. The scheme of correlation of Archean geodynamic processes in the Bundelkhand (BC), Western Dharwar (WDC), Eastern Dharwar (EDC), Aravalli (AC), Karelian (KC) Cratons and the Belomorian Mobile Belt (BMB) [modified after: Slabunov et al., 2006, 2017c; Slabunov, 2008; Slabunov and Singh, 2018, 2019a]

of the island-arc. This could be a microcontinent similar in composition to 3.6–3.2 Ga TTG complexes in the northern part of the Bundelkhand Craton [Mondal et al., 2002; Kaur et al., 2014; Saha et al., 2016], which approached the subduction zone and became part of a supra-subduction zone.

BIFs developed in the second-stage island-arc system in the basins. The BIFs of the Maura-nipur belt formed in a back-arc basin and BIFs

of the Babina belt occur in a fore-arc basin. Archean (~2780 ± 60 Ma) eclogite-facies metamorphism and island-arc dacitic-rhyolitic volcanism (~2810 ± 13 Ma) have relatively similar ages (with-in analytical uncertainty). This fact is an important argument in favour of the subductional nature of the early assemblage of the Central Bundelkhand Greenstone Complex [Slabunov et al., 2018a].

At about 2.7 Ga, the arc complex accreted to the southern continental block (Fig. 3). This event is marked by the formation of thrust faults and 2687 ± 17 Ma metamorphic processes, as indicated by the Mauranipur belt [Slabunov and Singh, 2017] and 2730 ± 33 Ma processes in the Babina belt [Saha et al., 2011]. The youngest (2669.3 ± 7.4 Ma) TTG formed here at that time as well [Verma et al., 2016], and TTG rocks of similar age (2684 ± 8 Ma) are also recognized in the Western Dharwar Craton [Dey et al., 2017].

Important events in the crustal evolution of the Bundelkhand Craton took place in the Neoproterozoic (Fig. 3), when the southern continental block was affected by a mantle plume responsible for the formation of a sedimentary basin, in which the quartzites and BIFs of the South Bundelkhand schist (metasedimentary) complex were formed [Singh and Slabunov, 2016, Slabunov et al., 2017a].

A new stage in the subduction processes began at 2.56–2.54 Ga. A spreading zone, which separated these blocks, seems to have existed in the ocean. However, the rate of its opening was slower than the rate of subduction at the periphery. At the southern margin of the northern block (it is the Babina belt in the modern coordinate system) subduction occurred in an active continental margin regime, as indicated by Neoproterozoic (2542 Ma [Singh and Slabunov, 2015a]) felsic volcanics in the Babina belt and a sanukitoid massif of similar age (2560–2559 Ma [Joshi et al., 2017]). At the northern flank of the southern continental block this stage is marked by Neoproterozoic (2557 Ma) dacites in the Mauranipur belt and a sanukitoid massif [Joshi et al., 2017]. The closure of the ocean and an accretion stage in the evolution of the greenstones took place at about 2.53 Ga, after the 2542 Ma felsic volcanics and prior to the formation of the earliest 2531 Ma post-kinematic granites [Verma et al., 2016; Singh et al., 2020]. At this stage, its Meso- and Neoproterozoic constituents are combined to form one greenstone complex. The melting of large volumes of granitoids in the period 2.53–2.51 Ga is associated with post-accretionary processes in the crust. The craton is stabilized at around 2.5 Ga.

Geology and crustal evolution of the Aravalli Craton

The Paleoproterozoic Aravalli Craton is the northernmost fragment of the Indian Shield (Figs. 1 and 2, b) [Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010; Roy and Purohit, 2018]. It is probable that rocks from the Aravalli and Bundelkhand Cratons are found in Lesser Himalaya too [Mukherjee et al., 2019; Mishra et al., 2019]. All Precambrian

complexes in NW India, such as the Archean Mewar gneiss complex, the Paleoproterozoic Aravalli Fold Belt, the Mesoproterozoic Delhi Fold Belt and Neoproterozoic Basins [Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010], are often considered as its constituents. It is separated from the Bundelkhand Craton by the Paleo-Mesoproterozoic Vindhyan basin [Saha and Mazumder, 2012].

Archean rocks are exposed as several outcrops, $100 \times 30\text{--}60$ km in size, among the Paleoproterozoic (2.15–2.0 Ga) rocks of the Aravalli Supergroup (Fig. 2, b) [Roy and Purohit, 2018]. The latter rest with angular unconformity, occasionally with polymict conglomerates at the base of the sequence, on basement rocks [Roy et al., 1980]. Archean rocks are represented by migmatized TTG granitoids (known as the Banded Gneissic Complex (BGC)), fragments of greenstone complexes and granites [Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010; Roy and Purohit, 2018; Kaur et al., 2019].

BGC rocks are biotite (\pm muscovite, garnet and amphibole) gneisses with the petrogeochemical characteristics of TTG granitoids. BGC granitoids are dated at 3307 ± 65 Ma (Sm-Nd isochron [Gopalan et al., 1990]), 3312 ± 7 Ma and ca. 3281 ± 3 Ma (Zr, SIMS [Wiedenbeck and Goswami, 1994; Kaur et al., 2019]). Furthermore, Proterozoic sediments were shown to contain detrital zircons; their Lu-Hf isotope system indicates the existence of ca 3.72 Ga continental crust [Kaur et al., 2013]. Younger TTG granitoids aged 2885 ± 5 Ma [Roy and Kröner, 1996] and 2563–2548 Ma [Kaur et al., 2019] were also revealed in the region. They suggest the existence of a Mesoarchean episode in the formation of the continental crust. It should be noted also that 2830 Ma gneisses have been described from the protolith of the Paleoproterozoic Sandmata granulite complex (Fig. 2, b) [Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010].

Fragments of greenstone complexes occur among BGC (e. g., the Rakhiawal greenstone belt) as clusters of amphibolite, quartzite and ultramafic bodies, as well as marble, calc-silicate rocks, BIF, mica schist and barite [Roy and Jakhar, 2002; Roy and Purohit, 2018]. The greenstone belts have not been dated, but 2828 ± 46 Ma orthoamphibolites (metamorphosed dykes) occur in the Mavli area (Sm-Nd isochron [Gopalan et al., 1990]). The metadykes cut quartzites, which are a fragment of the greenstone belt and can thus be used to date the upper age boundary of the greenstone belts.

The 2660–2640 Ma magmatic events were recognized in BGC of the Aravalli Craton [Kaur et al., 2019]. Granodiorite-granite-leucogranite and pink K-rich granite have been dated at 2562 ± 6 , 2532 ± 5 , 2505 ± 3 , 2450 ± 8 Ma [Wiedenbeck et al., 1996], among granites of the Aravalli Craton.

The granites are interpreted as having been derived by melting of basement rocks during accretion-collision processes.

Geology and crustal evolution of the Western and Eastern Dharwar Cratons

The Dharwar Craton has been subdivided into two cratons: Western and Eastern, based on their evolution patterns and crustal structures (Fig. 1). Each of them is 3–4 times the size of the Bundelkhand Craton (Fig. 2, c).

The Western Dharwar Craton consists of mainly Paleoproterozoic (3.36–3.2 Ga) TTG gneisses (Peninsular gneisses). But there are older detrital zircons (3.58 Ga) in quartzites in the Dharwar Group of rocks. Three generations of greenstone complexes (Sargur, Bababudan and Chitradurga) and several granitoid massifs are reported from the Western Dharwar Craton [Jayananda et al., 2013; Radhakrishna, Ramakrishnan, 1990]. The Sargur greenstone belt is composed of mafic-ultramafic rocks (metabasalts, komatiites and their intrusive comagmates and metaanorthosites), which often predominate, and metasediments (kyanite/sillimanite-staurolite-biotite gneisses, quartzites, BIF, local marble, calc-silicate rocks, bedded barite); with limited exposures of felsic volcanics. The age of the complex is estimated at 3.1–3.3 Ga, based on the Sm – Nd whole-rock isochron age of komatiites at 3352 ± 110 Ma [Jayananda et al., 2008] and the U-Pb age of zircon from felsic volcanics at 3298 ± 7 Ma [Peucat et al., 1995]. It forms small greenstone belts dominated by mafic-ultramafics (e. g. Ghatti Hosahalli, Krishnarajpet and Nagamangala) and those with abundant sediments (e. g. Sargur and Hole Narasipura). The Sargur greenstone complex was formed presumably in both rift-related structures on an early continental crust (3.58–3.23 Ga zircons in quartzites have been found, suggesting the existence of an older crust) and an oceanic plateau-type setting. The occurrence of 3.2 Ga TTGs in the region suggests subduction processes of that age.

A second generation of greenstone complexes in the Western Dharwar Craton is the Meso-Neoproterozoic Bababudan Group at the base of the Dharwar Supergroup in Bababudan, Chitradurga schist belts (Fig. 2, c). The base of the Bababudan Group sequence consists of cross-bedded quartz conglomerates with ripple marks (Kalasapura Formation). These sediments rest with angular unconformity on Peninsular gneisses and Sargur Group rocks. In addition to quartz conglomerates, the Bababudan Group comprises phyllites and BIF. Mafic (metabasalts and gabbroic rocks) and ultramafic bodies seem to occur among them as sills.

Felsic volcanics, occurring as part of the Santaveri Formation, are scarce. The mafics-ultramafics are dated at 2.9–2.85 Ga (Sm – Nd whole rock isochron ages are 2911 ± 49 and 2848 ± 70 Ma [Kumar et al., 1996]). The formation of the Bababudan greenstone complex was associated with plume activity and took place in an intracontinental basin.

A third greenstone/schist complex of the craton corresponds with the Chitradurga Group of the Dharwar Supergroup, which makes up the largest exposures around Shimoga and Chitradurga area (Fig. 2, c). This Group consists predominantly of sediments (quartz and polymictic conglomerates containing TTG and Bababudan Group rock fragments, chert-phyllite, manganese and iron formation and stromatolitic carbonates) with pillow basalt and lesser felsic volcanic intercalations. The complex is dated at 2.75–2.58 Ga as the Sm – Nd whole rock isochron age is 2747 ± 15 Ma [Kumar et al., 1996]; the U-Pb age of zircon from the felsic volcanic is 2677 ± 2 to 2576 ± 20 Ma [Jayananda et al., 2013]. The sedimentation basin of the Chitradurga Group [Hokada et al., 2013] seems to have been controlled by mantle plume activity.

The Eastern Dharwar Craton is separated from the Western Dharwar Craton by a large fault, the Chitradurga shear zone, and differs from the latter in deep geophysical structure (a thinner earth crust [Gupta et al., 2003]) and the compositions and ages of Archean granitoid and greenstone complexes [Ram Mohan et al., 2013; Yang and Santosh, 2015]. The Eastern and Western Dharwar Cratons consist chiefly of commonly migmatized TTG granitoids, but, in contrast to the Eastern Dharwar Craton, they are dominated by 2.7–2.55 Ga rocks with minor fragments of 3.0–3.38 Ga crust [Jayananda et al., 2013 and references therein]. Moreover, the contribution of older crustal material to the granitoid composition decreases markedly ($Nd T_{DM}$ up to 2.8–3.0 Ga in the eastern part [Dey, 2013], but 2.56–2.5 Ga juvenile ($\epsilon Nd = +3.3$) calc-alkaline to potassic granitoids are widespread here). The 2.51–2.53 Ga, N-S-trending sanukitoid-like Closepet Granite batholiths occur in the western part of the Eastern Dharwar Craton, which cross-cuts the entire craton (Fig. 2, c).

The greenstone belts of the Eastern Dharwar Craton are small, narrow, N – S and NW-SE trending linear structures, e. g. Kolar, Hutti, Kushtagi etc. They consist mainly of metabasalts (often pillowed) associated with komatiites and BIF; felsic volcanics associated with greywacke and polymictic conglomerates (Kolar GB) are more common; and metasediments occurring as schists are less common. An early association (beginning proba-

bly at 2.75 Ga, but mainly arising at ca. 2.7 Ga) of basalts and komatiites was formed in an oceanic setting under the influence of plumes, i. e. oceanic plateaus, but this stage was also terminated by subduction processes (Sangur GB). However, the main episode in the subduction processes, which gave rise to continental crust, occurred at 2.58–2.52 Ga, when felsic volcanics and various granitoids (including sanukitoids) originated. Ca. 2.5 Ga granulite-facies metamorphism, widespread in the southern part of the Eastern and Western Dharwar Cratons, was associated with accretion-collision processes.

Discussion

Studies on each of the cratons (Western and Eastern Dharwar, Bundelkhand and Aravalli Cratons of the Indian Shield) have evaluated, revealing craton-specific structural and evolutionary characteristics. First of all, it should be noted that the Bundelkhand and Aravalli Cratons are much smaller than the Western and Eastern Dharwar Cratons (Figs. 1 and 2) However, they comprise TTG, greenstone/schist and granitoids complexes which are the most typical of Archean cratons. The cores of all the cratons commonly consist of Paleoproterozoic TTG.

The oldest (3.6–3.2 Ga) TTG occur in the central Bundelkhand Craton, but they seem to have been more common. The ca. 3.43 Ga mafic-ultramafic complexes seem to have been formed together with TTG granitoids in a subduction geodynamic setting. TTG gneisses of the Aravalli Craton are also dated at ca. 3.3–3.2 Ga, but an older (pre- 3.7 Ga) protolith is assumed to have existed. The Western Dharwar Craton is dominated by 3.36–3.2 Ga TTG, but they had probably comprised even older (up to 3.58 Ga) constituents, which have survived only as detrital zircons in sedimentary rocks. It should also be noted that the formation of the Paleoproterozoic (3.3–3.2 Ga) Sargur greenstone complex is similar in age to the TTG, like that in the Bundelkhand Craton. The Eastern Dharwar Craton displays a somewhat different distribution and age of old TTG: fragments of 3.3–3.0 Ga TTG occur here as part of migmatized gneisses in the western part, while its eastern portion consists of juvenile Neoproterozoic (2.7–2.55 Ga) granitoids, including TTG (Fig. 3).

The Meso-Neoproterozoic (2.9–2.6 Ga) evolution of the Western Dharwar Craton was affected by mantle plumes. As a result, intraplate sedimentary basins, exhibiting bimodal magmatism, were derived. The intrusion of 2.61 Ga potassium-granites stabilized the craton. The processes occurring in the Eastern Dharwar Craton were entirely different i. e. the formation of a juvenile continental crust took place here mainly in Neoproterozoic

time, beginning at 2.75–2.7 Ga, but dominantly during 2.58–2.54 Ga. The leading role was played by subduction processes, which were terminated by the accretion of the newly-formed crust to the Western Dharwar Craton, which had stabilized earlier.

The Mesoarchean crustal evolution of the Aravalli Craton is poorly described, but its greenstone complexes (quartzites, amphibolites and ultramafics) suggest their formation in an intraplate setting.

The crustal evolution of the Bundelkhand Craton is quite different from that described above. One of the essential differences is that in Mesoarchean time (ca. 2.81 Ga) a new continental crust was formed during subduction here and in the Karelian Craton [Slabunov et al., 2006; Slabunov and Singh, 2011], but it was not transformed by plumes as for the Western Dharwar Craton.

The Neoproterozoic evolution of the central Bundelkhand Craton differed from that of the southern Bundelkhand Craton. The former was an area where the ocean, dividing the northern and southern terrains, was closing. Subduction processes were active here at ca. 2.7 Ga, but were the most vigorous at 2.56–2.54 Ga, and were terminated by accretion-collision events and the formation of 2.53–2.5 Ga potassium-granites. Crustal formation in the Central Bundelkhand Terrane is similar in time and geodynamic pattern to the Eastern Dharwar Craton, but there are some essential differences. Subduction processes in the Eastern Dharwar Craton occurred in an island-arc regime and those in the Bundelkhand Craton in an active continent margin regime. The earth crust of the Southern Bundelkhand Terrane, where presumably Neoproterozoic layered intrusions and a sedimentary basin (Girar greenstone/schist belt) were revealed, was formed in a different manner. The effect of a mantle plume is considered in the Southern Bundelkhand Terrane and in the Western Dharwar Craton during this time.

In the late Neoproterozoic (ca. 2.5 Ga) the Western and Eastern Dharwar Cratons were involved as one structure in an accretion-collision process, which gave rise to southern Dharwar Craton granulites.

Thus, correlation of the Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand, Aravalli, Western and Eastern Dharwar Cratons shows that geodynamic mechanisms, similar to modern plate-tectonic and mantle-plume, were active in that period (Fig. 3). Each of the cratons displays its own crustal formation pattern. It seems that in Archean time the Bundelkhand, the Aravalli, the Western and Eastern Dharwar Cratons were the various parts of the Kenorland Supercontinent (Fig. 4).

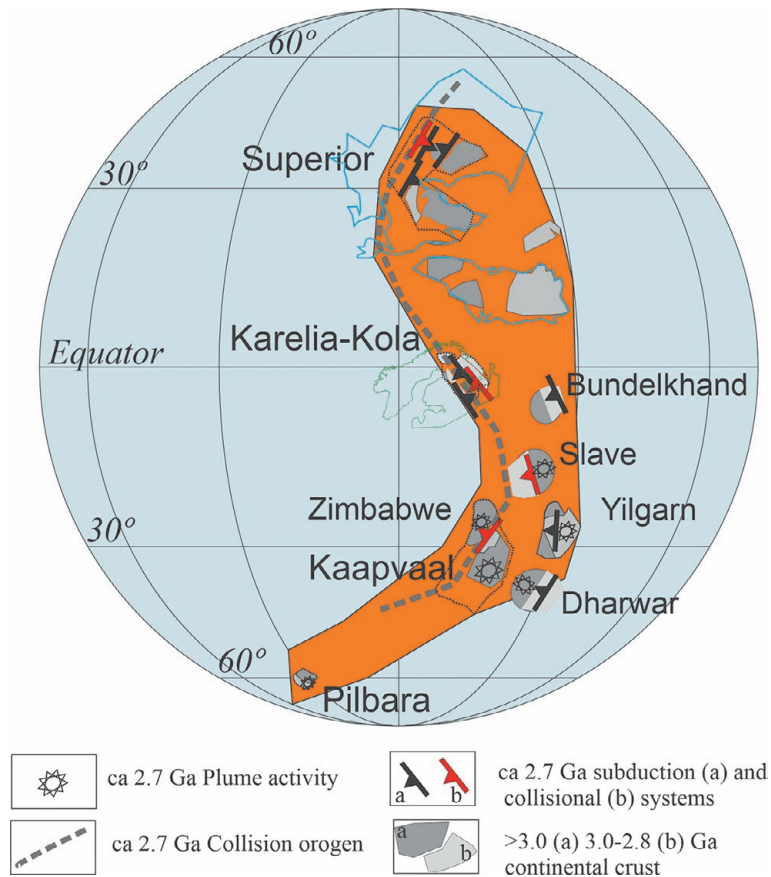


Fig. 4. A reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) [modified after: Lubnina and Slabunov, 2017] and the Bundelkhand, Dharwar and Aravalli Cratons locations

In accordance with the paleotectonic reconstruction of the Kenorland Supercontinent (Fig. 4), based on geological and paleomagnetic data, it is presumed to be crescentiform [Lubnina and Slabunov, 2009, 2011, 2017; Slabunov and Lubnina, 2016 and references therein]. In the northern part of this supercontinent the active growth of the continental crust in the Meso-Neoproterozoic period (2.9–2.7 Ga) was provoked by subduction-accretion processes, while in its southern part plume processes and subduction processes played an important role [Lubnina and Slabunov, 2011]. This evidence suggests and revealed that Mesoarchean subduction-accretion processes in the Bundelkhand Craton were similar to those characteristic of the Karelian Craton and of the Superior Province, in the northern half of the forming supercontinent. In the Mesoarchean, the Western Dharwar Craton was dominated by plume processes, and it was not until the Neoproterozoic (from 2.7 Ga onwards) that continental crust began to form again there, and especially in the Eastern Dharwar Craton during subduction-accretion processes. In the Mesoarchean, these continental blocks seem to have been in the southern part of the forming supercontinent. In the Neoproterozoic

(ca. 2.6 Ga), when the core of the supercontinent was formed, the crust seems to have continued to grow in its southern part until 2.5 Ga during subduction and accretion processes in the Bundelkhand, Aravalli and Western and Eastern Dharwar Cratons (Fig. 4).

The work was supported by DST-RFBR (INT/RUS/RFBR/P-279 and RFBR-17-55-45005 IND) grants, it continues under MOU between Bundelkhand University, Jhansi, India and the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, and is a contribution to Project AAAA-A18-118020290085-4.

Reference

- Basu A. K. Geology of parts of Bundelkhand granite massif, Central India. *Rec. Geol. Surv. India*. 1986. Vol. 117. P. 61–124.
- Chadwick B., Vasudev V. N., Hegde G. V. The Dharwar Craton, southern India, interpreted as the result of late Archaean oblique convergence. *Precambrian Res.* 2000. Vol. 99. P. 91–101.
- Chardon D., Jayananda M., Chetty T. R. K., Peucat J.-J. Precambrian continental strain and shear zone

patterns: South Indian case. *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B08402. doi: 10.1029/2007JB005299

Dey S. Evolution of the Archaean crust in the Dharwar Craton: The Nd isotope record. *Precambrian Res.* 2013. Vol. 227. P. 227–246.

Dey S., Halla J., Kurhila M., Nandy J., Heilimo E., Pal S. Geochronology of Neoarchaean granitoids of the NW eastern Dharwar Craton: implications for crust formation. In: Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. (Eds). *Crust – Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons*. Geol. Society, London. Special Publications 449. 2017. P. 89–121. doi: 10.1144/SP449.9

Farooqui S. A., Singh A. K. Platinum mineralization in Ikauna Area, Lalitpur District, Uttar Pradesh. *J. Geol. Soc. India.* 2006. Vol. 68. P. 582–584.

Gopalan K., MacDaugall J. D., Roy A. B., Murali A. V. Sm-Nd evidence for 3.3 Ga old rock in Rajasthan, north-western India. *Precambrian Res.* 1990. Vol. 48. P. 287–297.

Gupta S., Rai S. S., Prakasam K. S., Srinagesh D., Bansal B. K., Chadha R. K., Prestley K., Gaur V. K. The nature of the crust in southern India: implications for Precambrian crustal evolution. *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30. P. 419.

Hokada T., Horie K., Satish-Kumar M., Ueno Y., Nishieeth A., Mishima K., Shiraishi K. An appraisal of Archaean supracrustal sequences in Chitradurga Schist Belt, Western Dharwar Craton, Southern India. *Precambrian Res.* 2013. Vol. 227. P. 99–119.

Jayananda M., Peucat J.-J., Chardon D., Krishna Rao B., Fanning C. M., Corfu F. Neoarchean greenstone volcanism and continental growth, Dharwar craton, southern India: Constraints from SIMS U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes. *Precambrian Res.* 2013. Vol. 227. P. 55–76.

Jayananda M., Kano T., Peucat J. J., Channabasappa S. 3.35 Ga komatiite volcanism in the western Dharwar Craton, southern India: constraints from Nd isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Res.* 2008. Vol. 162. P. 160–179.

Jayananda M., Chardon D., Peucat J.-J., Tushipokla, Fanning C. M. Paleo- to Mesoarchean TTG accretion and continental growth in the western Dharwar Craton, Southern India: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology, whole-rock geochemistry and Nd-Sr isotopes. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 268. P. 295–322.

Joshi K. B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Kurhila M., Heilimo E., Ahmad T., Whitehouse M. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean – Proterozoic boundary in the Bundelkhand Craton, Central India. In: Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. (Eds). *Crust – Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons*. Geol. Society, London, Special Publications, 449. 2017. P. 123–157. doi: 10.1144/SP449.8

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Gerdes A., Okrusch M. Nature of magmatism and sedimentation at a Columbia active margin: Insights from combined U-Pb and Lu-Hf isotope data of detrital zircons from NW India. *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. P. 1040–1052.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N. Characterisation and U-Pb-Hf isotope record of the 3.55 Ga felsic crust

from the Bundelkhand Craton, northern India. *Precambrian Res.* 2014. Vol. 255. P. 236–244.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U-Pb zircon – monazite ages, Lu-Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids. *Precambrian Res.* 2016. Vol. 281. P. 384–413.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N. Archean crustal evolution of the Aravalli Banded Gneissic Complex, NW India: Constraints from zircon U-Pb ages, Lu-Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids. *Precambrian Res.* 2019. Vol. 327. P. 81–102.

Kumar A., Bhaskar Rao Y. J., Sivaraman T. V., Gopalan K. Sm-Nd ages of Archaean metavolcanic of the Dharwar Craton, South India. *Precambrian Res.* 1996. Vol. 80. P. 206–215.

Lubnina N. V., Slabunov A. I. Paleomagnetism in the Neoarchean Polyphase Panozero Intrusion in the Fennoscandian Shield. *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2009. Vol. 64. P. 346–353.

Lubnina N. V., Slabunov A. I. Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoarchean based on paleomagnetic and geological data. *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2011. Vol. 66(4). P. 242–249.

Lubnina N. V., Slabunov A. I. The Karelian Craton in the structure of the Kenorland supercontinent in the Neoarchean: New paleomagnetic and isotope geochronology data on granulites of the Onega Complex. *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2017. Vol. 72(6). P. 377–390.

Mukherjee P. K., Jain A. K., Singhal S., Singha N. B., Singh S., Kumud K., Seth P., Patel R. C. U-Pb zircon ages and Sm-Nd isotopic characteristics of the Lesser and Great Himalayan sequences, Uttarakhand Himalaya, and their regional tectonic implications. *Gondwana Res.* 2019. Vol. 75. P. 282–297. doi: 10.1016/j.gr.2019.06.001

Mishra S., Singh V. K., Slabunov A. I., Nainwal H. C. Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic granites of Garhwal Lesser Himalaya. *The 9th Hutton Symp. on the Origin of Granites and Related Rocks*. Nanjing, China. 2019. P. 135–136.

Malviya V. P., Arima M., Pati J. K., Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur area: subduction related volcanism in the Archean Bundelkhand Craton, Central India. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2006. Vol. 101. P. 199–217.

Mondal M. E. A., Goswami J. N., Deomurari M. P., Sharma K. K. Ion microprobe 207Pb/206Pb ages of zircon from the Bundelkhand massif, northern India: implication for crustal evolution of the Bundelkhand – Aravalli protocontinent. *Precambrian Res.* 2002. Vol. 117. P. 85–100.

Naqvi S. M., Rogers J. J. W. Precambrian geology of India: Oxford monographs on geology and geophysics 6. Oxford University. 1987. 223 p.

Nasipuri P., Saha L., Hangqiang X., Pati J. K., Manavan Satyanaryanan M., Sarkar S., Bhandari A., Gaur Y. Paleoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, North Central India. In: van Kranendonk M. J., Bennett V. C., Hoffmann J. E. (eds). *Earth's Oldest Rocks*. 2nd Edition. Elsevier, 2019. P. 793–817.

Pati J. K., Patel S. C., Pruseth K. L., Malviya V. P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and geo-

chemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, Central India and their implications. *J. Earth Syst. Sci.* 2007. Vol. 116. P. 497–510.

Peucat J. J., Bouhallier H., Fanning C. M., Jayananda M. Age of the Holenarsipur Greenstone Belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. Geol.* 1995. Vol. 103. P. 701–710.

Pradhan V. R., Meert J. G., Pandit M. K., Kamenov G., Mondal M. E. A. Paleomagnetic and geochronological studies of the mafic dyke swarms of the Bundelkhand Craton, Central India: Implications for the tectonic evolution and paleogeographic reconstructions. *Precambrian Res.* 2012. Vol. 198–199. P. 51–76.

Ram Mohan M., Piercey S. J., Kamber B. S., Sarma D. S. Subduction related tectonic evolution of the Neoproterozoic eastern Dharwar Craton, southern India: New geochemical and isotopic constraints. *Precambrian Res.* 2013. Vol. 227. P. 204–226.

Radhakrishna B. P., Ramakrishnan M. (eds). Archaean Greenstone Belts of South India. Geol. Society of India, Bangalore, 1990. 497 p.

Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India. Vol. 1. Geol. Society of India, Bangalore, 2010. 556 p.

Roy A. B., Jakhar S. R. Geology of Rajasthan: Precambrian to Recent. Sci. Publishers (India), Jodhpur. 2002. 421p.

Roy A. B., Kröner A. Single zircon evaporation ages constraining the growth of the Archaean Aravalli craton, northwestern Indian Shield. *Geol. Magazine.* 1996. Vol. 133. P. 333–342.

Roy A. B., Nagori D., Golani P. R., Dhakar S. P., Choudhuri R. Structural geometry of the phosphorite bearing Aravalli rocks around Jhamarkotra Mines area, Udaipur dist., Rajasthan. *Indian J. Earth Sci.* 1980. Vol. 7. P. 191–202.

Roy A. B., Purohit R. Indian Shield: Precambrian evolution and Phanerozoic reconstitution. Elsevier, 2018. 375 p.

Saha D., Mazumder R. An overview of the Palaeoproterozoic geology of Peninsular India, and key stratigraphic and tectonic issues. In: Mazumder R., Saha D. (eds). Palaeoproterozoic of India. Special Publications, 365. Geol. Society, London. 2012. P. 5–29. doi: 10.1144/SP365.2

Saha L., Frei D., Gerdes A., Pati J. K., Sarkar S., Patole V., Bhandari A., Nasipuri P. Crustal geodynamics from the Archaean Bundelkhand Craton, India: constraints from zircon U-Pb – Hf isotope studies. *Geol. Magazine.* 2016. Vol. 153. P. 79–192.

Saha L., Pant N. C., Pati J. K., Upadhyay D., Berndt J., Bhattacharya A., Satynarayanan M. Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand Craton, north Central India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. Vol. 161. P. 511–530.

Sibelev O. S., Slabunov A. I., Mishra S., Singh V. K. Metamorphism of the Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand Craton, Indian Shield. *Trans. of A. Fersman Sci. Session of Geol. Inst. KRC RAS.* 2019. No. 16. P. 512–516. doi: 10.31241/FNS.2019.16.104

Singh V. K., Slabunov A. The Greenstone Belts of the Bundelkhand Craton, Central India: new geochronological data and geodynamic setting. In: Singh V. K., Chandra R. (eds.). International Association for Gondwana research Conference Series No. 16, 3rd Int. conf. Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi, India. 2013. P. 170–171.

Singh V. K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand Craton, Central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks. *Int. Geol. Rev.* 2015a. Vol. 57(11–12). P. 1349–1364.

Singh V. K., Slabunov A. Geochemical characteristics of banded iron formation and metavolcanics of Babina Greenstone Belt of the Bundelkhand Craton, Central India. *J. Economic Geol. and Geo Resource Management.* 2015b. Vol. 10. P. 63–74.

Singh V. K., Slabunov A. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand Craton, India: geology, geochemistry, age, and implication for craton crustal evolution. *J. Geol. Soc. India.* 2016. Vol. 88. P. 539–548.

Singh P. K., Verma S. K., Moreno J. A., Singh V. K., Malviya P. K., Oliveira E. P., Mishra S., Arima M. Geochemistry and Sm-Nd isotope systematics of metabasalts from the Babina and Mauranipur Greenstone Belts, Bundelkhand Craton: Implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution. *Lithos.* 2019a. Vol. 330–331. P. 90–107. doi: 10.1016/j.lithos.2019.02.010

Singh P. K., Verma S. K., Singh V. K., Moreno J. A., Oliveira E. P., Mehta P. Geochemistry and petrogenesis of sanukitoids and high-K anatectic granites from the Bundelkhand Craton: Implications for the late-Archaean crustal evolution. *J. Asian Earth Sci.* 2019b. Vol. 174. P. 263–282. doi: 10.1016/j.jseae.2018.12.013

Singh V. K., Slabunov A. I., Singh P. K. Paleoproterozoic Giant quartz veins and rift-related basins of the Bundelkhand Craton, northern India: relationship and geodynamic consequences. *Recent Trends in Earth Sci. Res.* At: Department of Geol., Banaras Hindu Univ., Varanasi. 2019c. P. 81.

Singh V. K., Verma S. K., Singh P. K., Slabunov A. I., Chaudhary N., Mishra S. Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton: Evidence from granitoid magmatism In: *Archaean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics.* Special Publications 489. Geol. Society, London. 2020. doi: 10.1144/SP489-2018-72

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the Archaean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian Shield)). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. 296 p. (In Russian).

Slabunov A. Comparison of the crustal evolution of the Fennoscandian, Southern African and Indian Shields in the Meso- to Neoproterozoic time and Kenorland supercontinent. In: Singh V. K., Chandra R. (eds.). International Association for Gondwana research Conference Series No. 16, 3rd Int. conf. Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi, India. 2013. P. 173–175.

Slabunov A. I., Guo J., Balagansky V. V., Lubnina N. V., Zhang L. Early Precambrian Crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction. *Geodynamics*

and *Tectonophysics*. 2017c. Vol. 8. P. 569–572. doi: 10.5800/GT-2017-8-3-0293

Slabunov A. I., Lubnina N. V. Neoproterozoic supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data. *Proc. 35th IGC*. Cape Town, South Africa, Alexandria: Am. Geosci. Inst., 2016. P. 3751.

Slabunov A. I., Singh V. K. Archean crustal evolution of the Fennoscandian and Bundelkhand Craton: prospective. In: *Singh V. K., Chandra R. (eds.)*. Precambrian Continental Growth and Tectonism: Proceed. 2nd int. conf. 2011. P. 3–12.

Slabunov A., Singh V. K. Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand Craton, India: new geochronological data, a geodynamic setting, and the position of the Craton in the Kenorland supercontinent structure. In: *Slabunov A. I., Svetov S. A., Baltibaev Sh. K. (eds.)*. Early Precambrian vs Modern Geodynamics. Extended Abstracts and Field Trips Guide. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. P. 239–241.

Slabunov A., Singh V. K. Bundelkhand and Dharwar Cratons (Indian Shield): comparison of crustal evolution in the Archean time. *Arch & Anthropol Open Acc 3 (suppl-2)*. 2018. P. 42–48. doi: 10.31031/AAOA.2018.03.000556

Slabunov A. I., Singh V. K. Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. *Int. Geol. Rev.* 2019a. Vol. 61. P. 1409–1428. doi: 10.1080/00206814.2018.1512906

Slabunov A., Singh V. K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton Indian Shield. *Trans. of A. Fersman Sci. Session of Geol. Inst. KRC RAS*. 2019b. No. 16. P. 521–524. doi: 10.31241/FNS.2019.16.106

Slabunov A., Singh V. K. Giant quartz veins and rift-related basins as indicators of the Neoproterozoic destruction of the earth crust of cratons in Northern India. *Formation and evolution stages of the Proterozoic Earth Crust: stratigraphy, metamorphism, and geodynamics. Proceed. 6th Russ. conf. on Precambrian geol. and geodynamics*. St. Petersburg, Russia, 2019c. P. 213–215.

Slabunov A., Singh V. K., Joshi K. B., Li X. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India. *Current Science*. 2017a. Vol. 112. P. 794–801.

Slabunov A. I., Singh V. K., Shchiptsov V. V., Lepekchina E. N., Kevlich V. I. A new Neoproterozoic (1.9–1.8 Ga) event in the crustal evolution of the Bundelkhand Craton, India: the results of (SHRIMP) Dating of zircons from giant quartz veins. In: *Slabunov A. I., Svetov S. A., Baltibaev Sh. K. (eds.)*. Early Precambrian vs Modern Geodynamics. Extended Abs. and Field Trips Guide. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017b. P. 239–241.

Slabunov A. I., Singh V. K., Svetov S. A. Crustal evolution of the Bundelkhand Craton (Indian Shield) and Archean geodynamic processes. *Problems in the tectonics and geodynamics of the Earth Crust and the mantle*. Proceed. 1st Tectonic Meeting. Vol II. Moscow, 2018a. P. 193–196.

Slabunov A., Egorova S., Singh V. K., Svetov S., Kumar S. Archean mafic-ultramafic Ikauna layered intrusion, Bundelkhand Craton, India: petrography and geochemistry. *Arch & Anthropol Open Acc. 3 (suppl-2)*. 2018b. P. 49–55. doi: 10.31031/AAOA.2018.03.000557

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V. V., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield. In: *Gee D. G., Stephenson R. A. (eds.)*. European Lithosphere Dynamics. Geol. Society, London, Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 627–644.

Verma S. K., Verma S. P., Oliveira E. P., Singh V. K., More J. A. LA-SF-ICP-MS zircon U-Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, India. *J. Asian Earth Sci.* 2016. Vol. 118. P. 125–137.

Wiedenbeck M., Goswami J. N. An ion-probe single zircon ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age from Mewar Gneiss at Jhamarkotra, Rajasthan. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. Vol. 58. P. 2135–2141.

Wiedenbeck M., Goswami J. N., Roy A. B. Stabilization of the Aravalli Craton of the northwestern India at 2.5 Ga.: an ion-microprobe zircon study. *Chem. Geol.* 1996. Vol. 129. P. 325–340.

Yang Q.-Y., Santosh M. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes from the Kolar Greenstone Belt, Dharwar Craton, India: Implications for crustal evolution in an ocean-trench-continent transect. *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 113(2). P. 797–811.

Received January 29, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Слабунув Александр Иванович

главный научный сотрудник, заведующий лаб. геологии и геодинамики докембрия, д. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783630

CONTRIBUTORS:

Slabunov, Alexander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 783630

Сингх Винод Кумар

доцент, PhD

Бунделкхандский университет, геологический факультет
Джанси, Индия, 284128

эл. почта: vinodksingh@bujhansi.ac.in

тел.: +919415258237

Singh, Vinod

Department of Geology Bundelkhand University,

284128 Jhansi, India

e-mail: vinodksingh@bujhansi.ac.in

tel. +919415258237

УДК 551.242.5:551.71/.72 (474.2)

THE EVOLUTION OF THE ESTONIAN PRECAMBRIAN BASEMENT: GEOLOGICAL, GEOPHYSICAL AND GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS

A. Soesoo¹, S. Nirgi^{1,2}, J. Plado¹

¹ University of Tartu, Institute of Ecology and Earth Sciences, Department of Geology, Estonia

² Geological Survey of Estonia

The Estonian Precambrian crystalline basement, which consists of Paleo- to Meso-Proterozoic metamorphic and igneous rocks, is covered by a 100–780 m thick deposit of Paleozoic sedimentary rocks. Thus, the basement is unavailable for direct observations from the surface, and our present knowledge is based on information from cores of deep drillings and interpretation of potential – gravity and magnetic – fields. Accordingly, the basement of Estonia is subdivided into two major geological units – North Estonian amphibolite and South Estonian granulite complexes. Further division includes six structural-petrological zones such as Tallinn, Alutaguse, Jõhvi, West-Estonian, Tapa and South-Estonian zones. This article provides an updated overview of the Estonian Precambrian basement, its rock types, geophysical fields, geochronology, metamorphism and metallogenesis.

Key words: Proterozoic; igneous and metamorphic rocks; geochronology; geophysics; metallogenesis; Estonian basement.

А. Соэсоо, С. Нирги, Ю. Пладо. ЭВОЛЮЦИЯ ЭСТОНСКОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

Докембрийский кристаллический фундамент Эстонии, состоящий из метаморфических и магматических пород от палео- до мезопротерозоя, перекрыт чехлом осадочных палеозойских отложений мощностью 100–780 м. Так как кристаллический фундамент недоступен для прямого изучения на поверхности Земли, наши нынешние знания основаны на данных глубинного бурения и геофизики (интерпретации гравитационного и магнитного полей). Кристаллический фундамент Эстонии делится на две крупные геологические единицы – Северо-Эстонский амфиболитовый и Южно-Эстонский гранулитовый комплексы. Дальнейшее деление включает шесть структурно-петрологических зон, таких как Таллиннская, Алутагузе, Йыхви, Западно-Эстонская, Тапа и Южно-Эстонская. В данной статье представлен обновленный обзор докембрийского фундамента Эстонии, типов слагающих его горных пород, геофизических полей, геохронологии, метаморфизма и металлогенеза.

Ключевые слова: протерозой; магматические и метаморфические породы; геохронология; геофизика; металлогенез; кристаллический фундамент Эстонии.

Introduction

The Precambrian crystalline basement of Estonia is covered by a 100–780 m thick deposit of Paleozoic sedimentary rocks. The basement consists of Paleo- to Meso-Proterozoic metamorphic and igneous rocks. Since there are no outcrops of the crystalline basement rocks, drill core material, geophysical and geochemical methods were used for geological reconstructions. More than sixty years of research have led to a number of publications and reports (before the 1990th, the publications were mostly in Russian), and one monograph [Puura et al., 1983], in addition to several regional geological maps [Grigelis and Puura, 1978; Puura, 1980; Koistinen, 1994]. Based on these investigations, the 1:400 000 scale geological map of the crystalline basement of Estonia was compiled [Koppelmaa, 2002]. The map was based on the results of integrated (petrographical, petrophysical and geochemical) investigations of 32500 metres of drill-cores from ca 490 holes and data from gravimetric and magnetometric surveys. In the 1990th, a number of articles dealing with general geology [Soesoo, 1991; Petersell and Levchenkov, 1994], geochronology [Petersell, 1991; Puura and Huhma, 1993], metamorphism [Hölttä and Klein, 1991], post-orogenic rocks [Soesoo and Niin, 1992; Soesoo, 1993; Kirs and Petersell, 1994; Rämö et al., 1996; Puura and Floden, 1996, 1999, 2000], and partial melting and migmatization [Soesoo et al., 2004a, b, 2006] were published. A special issue, compiling papers on a wide range of geological aspects of the Estonian Precambrian was published in 2004 (Proceedings of Estonian Academy of Sciences, Geology, No. 53, Editor: A. Soesoo).

In the uppermost section of the Estonian basement there is an ancient, dominantly kaolinitic (together with montmorillonite and illite) weathering crust with thickness ranging from a few meters to several tens of meters. Due to intense denudation during the late Proterozoic, the surface of the basement has turned into a peneplane, which dips gently (average 0.10–0.20°, i. e. 2–3.5 m per km) southward (SSE – SSW; 150–200°). On Vaindloo Island (Gulf of Finland) the crystalline basement lies at a depth of 67.5 m, on Juminda Peninsula at 103.5 m and 629.0 m in Häädemeeste (SW Estonia), and at 784.1 m on Ruhnu Island (Gulf of Riga). The relatively level surface of the basement is interrupted by erosional relief forms, escarpments generated by tectonic disturbances, dome-shaped uplifts such as Sonda – Uljaste, Assamalla in NE Estonia and Mõniste Uplift in SE Estonia. The rim walls of the Kärda impact crater on Hiiumaa Island and Neugrund cra-

ter near Osmussaar Island also appear as positive landforms.

Based on the findings of geophysical and petrological studies, the Estonian basement can be divided into two major geological units – the North Estonian amphibolite facies unit and the South Estonian granulite facies unit, which are separated from one another by a tectonic boundary – Paldiski-Pskov tectonic (shear) zone (PPDZ; Fig. 1). The basement includes six structural-petrological zones such as Tallinn, Alutaguse, Jõhvi, West-Estonian, Tapa and South-Estonian zones (Fig. 1). These zones differ in rock composition, genesis, geophysical properties, and degree of metamorphism. The aim of this paper is to present an updated overview of the Estonian Precambrian basement, its rock types, geophysical fields, geochronology and metamorphism.

History of Precambrian studies and the position of the Estonian basement within the Fennoscandian orogenic system

A. Öpik [1942] was likely the first scientist to propose that the Estonian basement belongs to the Svecofennian orogenic system in the Fennoscandian Shield. From the 1950's to the 1990's, geologists departed from this idea and suggested that higher grade metamorphism, which is usually complemented by high geophysical anomalies, in South Estonia, Latvia, Lithuania and NW Belarus can be correlated to several other high-grade metamorphic complexes in East and NE Europe, and thus can be considered to be of Archaean age [Puura et al., 1976; Gorbatshev and Gaal, 1987]. Subsequent studies of Estonian crystalline rocks in the 1960's – 1980's [e. g., Puura et al., 1983 and references therein] have corroborated that at least the basement of North Estonia is a part of the large Archaean-Proterozoic Fennoscandian (Baltic) Shield (continuation of the Svecofennian orogenic zone). However, there was no direct evidence how far the shield rocks extend towards the south. Until the late 1980's, geologists believed that the granulitic rocks of the South Estonian complex were Archaean, or at least pre-Svecofennian in age [Puura et al., 1983; Gorbatshev and Gaal, 1987]. This assumption was based on lithological correlations of granulitic facies rocks with those of the Kola series [Bondarenko and Dagelaiskii, 1968] and on the idea that regional granulite facies rocks should be older than their lower grade counterparts.

However, the results of Sm-Nd and U-Pb isotopic studies [Huhma et al., 1991a, b; Puura and Huhma, 1993; Petersell and Levchenkov, 1994] suggested that the South Estonian granu-

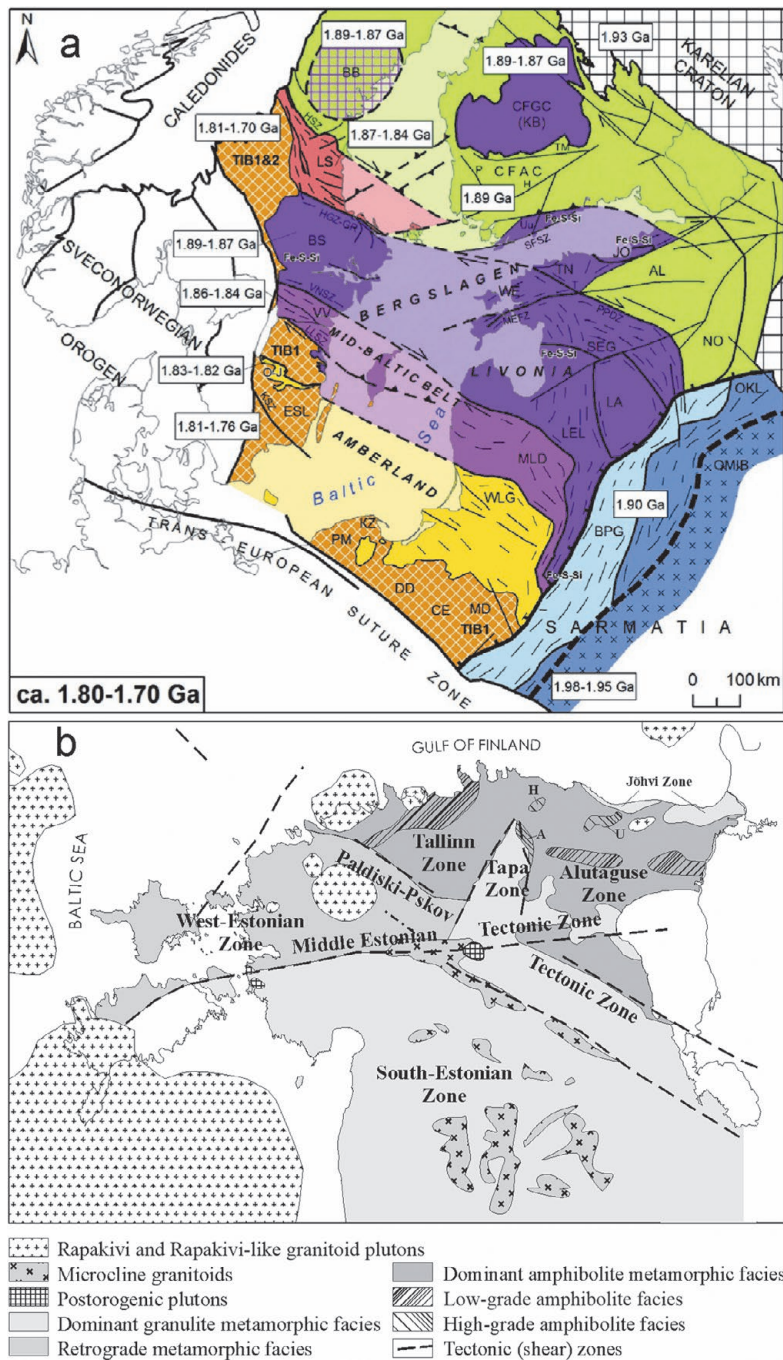


Fig. 1. (a) Position of the Estonian Precambrian basement within the Fennoscandian-Baltic tectono-geological crustal structure [as in: Bogdanova et al., 2015]. Two large units – magmatic-volcanic-sedimentary Bergslagen-Livonia “microcontinent” and a large sedimentary Al-gneisses block constitute the Estonian basement. The ages in the frames are those of the principal accretionary events in the indicated domains. The abbreviations for tectonic domains are: AL – Alutaguse, BB – Bothnian (Bothnia microcontinent), BS – Bergslagen (Bergslagen microcontinent), BPG – Belarus-Podlasie granulite belt, CE – Ciechanow, CFAS – Central Finland Arc Complex; CFGC – Central Finland Granitoid Complex (Keitele microcontinent), DO – Dobrzyn, ESL – East Småland, JO – Jõhvi, KB – Keitele microcontinent, KZ – Kaszuby, LA – Latgalia, LEL – Latvian-East Lithuanian, LGB – Lapland Granulite Belt, LKO – Lapland-Kola orogen, LS – Ljusdal, MD – Mazowsze, MLD – Mid-Lithuanian domain, NB – Norrbotten, NO – Novgorod, OKL – Okolovo, OMIB – Osnitsk- Mikashevichi Igneous Belt, PM – Pomorze, SEG – South Estonian granulite domain, T – Tapa, TN – Tallinn, Uu – Uusimaa, VV – Västerik, WE – West Estonian domain, WLJ – West Lithuanian granulite domain. Deformation zones: HGZ-GR – Hagsta-Gävle-Rättvik Zone, HSZ – Hassela Shear Zone, KSZ – Karlskrona Shear zone; LLSZ – Linköping-Loftahammar Shear Zone, MEFZ – Middle Estonian Fault Zone, PPDZ – Paldiski-Pskov Deformation Zone, SFSZ – South Finland Shear Zone, VNSZ – Vingåker-Nyköping Shear Zone, and for volcanic belts and sedimentary basins: H – Häme, Mk – Monki, O-J – Oskarshamn-Jönköping, P – Pirkanmaa, Pc – Poceai, Sc – Salcia, Tm – Tampere; (b) Geological-structural zones of the Estonian Precambrian basement

lites are more likely early Proterozoic than Archean in age. The studied granulites yielded mantle extraction model ages of about 2 Ga, which is younger than Archaean, but somewhat older than typical Svecofennian rocks in southern Finland and Sweden.

Based on petrographic and geochemical similarities, the North Estonian amphibolite facies rocks were believed to belong to a section of Svecofennian rocks cropping out in Southern Finland. This view has remained unchanged. More studies were needed to establish the structural-geological position of the South Estonian granulites. Two case studies focusing on the metamorphism of granulite zones have been performed [Hölttä and Klein, 1991; Kikas, 2001] and a compilation on the general features of metamorphism was produced [Puura et al., 2004]. New isotopic studies confirmed the Proterozoic ages of Estonian granulites [Soesoo et al., 2006].

Ideas about the magmatic and tectonic evolution of the Svecofennian Orogen have changed during the last decades. Hietanen [1975] proposed a model which explains rock variations in the Fennoscandian Shield by opening of an oceanic basin, subduction and island arc magmatism. More recent and complex magmatic and tectonic models have been proposed by Baker et al. [1988], Gaal [1990], Park [1991], Lahtinen [1994], and Nironen [1997]. In the recent models, the evolution of the Svecofennian Domain is interpreted as multiple, time- and space-dependent subduction-related collisions of several island-arc structures. It is thought that the 1.91–1.8 Ga magmatism and metamorphism were related to these collisions. A new advanced and detailed Trans-Scandinavian-Baltic compilation has been published by Bogdanova et al. [2015].

The nature of potential geophysical fields in Estonian territory has been studied since the early 1950's, when Fotiadi [1958] provided the structural zonation of the basement on the basis of magnetic and gravity fields. The rationale is that potential fields display the structure of the crystalline basement whereas the effect of the overlying sedimentary cover is minor. Ideas about the sources for different types of geophysical anomalies have, however, changed several times according to the incoming data from additional deep drillings [Puura, 1980; Puura et al., 1983; Ankudinov et al., 1994].

Geological features of geological zones of the Estonian Precambrian basement

The crystalline basement of Estonia comprises Palaeoproterozoic metamorphic and igneous

rocks, and a Subjotnian (late Palaeoproterozoic to early Mesoproterozoic) population of Rapakivi granite-type rock suites. The ca. 30 km wide, NW-trending PPDZ separates the structural domains in northern and north-eastern Estonia from those in the west and the south of Estonia (Fig. 1). It comprises two principal sub-parallel shear zones dipping between 65° and 75° SSW [All et al., 2004], features strong deformation, and contain slivers of both granulite- and amphibolite-facies rocks.

The PPDZ is well exhibited in gravity (Fig. 2) and magnetic (Fig. 3) fields by a combination of elongated local positive and negative anomalies. The structural domains north and south from the tectonic zone were, according to their anomaly patterns, initially [Fotiadi, 1958] named as North Estonian Geophysical Low and Baltic-Belarus Geophysical High, respectively. North of the tectonic zone, rocks with their relatively low density and magnetization cause local negative gravity and magnetic anomalies. Also, the fields are relatively smooth with rare short-wavelength anomalies. South of the tectonic zone, the high density and magnetization of granulites produce local positive anomalies and relatively high gradients, which are especially outstanding in magnetic field data (Fig. 3).

On the basis of previous geophysical and petrological studies, six geological zones are distinguished within these two units: Tallinn, Tapa, Alutaguse and Jõhvi zones (located north of the PPDZ), and the West-Estonian and South-Estonian zones (located south of the PPDZ; Fig. 1) [Puura et al., 1983; Koistinen, 1994; Soesoo et al., 2004a]. These zones mostly differ in rock assemblages (with metasedimentary or metavolcanic/-igneous origin), metamorphic grade and petrophysical properties of rocks, reflected in their potential fields.

The Tallinn Zone is characterised by negative free-air gravity and magnetic fields. The zone is bordered by a regional PPDZ in the south-east, which separates it from the West-Estonian Zone. Another less prominent tectonic disturbance zone separates the Tallinn Zone from the Tapa Zone in the east. The rocks of the Tallinn zone vary from mafic amphibolite facies metavolcanites to metasediments represented by amphibole gneisses, biotite-plagioclase gneisses, quartz-feldspar gneisses, mica gneisses, and minor sulphide-graphite gneisses and magnetite quartzites (Jägala complex). Migmatization is generally common and locally strong. The Tallinn Zone may represent a volcanic arc that continues in the Uusimaa belt in Finland [Kähkönen, 2005].

East of the Tallinn Zone, the **Alutaguse Zone** and the smaller **Jõhvi Zone** are distinguished

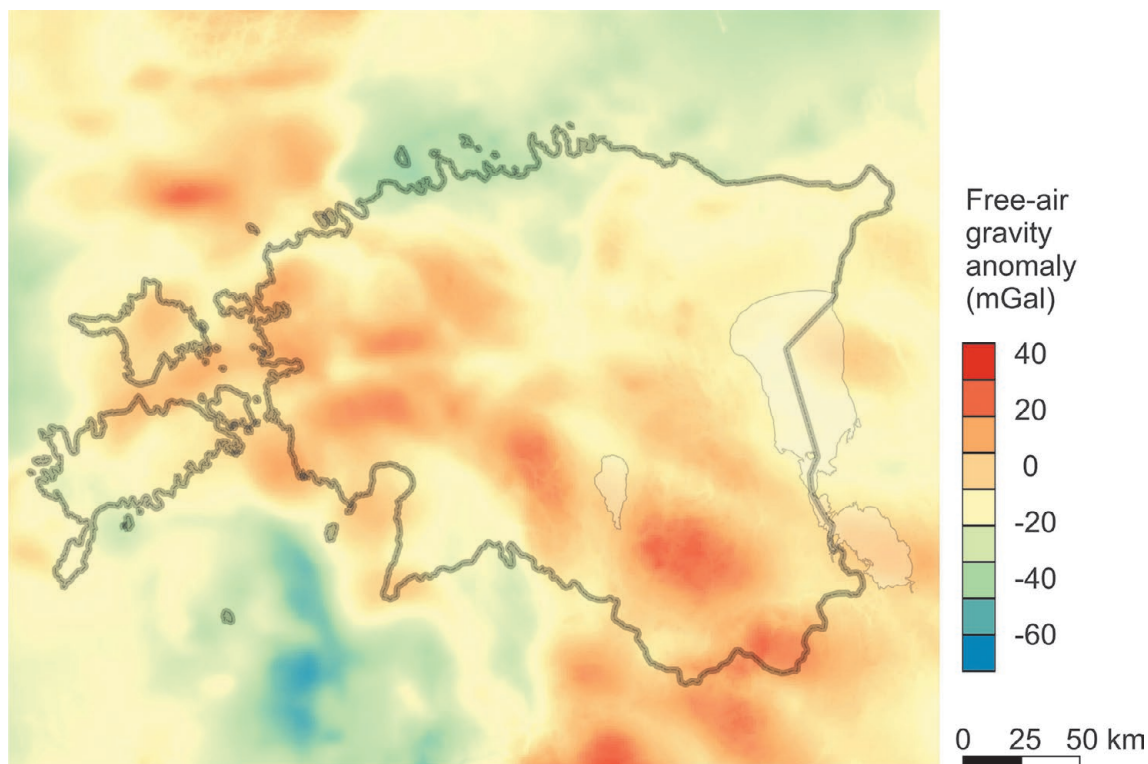


Fig. 2. Free-air gravity anomaly model. The map is based on the Estonian Gravity Database that was recently published by Oja et al. [2019] (Fig. 11). Raw data include 31,850 high-quality gravity points covering mainland and islands. International cooperation and marine survey projects have resulted in additional 17,339 points

(Fig. 1). The Alutaguse zone is characterised by near-zero free-air gravity and slightly negative magnetic anomalies. Local positive anomalies appear in the area of Sonda – Uljaste and Assamalla dome-like structures, Haljala and Luusika [Dmitrieva et al., 2018] area, which are associated with sulphide-graphite gneisses (black schists), quartzites, skarned carbonaceous rocks and pyroxene gneisses. The main rock types of the Alutaguse Zone are Al-rich gneisses (with biotite, cordierite, garnet, sillimanite) and biotite-plagioclase gneisses, less abundant are amphibole gneisses, amphibolites and quartz-feldspar gneisses. The rocks of the Alutaguse zone have metamorphosed under the amphibolite facies conditions. In some places (Sonda – Uljaste and Haljala) the rocks show evidence of granulite facies metamorphism. Migmatization is common and locally strong.

The mostly metasedimentary Alutaguse Zone may be a part of the Kalevian-age marginal basin, which extends to the vicinity of St. Petersburg in Russia and farther east to Lake Ladoga [Bogdanova et al., 2015]. The deposition of turbidites in that basin has been estimated to have taken place between 1.96 and 1.90 Ga [Lahtinen et al., 2010; Melezhik and Hanski, 2012]. However, the ages of deposition and metamorphism of the Alutaguse metasedimentary sequence

are still unknown. Bogdanova et al. [2015] has noted that similar turbidites may also occupy the Novgorod Zone in Russia. This zone is characterized by an irregular mosaic field of low magnetic anomalies, resembling that of the Bothnian area in the Fennoscandian Shield, and may thus be a representative of an ancient microcontinent [Peive et al., 1979].

The Tapa Zone is bordered by tectonic contacts from the Tallinn Zone in the west and Alutaguse Zone in the east, while the southern contact with the West-Estonian Zone is not so clearly defined (Fig. 1). The zone is characterised by slightly positive gravity and frizzy magnetic anomalies. The main rock types comprise a sequence of alternating Fe- and S-rich garnet- pyroxene-bearing quartzites, high-Al garnet-cordierite-sillimanite gneisses, and Ca-rich and Ca-poor pyroxene-, amphibole- and biotite gneisses. Mineralogical assemblages indicate amphibolite and granulite facies metamorphism. Migmatization has resulted in potassium-feldspar- and plagioclase-rich leucosomes and granitic veins and bodies, and charnockitic veins in granulitic areas [Soesoo et al., 2006]. Generally, these rocks are mineralogically similar to those of the West-Estonian Zone (below). Also, the nature of their geophysical fields is similar to that in the West-Estonian Zone.

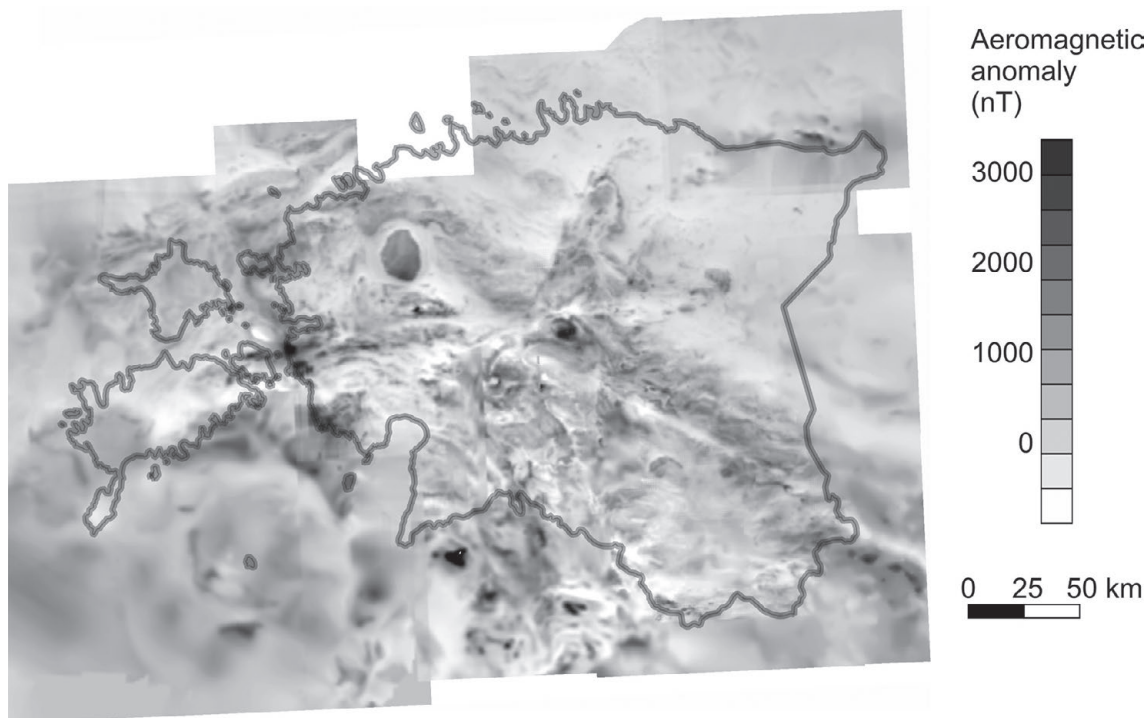


Fig. 3. Aeromagnetic map of Estonia. It is based on campaigns between 1987 and 1992 (unpublished reports in the Depository of Geological Reports by the Geological Survey of Estonia, see [All et al., 2004] for detail)

The narrow **Jõhvi Zone** is separated from the South-Estonian Zone by the Alutaguse Zone amphibolite grade gneisses. The Jõhvi Zone (Fig. 1) is characterised by extremely strong (up to 20000 nT in the Jõhvi magnetic anomaly) E – W trending magnetic anomalies and slight positive gravity anomalies. The complex consists of pyroxene gneisses, quartz-feldspar gneisses, biotite-plagioclase gneisses, amphibole gneisses, garnet-cordierite gneisses (Vaivara complex), and magnetite-rich quartzites and gneisses (Jõhvi magnetic anomaly). Migmatization is widespread, resulting in the formation of plagioclase and potassium-feldspar porphyroblasts, occasionally leucosomes and small granitoid veins and bodies with charnockitic and enderbritic compositions. Generally, these rocks have formed under the conditions of granulite facies metamorphism. The rocks of this zone have a high ore potential.

The **West-Estonian Zone** is bounded by the NW-trending PPDZ and the E-W striking Middle-Estonian tectonic zone (MEFZ). The zone is dominated by metasedimentary rocks in the amphibolite to granulite facies, resembling somewhat the rocks in the southern part of the Bergslagen area in Sweden [Bogdanova et al., 2015]. The eastern part of the West-Estonian Zone is characterised by NW – SE striking strong linear magnetic anomalies, while the anomalies in the western part of the zone are mostly NE – SW or sub-N – S

striking (Fig. 3). The free-air gravity anomaly is slightly positive (Fig. 2). The West-Estonian zone is also cut by several Proterozoic tectonic zones, the largest of which is the Hiiumaa – Espoo shear zone. The main rock types in the West-Estonian Zone are medium- to fine-grained amphibolites, biotite-plagioclase gneisses, and quartz-feldspar gneisses with minor pyroxene gneisses. The mineral assemblage of these rocks points to the high-temperature amphibolite facies and in a number of places to the granulite facies metamorphism [Puura et al., 1983, 2004]. The latter often contains migmatites or small granitic bodies of enderbritic composition, otherwise plagioclase – K-feldspar leucosomes and granites prevail.

The **South-Estonian Zone** (Fig. 1) was thought to be a part of the approximately 1000 kilometres long Belarus-Baltic Granulite Belt [Puura et al., 1983; Soesoo et al., 2004a], which comprises predominantly meta-igneous rocks and minor meta-sedimentary rocks. The South-Estonian Zone is characterised by a band of intensive gravity and magnetic anomalies (Figs. 2 and 3) embracing the southern part of Estonia and northern Latvia. The magnetic field is strongly differentiated, the anomalies are generally linear and trend E – W or N – S. The gravity field anomalies are coarsely mosaic. The boundary between the South- and West-Estonian zones generally follows the tectonic zones. The South-Estonian Zone contains

both mafic and felsic granulitic components – amphibole-pyroxene and biotite-hypersthene gneisses, and quartz-feldspar gneisses. Both charnockitic and granitic migmatization is observed. Some charnockites belong to a calc-alkaline I-type series, likely generated due to the melting of lower crust under granulite facies conditions along with the emplacement of some mafic dykes [Soesoo et al., 2006; Bogdanova et al., 2015]. This is somewhat younger than the 1.81 Ga age of the granulite facies metamorphism in northern Latvia [Mansfeld, 2001]. In the southeast, the granulite continuation incorporates the large East Latvian block, which shows similarly a mosaic-type magnetic anomaly. The block is surrounded by linear anomaly belts and has previously been interpreted as an “Archaean” microcontinent [Bogatikov and Birkis, 1973] similar to the Novgorod domain [Bogdanova et al., 2015].

The evolution of the southern part of this zone commenced with metamorphism under amphibolite facies conditions, followed by peak (granulite facies) metamorphism under pressure and temperature conditions ranging between 740–760 °C at 7–8 kbar and 770–850 °C at 5.5–7 kbar [Taran and Bogdanova, 2001]. According to Bogdanova et al. [2015], the South-Estonian Zone is no longer the northern extension of the Belarus-Baltic granulite belt, but is truncated by the latter, which is now considered to associate with Sarmatia rather than Fennoscandia.

In conclusion, the rocks with granulite metamorphic assemblages are found in a number of zones within the Estonian basement. In the South-Estonian and Jõhvi Zones, the granulite facies mineral assemblages are still preserved, while in the Tapa and West-Estonian Zones the rocks were mostly retrogressed under amphibolite facies conditions [Puura et al., 1983, 2004; Fig. 1].

Metamorphism of the Estonian Precambrian basement

Metamorphic rocks predominate in the Precambrian basement of Estonia. Earlier mapping of the buried basement rocks was performed by combining regional potential geophysical field data and drill core studies of about 490 drill holes. These metamorphic belts belong to the uniform Svecofennian crustal domain spreading over 1 million km² in the western corner of the East European Craton [Puura et al., 2004]. Within this domain, metamorphic zones from low- to high-grade metamorphism have been observed. Within the Estonian basement, the rocks of high-grade amphibolite to granulite facies dominate. Detailed studies, however, revealed that spatial variations in me-

tamorphic grade are widespread. Metamorphic gradients related to fault zones, roughly circular or belt-form areas of increasing metamorphic grade (metamorphic domes) feature the general high-grade metamorphic field.

The structural-geological zones distinguished in the basement of Estonia substantially vary also in metamorphic lithologies. Previous studies have revealed that in primary supracrustal suites, a large variety of mafic, intermediate and acidic volcanic rocks, as well as clastic sediments from clays to sands, occasionally with carbonate admixture, constitute the basement rock units [Koppelmaa et al., 1978; Puura et al., 1983; Klein, 1986]. Some information on the protoliths of metamorphic rocks has been obtained by studying the typologies of zircons [Konsa, 1986; Konsa and Puura, 1999].

The average mineral contents of different supracrustal rocks in these geological zones of the basement were reported by Puura et al. [2004]. For example, in Tallinn and Alutaguse zones, Al-rich garnet-, cordierite- and sillimanite-bearing-gneisses and biotite gneisses account for 25.4 vol% and 90.5 vol%, respectively, while biotite-plagioclase and K-feldspar-bearing gneisses constitute 24.4 % and 1 %, respectively. Biotite-plagioclase, hornblende-plagioclase, pyroxene-plagioclase gneisses and amphibolites constitute 50.2 vol% and 6.1 vol%, respectively [Klein, 1986].

In the South- and West-Estonian zones, pyroxene- or hornblende-bearing mafic metavolcanic rocks dominate, respectively, whereas metapelites and granitic gneisses are rare. Pre-metamorphic textural features in high-grade metamorphic rocks have been obliterated. However, occasionally graded bedding has been observed in metapelites. Sedimentary protoliths of metapelites in the Tallinn and Alutaguse zones are supported by findings of zoned zircons, whose rounded cores suggest their detrital origin [Konsa and Puura, 1999]. The distinction between sedimentary or volcanic origin of metamorphic suites, especially in cases of Ca-rich composition resembling mafic volcanics, was drawn using the bulk chemical composition and spatial relationships of metamorphic rock suites in metamorphic sequences [Puura et al., 1983].

Based on the mineral parageneses and chemical compositions of minerals (historical wet chemical analysis of garnet, biotite and amphibole fractions [Puura et al., 1983; Klein, 1986] and microprobe analyses [Kikas, 2001], the peak metamorphic conditions in the main structural zones of the Estonian basement were estimated. The data revealed that high temperature and moderate pressure amphibolite facies conditions do-

minated in the Tallinn and Alutaguse zones. Geothermobarometry of biotite+garnet+/-sillimanite assemblage and cordierite suggests peak metamorphic conditions at 600–700 °C and 3–5 kbar [Klein, 1986; Koistinen, 1996]. In South Estonia, the mineral parageneses of intermediate and mafic metavolcanics and Al-rich gneisses correspond to granulite facies. Widespread garnet and cordierite in these rocks formed by the breakdown of biotite and sillimanite, which indicates prograde metamorphism. However, in many places retrograde assemblages formed in the conditions of amphibolite facies metamorphism. Hölttä and Klein [1991] studied drill cores in the granulite rocks of South Estonia and gave pressure estimates close to 4–6 kbar and formation temperature at around 700–800 °C.

Kikas [2001] performed detailed studies of rock-forming mineral assemblages from rocks of the Kõnnu drill core (granulite facies, South-Estonian Zone) and the Valgu drill core (amphibolite facies, West-Estonian Zone). These drill cores were located close to the MEFZ (Fig. 1), virtually on its opposite sides. Traces of partial melting imply that melting was the prominent mechanism for dehydration of rocks in the Kõnnu and Valgu drill cores. In the granulitic rock, the occurrence of orthopyroxene and hercynite, and a specific chemical composition of high-grade phases, such as high titanium content in biotite and high alumina content in orthopyroxene, are in accordance with geothermobarometric estimates, which suggests a peak temperature of formation over 800 °C and pressure of 5–6 kbar. In amphibolitic rock, geothermobarometric estimates suggest peak conditions at the upper amphibolite facies – temperature ~700 °C, and pressure ~4.5–5.5 kbar. These estimates show a difference in the metamorphic stages and history between the West-Estonian and the South-Estonian zones leading to the general conclusion that the South-Estonian Zone shows a deeper erosion level.

Precambrian unmetamorphosed igneous rocks in the Estonian basement

Within the Estonian basement, post-orogenic (later than Svecofennian collisional processes) and anorogenic (independent from Svecofennian orogenic framework) magmatic rocks were recognized by drilling and from gravity and magnetic investigations back in the mid-20th century [Tikhomirov, 1965; Bogatikov and Birkis, 1973; Kuuspalu, 1975; Puura et al., 1976, 1983; Velikoslavinsky et al., 1978; Kirs and Petersell, 1994; Rämö et al., 1996]. This rock group has been relatively well studied. Generally, the igneous rocks are widely

distributed in the Proterozoic basement of Estonia, however, they do not form large plutons. Granitic rocks are widespread and present in about 400 drill cores. The group of granitic igneous rocks also contains effusive varieties, which are found in more than 80 drill cores. Intermediate to basic and ultrabasic rocks are much less common – they are present in about 80 drill cores.

In the historical research, mostly based on drill core observations, the granitoids are traditionally divided into syn- and late-orogenic granites [Niin, 1997]. The synorogenic granitoids were described from about 50 drill cores, where hypersthene-bearing charnockites and enderbites predominate. Geochemically, synorogenic granites show type I characteristics and their genesis is related to granulitic metamorphism [Niin, 1997], although some authors have investigated them together with late-orogenic migmatite granites [Puura et al., 1997]. These granites are widely spread in the South-Estonian and Jõhvi granulitic zones, where they form veins, small lenses and bodies. The other group of synorogenic granitoids is represented by granodiorites and occasionally quartz diorites. These rocks show gneissic structure and occur mainly as small plutons. They are usually found in the Tallinn and Jõhvi zones.

The Estonian late-orogenic granitoids occur in more than 300 drill cores and are known in all geological zones, although less often in the South-Estonian and Jõhvi granulitic zones. In the mineral and chemical composition granites, granodiorites dominate, tonalites and adamellites occur less often, while quartz-diorites, quartz-monzonites and quartz syenites are recorded only in a few drill cores. Usually, they form veins, but migmatitic rock bodies are also frequent. These granites are mainly massive, pegmatoid texture is common, gneissic varieties are rare, while porphyreous texture occurs very seldom. Most of them probably have metasomatic or anatectic origin [Niin, 1997]. Most of the quartz-feldspar- and granitic-gneisses are considered to belong to acid metavolcanites [Niin, 1997] such as dacites, rhyolites, porphyries, etc. Acid metavolcanic rocks are the most common in the West-Estonian and Tallinn zones.

Intermediate rocks were described from about 40 drill cores, half of them from the West-Estonian Zone. The main types of intermediate igneous rocks are gabbroic diorites (meta? – gabbro-diorites) and diorites. The mafic, basic in composition, igneous rocks are found in more than 70 drill cores; again, half of them in the West-Estonian Zone [Niin, 2002]. However, most of them show metamorphism. The share of ultrabasic igneous rocks in the crystalline basement of Estonia is

small (four drill cores) and they have commonly been considerably altered during metamorphism and secondary processes [Niin, 2002].

Anorogenic rocks belong to the Fennoscandian Paleo – Mesoproterozoic Rapakivi Province [Koistinen, 1994; Puura and Floden, 1999] and include the huge composite Riga batholith, as well as at least five minor stock-like porphyritic K-granite plutons – Naissaare, Märjamaa (with its Kloostri satellite), Neeme, Ereda and a quartz-monzodioritic Abja stock in SW Estonia [Kuuspalu, 1975; Soesoo and Niin, 1992; Soesoo, 1993]. All the rock bodies, except for the Abja pluton, are situated in the northern part of Estonia (Fig. 1). Usually, these plutons are seen in strong but short-wavelength positive magnetic anomalies.

The anorogenic Riga pluton, which forms the southern part of Riga-Åland Rapakivi Subprovince [Puura and Floden, 1999], contains both mafic and silicic rocks, which are petrographically and geochemically analogous to the typical members of the Fennoscandian Rapakivi-anorthositic suite. As in the case of other large rapakivi granite batholiths, a considerable effect of crustal thinning – at a scale of 10 km – has occurred in the Riga batholith area in connection with its formation [Puura and Floden, 1999, 2000]. Geophysical effects of the Riga pluton are expressed in low-gradient negative to near-zero gravity and magnetic fields in the Gulf of Riga, SW Saaremaa and the Courland Peninsula in Latvia (Figs. 1–3).

These small Rapakivi-like porphyritic potassium-granite intrusions in the Estonian mainland show up as small gravity and magnetic minima (Ereda, Neeme, Naissaare, Taebala, and Kloostri stocks), and comprise pink, medium- to coarse-grained, microcline-megacrystic, partly trachytoid biotite (in Märjamaa and Naissaare also biotite-hornblende) syeno- and monzogranitic rock, locally cut by aplitic and microsyenitic dykes [Kuuspalu, 1975; Kirs, 1986; Soesoo and Niin, 1992]. As an exception, Märjamaa pluton is more differentiated with an anomalously high-magnetic central part containing hybrid granodiorite with hastingsitic hornblende as the main mafic mineral. The major and trace element contents of these porphyritic potassium-granites are similar to or overlapping with those of typical Finnish rapakivi and comparable with the less differentiated granitic phases from the Wiborg and Laitila plutons [Kuuspalu, 1975; Soesoo and Niin, 1992; Kirs et al., 2004]. Märjamaa pluton is accompanied by a remarkable ellipsoidal magnetic high and an annular low (Fig. 3). A central weakly positive local gravity anomaly with a negative ring (Fig. 2) also associates with Märjamaa.

The Abja quartz- monzodioritic pluton in SW Estonia is strongly magnetic and consists of a dark gray, massive, medium-grained, partly weakly gneissose rock with abundant accessory apatite and titanomagnetite. It is intersected by veins of fine to medium-grained slightly porphyritic plagioclase-microcline granite. The Sigula intrusion in North Estonia consists of medium grained gabbro-monzonitic rock with ophitic texture and of massive structure. This rock is very rich in titanomagnetite (up to 10 %), apatite (2–4 %), and titanite. The other postorogenic body – Utria stock in NE Estonia, consists of medium-grained fresh, non-amphibolised gabbro-diorite with high titanite (3–5 %) content.

Geochronology of the Estonian basement

The first attempts to determine the isotopic age of the Estonian basement rocks were carried out in the 1970's [Puura, 1974]. Three groups of isotope systematics (K-Ar, Sr-Rb and U-Pb) were used in geochronological studies. In the early 1990's, Sm-Nd analyses on the granulitic gneisses from the South Estonian drill cores were carried out [Huhma et al., 1991b; Puura and Huhma, 1993]. These results along with new U-Pb zircon age determinations [Petersell, 1991, 1993; Petersell and Levchenkov, 1994; Rämö et al., 1996] eventually refuted the decades-long opinion of an Achaean age of South Estonian granulites and suggested a Palaeoproterozoic age for the granulite protolith.

The U-Pb zircon age of metavolcanic rocks of amphibolitic facies from northern Estonia (for example drill core F-164) yielded a range of ages within the 5 zircon fractions analysed – from 1889 Ma to 1844 Ma, while the isochrone age was 1918 ± 10 Ma [Petersell and Levchenkov, 1994]. Thirteen samples of granulitic metavolcanic rocks of the South-Estonian Zone yielded U-Pb zircon ages between 1833–1802 Ma and isochrone age groups of 1832 ± 22 and 1827 ± 7 Ma [Petersell and Levchenkov, 1994]. Al-rich gneisses of meta-sedimentary origin from the same rock complex (drill core F-502) showed a range of TIMS multi-grain U-Pb zircon ages between 1930 and 1841 Ma. Preliminary studies of zircons (drill core F-502) by the laser ablation ICP-MS technique also showed a range of ages – from 1900 to 1736 Ma [Soesoo et al., 2004a] (Table). The relatively large range of ages within the metasedimentary component probably points to mixed populations of zircons, where some older, but radiogenically similar sedimentary material may be present. U-Pb monazite dating of an orthopyroxene-garnet gneiss from the South-Estonian Zone yielded an age of 1778 ± 2 Ma [Puura et al., 2004].

Rock types, general geochronology, possible correlations and tectonic settings of the rock complexes of the Estonian basement [modified after: Kirs et al., 2009]

Period (Ga)	Isotopic age, Ga	Rock types	Geographical position	Possible correlations	Tectonic settings
	<1.40	Late Calymmian erosion and intraplate processes			
CALYMMIAN 1.60–1.40		Some uplift, extensional tectonics			
	1.59–1.54	quartz-porphyrines, plagioclase-porphyrines	Rapakivi plutons of Riga-Aland subprovince: Riga pluton	SW Finland and central Sweden	Uplift Extension?
	1.60				
STATHERIAN 1.80–1.60	1.67–1.62	quartz-porphyrines, plagioclase-porphyrines,	Rapakivi plutons of Wiborg subprovince: Märjamaa, Neeme, Ereda, Naissaare, Taebpla plutons	Suursaari, Gulf of Finland	Block tectonics, extension? volcanism
		shoshonites	shoshonitic pluton: Abja	S and SE Finland, Ladoga area	Uplift, extension?
	1.80	Amalgamation of Fennoscandian, Sarmatian etc. megablocks, Formation of Columbian Supercontinent			
OROSIRIAN 2.05–1.80	1.83	post-orogenic shoshonites	shoshonitic plutons: Virtsu, Taadikvere, Muhu	S and SE Finland, Ladoga area	Uplift, erosion, extensional collapse
	1.84–1.80	granites, microcline granites, charnockites	N and NW Estonia	SE Sweden, Central and S Baltic area, S and SE Finland	Processes at active margins, island arc & back-arc basins
	1.93–1.88	granites, microcline granites, charnockites	N and NW Estonia	Finland, NW Russia	Processes at active margins and back-arc basins
	>2.05	Opening and spreading of the Svecofennian ocean			

These ages are significantly younger than the ages of other mafic meta-igneous rocks from northern Estonia or granulite facies rocks in Finland [Huhma et al., 1991a].

Metavolcanites from the four SW Estonian drill cores demonstrated a Sm-Nd model age (T_{DM}) of 2.08 to 2.18 Ga, while ϵ_{Nd} varied from +0.2 to +2.0 [Huhma et al., 1991b]. Partial melting

of granulitic rocks of the South-Estonian and Tapa zones has been studied by Soesoo et al. [2006]. Zircons extracted from the tonalite of the Tapa Zone yielded 1824 ± 26 Ma, while tonalite from the South-Estonian Zone yielded the age of 1788 ± 16 Ma. Charnockite from the Tapa Zone yielded 1761 ± 11 Ma [Soesoo et al., 2006]. These U-Pb crystallisation ages span over ca. 80 Ma,

suggesting a prolonged high-grade metamorphism or several separate metamorphic/melting events. An attempt was made to compare zircon U-Pb and whole-rock Nd ages (Fig. 4). The Nd model age of partial melting of granulite facies mafic gneiss shows an intercept age of 1760 Ma, which is in good concordance with the U-Pb zircon age from the same charnockite sample – 1761 ± 11 Ma (Fig. 4).

Some new geochronological data just became available from the Jõhvi Zone. Zircons from the gneisses, which are associated with a large body of magnetite quartzites, represent three groups of ages. A majority of the zircons show 1826 ± 10 Ma, the youngest population is at 1789 ± 19 Ma, while the third population gives the isochrone age of 1874 ± 18 Ma (RITA project, unpublished data). These gneisses are migmatized and the magnetite-quartzites are cut by microcline granite veins. The granitic vein yielded an U-Pb zircon age of 1800 Ma, which may be the age of migmatization (A. Soesoo, unpublished data). The latter age is similar to the ages of late- and/or post-orogenic granites in southern Finland [Nironen, 2005; Kurhila et al., 2011].

The knowledge about the age of metamorphism is based on a few studies of U-Pb analysis of zircon and monazite and some other isotope studies of rocks and minerals [Puura et al., 2004; Soesoo et al., 2006]. The granulite metamorphism age is difficult to estimate directly, however monazite from an Estonian orthopyroxene-garnet gneiss (drill core F-300, South-Estonian Zone) yielded an age of 1778 ± 2 Ma [Puura et al., 2004]. This age is similar to that of gabbro-noritic dyke which cuts the same granulites – 1.774 ± 20 Ga (A. Soesoo,

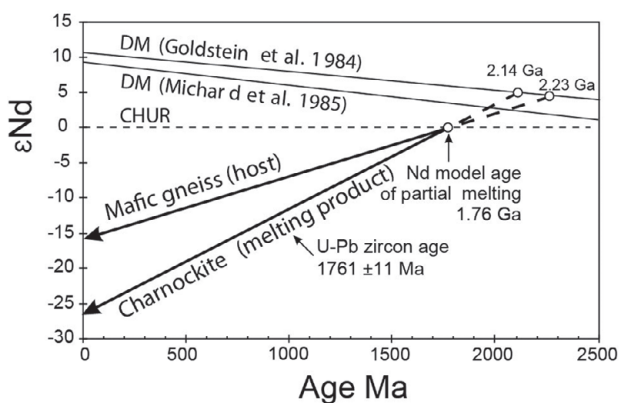


Fig. 4. Evolution of Nd isotopic composition in the mafic gneiss and its partial melting product – charnockite – relative to the evolution of the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR [Jacobsen and Wasserburg, 1980]) and depleted mantle (DM [Goldstein et al., 1984; Michard et al., 1985]). Note that the U-Pb zircon age of the charnockite is the same – 1761 ± 11 Ma [modified from: Soesoo et al., 2006]

unpublished data). The Sm-Nd age of garnets from this gneiss yielded 1728 ± 24 Ma, which can be interpreted as the age when the rocks cooled down to the closure temperature of garnets, i. e. ca. 650–700 °C. The associated tonalite from the South-Estonian Zone gave comparable U-Pb zircon ages – 1788 ± 16 Ma [Soesoo et al., 2006], similar to whole-rock Sm-Nd and U-Pb zircon ages of partial melting within the Tapa Zone (1760 Ma [Soesoo et al., 2006]; Fig. 4). Supposedly, the formation of tonalites and charnockites (likely conditions: 850 °C and 6 kbar) in Estonian granulites occurred at ca. 1788–1778 Ma. Then, the rocks cooled down, passing through the garnet closure temperature of ca. 650–700 °C at 1728 ± 24 Ma. Thus, the age of metamorphism of the Estonian granulites is lower than the metamorphic ages known from southern Finland, but it is similar to the age of metamorphism reported from the Belarus-Baltic Granulite Belt in Latvia.

The U-Pb and Sm-Nd isotopic studies on the Svecofennian granulite areas in Finland clearly show that there are two distinct granulite facies pulses, at ca. 1.88 Ga and at ca. 1.80–1.83 Ga. Migmatites from the Turku area have yielded U-Pb zircon ages of ca. 1.82 Ga [Väisänen et al., 2002]. The West Uusimaa migmatites have yielded U-Pb ages on monazites from 1816 ± 2 Ma to 1832 ± 2 Ma, whereas Sm-Nd on garnet gives an average age of 1803 ± 6 Ma [Väisänen et al., 2002].

The post-orogenic magmatism is represented by small monzonite-type mafic to felsic plutons of shoshonitic geochemical affinity, originating from enriched lithospheric mantle, and having been emplaced within the Estonian crust at 1830? – 1630 Ma [Soesoo and Hade, 2012]. Partly gneissic rocks of the Muhu quartz-monzonite and Taadikvere granodiorite plutons show an U-Pb isotope age of about 1830 Ma (V. Petersell, unpublished data), which is in a problematic position to metamorphism (Table). The shoshonitic Virtsu pluton yields, however, an U-Pb age of about 1610 Ma [Soesoo and Hade, 2012]. The quartz-monzonite of the Abja pluton shows a similar zircon U-Pb age – 1638 Ma. It is interesting to note that the granitic rocks emplaced into the Abja mafic pluton show zircon fractions with ages from 1610 to 1515 Ma with an isochrone age of 1622 ± 7 Ma [Kirs and Petersell, 1994] (Table).

In spite of age differences between the Muhu (1803 Ma), Abja and Virtsu (1606 and 1638 Ma, respectively) shoshonites, they all show similar chemical affinities. It is also interesting that some of the Virtsu and Muhu rock types (high-K varieties) are chemically similar to the Finnish rapakivi granites, while others are similar to shoshonites.

The Fennoscandian anorogenic anorthosite-rapakivi plutons developed in the time span of 1.67–1.45 Ga within the Svecofennian juvenile crust. Several igneous Rapakivi subprovinces consisting of mafic to felsic intrusive rocks and volcanic facies have been distinguished in the region. They can be divided into two large units: the Wiborg Subprovince of 1670–1620 Ma and the Calymmian Riga-Åland Subprovince of 1590–1540 Ma age. As Estonia is located in the central part of the Fennoscandian rapakivi province, granitoids temporally similar to both Rapakivi subprovinces are found here. Granodiorite of the Märjamaa pluton yields an U-Pb zircon age of 1650–1630 Ma [Rämö et al., 1996; A. Soesoo, unpublished data]. The Neeme granitoids yield an U-Pb zircon age of 1634 Ma and the Taebala rocks 1648 Ma, whereas the Ereda rocks show two age groups of 1642 and 1627 Ma (A. Soesoo, unpublished data).

The Calymmian granitoids in Estonia are so far known only from the Riga-Åland rapakivi Subprovince, on the islands of Saaremaa and Ruhnu. The basement beneath the Gulf of Riga as well as on Ruhnu Island and western Saaremaa Island is represented by the northern portion of the Riga batholith. Zircons from the Riga batholith yield ages of 1576–1584 Ma [Rämö et al., 1996]. Zircons from a subvolcanic biotite granite porphyry unit in Ruhnu Island (Riga batholith) yield an age of 1595 Ma [Soesoo and Hade, 2012] (Table).

Relying upon the available data it can be concluded that the Svecofennian orogenic structures in the Estonian basement formed during Paleo-Proterozoic time, 1.8–1.9 Ga and compose magmatic, volcanic and sedimentary components across both major structural zones. The granulite metamorphism and possibly the associated mafic magmatism (including crustal melting events) postdate these ages. It is not clear yet whether the age differences between granulitic (SW Estonia) and amphibolitic facies (NE Estonia) volcanic rocks hint at differences in the geotectonic position of these rocks or are explained by different exhumation sections, or both.

Metallogenesis of the Estonian Precambrian basement

Along with the fundamental studies describing the evolution of the crystalline basement, the signs of metallogeny have always been taken into account as potential economic resources. Moreover, during the crystalline basement mapping, a fair amount of the deep drill holes were drilled for exploration purposes to determine the geological features that are causing magnetic and gravimetric anomalies. As a result, several geochemical anomalies of high metal concentrations have been detected (Fig. 5).

Previous geochemical studies [Kivisilla, 1987] show that north-eastern Estonia together with

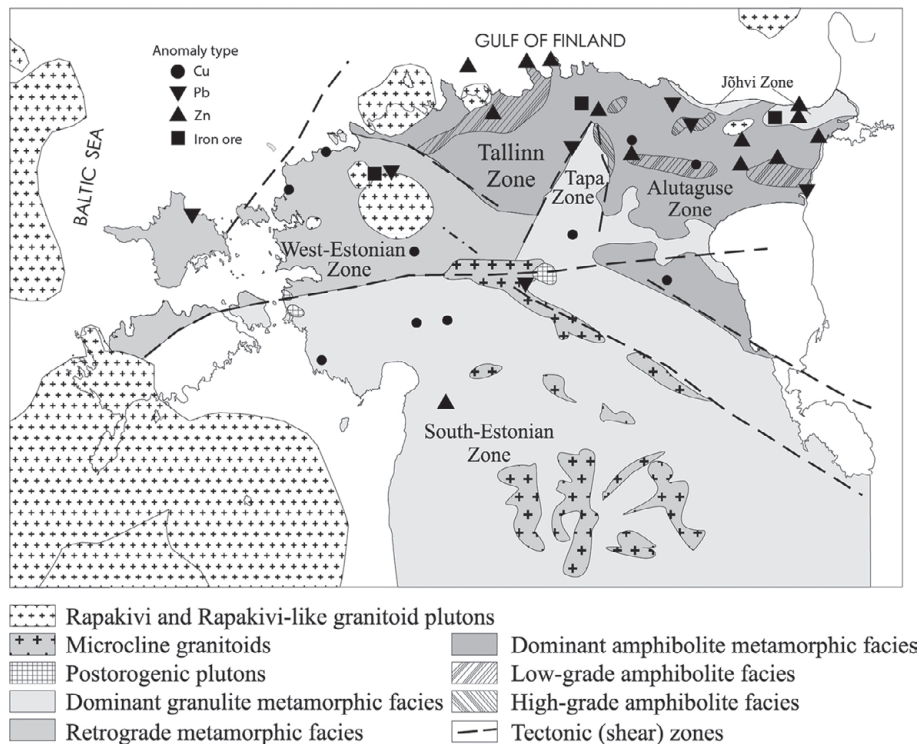


Fig. 5. Geochemical anomalies in the Estonian Precambrian basement. Anomaly symbol represents the most prominent metal of the mineralization

the Tallinn Zone differs from the crystalline basement in their higher concentration of chalcophile and siderophile elements, making it relevant from metallogeny and therefore the ore potential points of view.

Mn-rich magnetite quartzites are found in the Jõhvi Zone of the Vaivara rock complex, forming the Jõhvi iron ore deposit, and in Sakusaare, where comparable mineralization can be seen in the Jägala rock complex of the Tallinn zone [Luha, 1946; Erisalu and Arvisto, 1969; Petersell, 1976; Petersell et al., 1985].

First studies on Jõhvi magnetite quartzites were carried out in 1918–1939 [Luha, 1946]. As the magnetic anomaly is complex and produced by sub-vertical ore bodies, only 5 out of 17 holes drilled in the area of the anomaly intersected Fe-quartzites [Erisalu and Arvisto, 1969]. Fe-mineralization spreads in garnet-cordierite, amphibole- and pyroxene gneisses. Banded magnetite with occasional braunite inclusions and quartz interlayers is often seen together with pyrrhotite and pyrite [Puura and Kuuspalu, 1966; Petersell et al., 1985]. In rare occasions, magnetite is replaced by hematite and in some cases up to 10 % of the magnetite is replaced by goethite. Magnetite quartzites contain up to 45 % total iron per 1 metre interval. The total depth of the ore body exceeds 721 m, although the true thickness has not yet been determined.

Various concepts of ore genesis have been proposed for Jõhvi Fe-quartzites. A. Linari [1940] suggests the ore is skarn-like. Also, ore genesis through metasomatism has been proposed [Vaganova and Kadõrova, 1948], where Fe-quartzite was formed from mafic rocks during regional metamorphism while in contact with granites. Tihomirov [1966] has described rocks as alternating layers of skarn, cummingtonite, biotite-sillimanite and other hornfels that are cut by granite veins. However, the most widely recognized is the concept of metamorphic rocks of volcanogenic-sedimentary origin [Puura and Kuuspalu, 1966; Erisalu and Arvisto, 1969].

Additionally, a slight amount of fine-grained magnetite along with hematite, pyrrhotite and pyrite may occur in small-grained cordierite-sillimanite-biotite metasedimentary alumo-gneisses throughout Estonia. In gabbroic intrusions, ilmenite-magnetite and magnetite-apatite mineralization has also been noted [Petersell et al., 1991].

Along with various iron-related minerals, significant anomalies of sidero-chalcophile sulphide-graphite-bearing mica gneisses occur in the Tallinn and Alutaguse zones [Vaheer et al., 1962]. Areas of prominent mineralization produce distinct magnetic anomalies, e. g. Haljala, Assamalla, Uljaste, where the total concentration of Cu, Pb and Zn can be as high as 5.6 %. Graphite con-

centration in graphite gneisses is highly variable, reaching up to 10–15 %. Moreover, in the Palamuse drill core, a 1.6 m thick fine-grained layer contains up to 36 % of graphite. Together with iron sulphides, polymetallic mineralization is observable. Pyrrhotite is the most common sulphide mineral, spreading dispersedly in up to a few cm-thick layers in the gneissic texture, and often replaced by pyrite. Iron sulphides have later been cut by sphalerite, chalcopyrite and galena [Vaheer et al., 1964; Puura et al., 1967, 1983; Petersell, 1976; Petersell et al., 1985, 1991]. The second stage is more common for brecciated rocks with apparent cracks and caverns [Vaheer et al., 1964]. Graphite gneiss formations are ultimately metamorphosed in the conditions of amphibolite facies metamorphism.

Tõnis Oja is acknowledged for providing gravity data.

We acknowledge the funding from the RITA programme by the European Regional Development Fund, the work programme “Metallogenesis of the Jõhvi area”.

References

- All T., Puura V., Vaheer R. Orogenic structures of the Precambrian basement in Estonia as revealed from the integrated modelling of the crust. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 2004. Vol. 53, no. 3. P. 165–189.
- Ankudinov S., Sadov A., Brio H. Crustal structure of Baltic countries on the basis of deep seismic sounding data. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 1994. Vol. 43. P. 129–136. (In Russian with English summary)
- Baker J. A., Hellingwerf R. H., Oen I. S. Structure, stratigraphy and ore-forming processes in Bergslagen: implications for the development of the Svecofenian of the Baltic Shield. *Geologie en Mijnbouw.* 1988. Vol. 67. P. 121–138.
- Bogatikov O. A., Birkis A. P. Precambrian magmatism of western Latvia. Moscow: Nauka, 1973. P. 1–138. (In Russian)
- Bogdanova S., Gorbachev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 259. P. 5–33.
- Bondarenko L., Dagelaiskii V. Geology and metamorphism of the central part of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka, 1968. P. 1–167. (In Russian)
- Dmitrieva M., Plado J., Oja T. The Luusika potential field anomaly, eastern Estonia: modelling results. *Est. J. Earth Sci.* 2018. Vol. 67, no. 4. P. 228–237.
- Erisalu E., Arvisto E. Report of the basement studies on Jõhvi magnetic anomaly and nearby. Tallinn: Geol. Survey of Estonia. EGF 3032, 1969. P. 1–257. (In Russian)
- Fotiadi E. E. Geology of the Russian Platform according to regional geophysical survey and deep drilling data. Moscow: Gosgeoltechizdat, 1958. P. 1–244. (In Russian)

- Gaal G. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.* 1990. Vol. 46. P. 83–114.
- Gorbatschev R., Gaal G. The Precambrian history of the Baltic Shield. *Proterozoic lithospheric evolution*. Washington: American Geophysical Union, 1987. P. 149–159.
- Grigelis A., Puura V. (eds). Geological map of the crystalline basement of the Soviet Baltic Republics. Scale 1:500 000. 1978.
- Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* 1975. Vol. 3. P. 631–645.
- Höittä P., Klein V. PT-development of granulite facies rocks in southern Estonia. Geol. Survey of Finland. Current research 1989–1990, Special Paper. 1991. Vol. 12. P. 37–47.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P. D., Williams I. S. The growth of Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra Nova*. 1991a. Vol. 3. P. 175–178.
- Huhma H., Puura V., Klein V., Mänttari I. Nd-isotopic evidence for Paleoproterozoic crust in Estonia. Geol. Survey of Finland. Special Paper. 1991b. Vol. 12. P. 67–68.
- Kähkönen Y. Svecofennian supracrustal rocks. Eds. M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. *Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. Amsterdam: Elsevier B. V., 2005. P. 343–406.
- Kikas R. Pressure-temperature evolution of high-grade Svecofennian gneisses near Saaremaa Shear Zone. Tartu: Univ. of Tartu, 2001. MSc. thesis. P. 1–49.
- Kirs J. X-ray and optical investigation of feldspars from Estonian early platform potassium granites. *Acta Comment. Univ. Tartuensis*. 1986. Vol. 759. P. 3–19. (In Russian)
- Kirs J., Petersell V. Age and geochemical character of plagiomicrocline granite veins in the Abja gabbro-dioritic massif. *Acta Comment. Univ. Tartuensis*. 1994. Vol. 972. P. 3–15.
- Kirs J., Rämö O. T., Haapala I. Anorogenic magmatic rocks in Estonian crystalline basement. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 2004. Vol. 53, no. 3. P. 210–225.
- Kivisilla J. Geochemical features in crystalline basement of Estonia: PhD (Cand of Geol.-Min.) thesis. Minsk: IGI, 1987. P. 1–340. (In Russian)
- Klein V. M. Metamorphic complex of the Svecofennian Belt in Northern Estonia: PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Tallinn: Acad. Sci., Estonian SSR, 1986. (In Russian)
- Koistinen T. (ed.). Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. Map 1:1 000 000. Espoo: Geol. Survey of Finland, 1994.
- Koistinen T. (ed.). Explanation to the Map of Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1:1 000 000. Geol. Survey of Finland. Special Paper. 1996. Vol. 21. P. 1–141.
- Konsa M. Typomorphic variations of zircon in the crystalline basement of Estonia. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 1986. Vol. 35. P. 1–9.
- Konsa M., Puura V. Provenance of zircon of the lowest sedimentary cover, Estonia, East-European Craton. *Bull. Geol. Society of Finland*. 1999. Vol. 71. P. 253–273.
- Koppelmaa H., Klein V., Puura V. Metamorphic complexes of the crystalline basement of Estonia. Eds. Dagelaiskiy V., Bondarenko L. *Metamorphic complexes of basement of Russian Platform*. Leningrad: Nauka, 1978. P. 43–76. (In Russian).
- Koppelmaa H. (ed.) Geological map of the crystalline basement of Estonia. Scale 1:400 000. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 2002.
- Kurhila M., Mänttari I., Vaasjoki M., Rämö O. T., Nironen M. U-Pb geochronological constraints of the late Svecofennian leucogranites of southern Finland. *Precambrian Res.* 2011. Vol. 190. P. 1–24.
- Kuuspalu T. Rapakivi granites of the crystalline basement of Estonia. *Acta Comment. Univ. Tartuensis*. 1975. Vol. 359. P. 76–141. (In Russian)
- Lahtinen R. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1–1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93–1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1994. Vol. 378. P. 1–128.
- Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A., Kohonen J., Sorjonen-Ward P. New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga meta-sedimentary cover at the western margin of the Karelian Province. *Precambrian Res.* 2010. Vol. 176. P. 77–93.
- Linari A. A. Report on Diamond Drilling near Jõhvi. *Proceed. Tallinn Univ. Tech.* 1940. Vol. 15. (In Estonian).
- Luha A. Earth resources in ESSR. Concluding overview of geological appliances. Tartu: Teaduslik Kirjandus, 1946. P. 1–176. (In Russian)
- Mansfeld J. Age and ϵ_{Nd} constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic Sea region. *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 135–151.
- Melezhik V. A., Hanski E. J. Palaeotectonic and Palaeogeographic Evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic. Eds. Melezhik V. A., Prave A. R., Hanski E. J., Fallick A. E., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. P. 111–178.
- Niin M. Svecofennian granitoids of the crystalline basement of Estonia: classification on the basis of geological structure, mineral and chemical composition. *Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised*. 1997. Vol. 7. P. 4–40.
- Niin M. Non-acid igneous rocks of the crystalline basement of Estonia. *Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised*. 2002. Vol. 10. P. 4–19.
- Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 86. P. 21–44.
- Nironen M. Proterozoic orogenic granitoid rocks. Eds. Lehtinen M., Nurmi P. A., Rämö O. T. *Precambrian Geol. of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 443–480.
- Oja T., Ellmann A., Märdla S. Gravity anomaly field over Estonia. *Est. J. Earth Sci.* 2019. Vol. 68 P. 55–75.
- Öpik A. Über Magnetometrie und die Geologie des Urgebirges von Estland. Tartu: Tartu University, 1942. Manuscript.
- Park A. F. Continental growth by accretion: a tectonostratigraphic analysis of the evolution of the western

and central Baltic Shield, 2.5 to 1.75 Ga. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1991. Vol. 103. P. 522–537.

Peive A. V., Bogdanov A. A., Khain V. E. International tectonic map of Europe and adjacent areas. Scale 1:2500 000. IGC/CGMW, 1979.

Petersell V. Geological and metallogeny features of the crystalline basement of the southern slope of the Baltic Shield. Tallinn: ENSV TA GI, 1976. P. 1–28. (In Russian)

Petersell V. On the geological age of the crystalline basement of the southern slope of the Baltic Shield (SSBS). *Eesti Geoloogijakeskuse Toimetised*. 1991. Vol. 1. P. 25–26.

Petersell V. The age of plagiomicrocline granites in the crystalline basement of Estonia. *Symposium on the Svecofennian Domain and Annual meeting of IGCP-275*. 1993. P. 46.

Petersell V., Levchenkov O. On the geological structure of the crystalline basement of the southern slope of the Baltic Shield. *Acta Comment. Univ. Tartuensis*. 1994. Vol. 972. P. 16–39.

Petersell V., Talpas A., Põldvre A. Report of the exploration of Precambrian iron ore formation. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 1985. EGF 4159. P. 1–129. (In Russian)

Petersell V., Kivisilla J., Pukkonen E., Põldvere A., Täht K. Ore and mineralization indications of sedimentary and crystalline rocks in Estonia. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 1991. EGF 4523. P. 1–284. (In Russian)

Puura V. K-Ar isotopic age of crystalline basement of the Baltic States. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Chem. Geol.* 1974. Vol. 23. P. 39–50.

Puura V. (ed.). Geological map of the crystalline basement of the Soviet Baltic Republics. Moscow, 1980.

Puura V., Floden T. Subjotnian igneous structures in the Svecofennian Domain of the Baltic region. *GFF*. 1996. Vol. 118. P. A22–A23.

Puura V., Floden T. Rapakivi-granite – anorthosite magmatism – a way of thinning and stabilisation of the Svecofennian crust, Baltic Sea Basin. *Tectonophysics*. 1999. Vol. 305. P. 75–92.

Puura V., Floden T. Rapakivi – related basement structures in the Baltic Sea area; a regional approach. *GFF*. 2000. Vol. 122. P. 257–272.

Puura V., Huhma H. Palaeoproterozoic age of the east Baltic granulitic crust. *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 289–294.

Puura V., Koppelmaa H. Exploration results of crystalline basement. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 1967. EGF 2982. (In Russian)

Puura V., Kuuspalu T. Ore occurrences in crystalline basement of Uljaste and Jõhvi area. 1:500 000. Map of metallogeny vol III. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 1966. EGF 2801. P. 1–267. (In Russian).

Puura V., Kuuspalu T., Birkis A., Vasiljev B. A., Gaujus R., Koppelmaa H., Niin M. Outlines of the geological structure of Precambrian basement of Baltic States. *Geol., petrology and metallogeny of crystalline min. resources of the East-European Platform*. Part I. Moscow: Nedra, 1976. P. 1–208. (In Russian).

Puura V., Vaher R., Klein V., Koppelmaa H., Niin M., Vanamb V., Kirs J. Crystalline basement of Estonia. Moscow: Nauka Publ., 1983. P. 1–208. (In Russian)

Puura V., Klein V., Koppelmaa H., Niin M. Precambrian basement. Eds. A. Teedumäe, A. Raukas. *Geol. and min. resources of Estonia*. Tallinn: Estonian Academy Publ., 1997. P. 27–34.

Puura V., Klein V., Kikas R., Konsa M., Kuldkepp R., Soesoo A. Svecofennian metamorphic zones in the basement of Estonia: an overview. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 2004. Vol. 53, no. 3. P. 149–164.

Rämo T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suits: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. *Precambrian Res.* 1996. Vol. 79. P. 209–226.

Soesoo A. On the petrochemistry of the Precambrian quartz-feldspar gneisses (leptites) of Estonia and Suursaari (Hogland), Russian SSFR. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 1991. Vol. 40, no. 4. P. 129–140.

Soesoo A. Estonian porphyreous potassium granites: petrochemical subdivision and petrogenetical interpretation. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 1993. Vol. 42. P. 97–109.

Soesoo A., Niin M. Petrographical and geochemical features of the Estonian porphyritic potassium granites. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 1992. Vol. 41. P. 93–107.

Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T. Outlines of the Precambrian basement of Estonia. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 2004a. Vol. 53. P. 149–164.

Soesoo A., Kalda J., Bons P. D., Urtson K., Kalm V. Fractality in geology: a possible use of fractals in the studies of partial melting processes. *Proceed. Estonian Acad. Sci., Geol.* 2004b. Vol. 53. P. 13–27.

Soesoo A., Kosler J., Kuldkepp R. Age and geochemical constraints for partial melting of granulites in Estonia. *Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 86. P. 277–300.

Soesoo A., Hade S. Geochemistry and age of some A-type granitoid rocks of Estonia. LITHOSPHERE 2012 – Symposium (Nov. 6–8, 2012). Espoo, Finland, 2012. P. 97–101.

Taran L. N., Bogdanova S. V. The Fennoscandia-Sarmatia junction in Belarus: new inferences from a PT study. *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 193–214.

Tikhomirov S. N. Geology of the crystalline basement in Leningrad oblast and Baltics. Leningrad: VSEGEI, 1966. P. 1–24. (In Russian)

Tikhomirov S. N. New rapakivi granite massifs in the Baltic and Leningrad districts. *Dokl. Akad. Sci. USSR*. 1965. Vol. 164. P. 889–890. (In Russian)

Vaganova Z., Kadõrova M. Precambrian crystalline rocks and iron-rich quartzites based on the data of deep drill holes in Jõhvi. Tallinn: Geol. Survey of Estonia, 1948. EGF 125. (In Russian)

Vaher R., Puura V., Erisalu E. Tectonics of north-eastern Estonia. Tallinn: ENSV TA GI, 1962. P. 319–336. (In Russian)

Vaher R., Kuuspalu T., Puura V., Erisalu E. Setting of sulphide ore occurrences in the Uljaste area. Ed. Baukov S. S. *Lithology of Paleozoic Deposits in Estonia*. Tallinn: ENSV TA GI, 1964. P. 33–53. (In Russian)

Velikoslavinsky D. A., Birkis A. P., Bogatkov O. A., Bukharev V. P., Velikoslavinsky S. D., Gordiyenko L. I., Zinchenko O. V., Kivisilla J. J., Kirs J. E., Kononov Ju. V., Levitsky Ju. F., Niin M. I., Puura V. A., Khvorov M. I., Shustova L. Je. Anorthosite – rapakivigranite formation of the East European Platform. Leningrad: Nauka, 1978. P. 1–296. (In Russian)

Väisänen M., Mänttari I., Hölttä P. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology. *Precambrian Res.* 2002. Vol. 116. P. 111–127.

Received January 30, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Соэсоо, Алвар

профессор
Отделение геологии Института экологии и наук о Земле
Тартуского университета
50411, Тарту, Эстония
эл. почта: alvar.soesoo@gmail.com

Нирги, Сиим

геолог
Геологическая служба Эстонии
44314, Раквере, Эстония

аспирант
Отделение геологии Института экологии и наук о Земле
Тартуского университета
50411, Тарту, Эстония
эл. почта: siim.nirgi@egt.ee

Пладо, Юри

старший научный сотрудник
Отделение геологии Института экологии и наук о Земле
Тартуского университета
50411, Тарту, Эстония
эл. почта: juri.plado@ut.ee

CONTRIBUTORS:

Soesoo, Alvar

Institute of Ecology and Earth Sciences
Department of Geology
Ravila Street 14A, 50411, Tartu, Estonia
e-mail: alvar.soesoo@gmail.com

Nirgi, Siim

Geological Survey of Estonia
FR. Kreutzwaldi 5, 44314, Rakvere, Estonia

Institute of Ecology and Earth Sciences
Department of Geology
Ravila Street 14A, 50411, Tartu, Estonia
e-mail: siim.nirgi@egt.ee

Plado, Jüri

Institute of Ecology and Earth Sciences
Department of Geology
Ravila Street 14A, 50411, Tartu, Estonia
e-mail: juri.plado@ut.ee

УДК 549.621.9

СПЕССАРТИН-ГРОССУЛЯРОВЫЕ ГРАНАТЫ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-БУНДЕЛКХАНДСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО КОМПЛЕКСА БУНДЕЛКХАНДСКОГО КРАТОНА, ИНДИЙСКИЙ ЩИТ (ПАРАГЕНЕЗИСЫ, ЗОНАЛЬНОСТЬ, СТРИНГЕРЫ, ВКЛЮЧЕНИЯ)

О. С. Сибелев

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Архейские вулканы Мауранипурской структуры Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса претерпели три стадии метаморфических и метасоматических преобразований: 1) метаморфизм амфиболитовой фации (~2,7 млрд лет), 2) регрессивный метаморфизм и сопряженные процессы метасоматоза (~2,68 млрд лет), в том числе пропилитизации, 3) метаморфизм прениит-пумпеллиитовой фации, вероятно связанный с формированием гидротермальных кварцевых жил (~1,8 млрд лет). Гранат устойчив на всех стадиях наложенных преобразований и закономерно меняет свой состав от альмандин-спессартина до гроссуляра, ассоциируя с амфиболом (состава от паргасита и чермакита до грюнерита-куммингтонита и актинолита), клинопироксеном, хлоритом, цоизитом-клиноцоизитом, калийшпатом и др. На заключительных стадиях он равновесен с кальцитом, альбитом, прениитом и пумпеллиитом. В некоторых зернах граната формируется контрастная сложная химическая зональность с резкими границами зон и изменением минерального состава включений по зонам. Количество зон (три) сопоставимо с количеством стадий эпигенеза. Благодаря контрастности BSE-изображений граната (за счет обратной зависимости содержаний FeO и CaO) рассмотрен характер зональности, выявлены стрингеры, «межзонные аномалии» и включения гроссулярового граната в спессартин-альмандиновом. Зерна граната не всегда являются закрытой системой, и в них могут протекать процессы перекристаллизации включений.

Ключевые слова: архей; метаморфизм; метасоматоз; парагенезисы; гранат; зональность граната; стрингеры; Бунделкхандский кратон; Индийский щит.

O. S. Sibelev. SPESSARTINE-GROSSULAR GARNETS IN METAVOLCANICS FROM THE CENTRAL BUNDELKHAND GREENSTONE COMPLEX OF THE BUNDELKHAND CRATON, INDIAN SHIELD: PARAGENESES, ZONING, STRINGERS, AND INCLUSIONS

Archean metavolcanics from the Mauranipur Structure of the Central Bundelkhand greenstone complex have undergone three stages of metamorphism and metasomatism: 1) amphibolite-facies metamorphism (~2.7 Ga), 2) retrograde metamorphism and associated metasomatism (~2.68 Ga), including propylitization, and 3) prehnite-pumpellyite-facies metamorphism presumably associated with the formation of hydrothermal quartz veins (~1.8 Ga). Garnet is stable at all multiple metamorphic stages, varying in composition from almandine-spessartine to grossular, and being associated with amphibole (from

pargasite and tschermakite to grunerite-cummingtonite and actinolite in composition), clinopyroxene, chlorite, zoisite-clinozoisite, K-feldspar, etc. At the final stages of blastesis it is equiponderous with calcite, albite, prehnite, and pumpellyite. A complex, high-contrast chemical zoning with well-defined grain boundaries and zonal variations in the mineral composition of inclusions is formed in some of the garnet grains. The number of zones (three) is comparable with the number of epigenetic stages. As BSE images of the garnet have high contrast (because of the inverse relationship of FeO and CaO concentrations), the zoning pattern was examined and stringers, "interseasonal anomalies" and inclusions of grossular garnet in spessartine-almandine were revealed. Garnet grains are not always a closed system; recrystallization of inclusions may occur in them.

Key words: Archean; metamorphism; metasomatism; parageneses; garnet; garnet zoning; stringers; Bundelkhand Craton; Indian Shield.

Введение

В XXI веке в метаморфической петрологии несколько изменилась методика, используемая для решения проблем определения параметров метаморфизма. В практике исследований стали широко применяться современные методы мультиравновесной минеральной термобарометрии, псевдосекций, изотопии и др. Тем не менее изучение петрографии, парагенезисов, особенностей химического состава и его изменений в типоморфных и индекс-минералах были и остаются важнейшими инструментами познания в этой области и не утратили своей актуальности.

Несомненно, один из наиболее информативных минералов для определения режимов эндогенных процессов и их изменений – это гранат [Соболев, 1964]. В зеленокаменных породах Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса (ЦБЗК) он не является породообразующим минералом и встречается далеко не повсеместно. В Мауранипурской структуре имеются единичные находки граната [Slabunov, Singh, 2019b]. В настоящей работе представлены результаты оригинальных исследований выявленных автором гранатов, гранат-содержащих минеральных ассоциаций, нестандартных особенностей химизма и внутреннего строения этого минерала, имеющих, как представляется, петрологическую значимость.

Геологический очерк

Бунделкхандский кратон состоит главным образом из неоархейских микроклиновых гранитов [Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Singh et al., 2019]. Среди них встречаются крупные фрагменты разгнейсованных тоналит-трондьемит-гранодиоритов, возраст которых оценивается в 3,59–3,20 млрд лет [Kaur et al., 2016]. В составе кратона выделяется три террейна: центральный, северный и южный [Slabunov,

Singh, 2019a]. Важную роль в структуре кратона играют мезо-неоархейские Центрально-Бунделкхандский (ЦБЗК) и Южно-Бунделкхандский зеленокаменные комплексы [Singh, Slabunov, 2015, 2016; Slabunov, Singh, 2019b]. ЦБЗК сложен Бабинским и Мауранипурским поясами, и его выходы прослеживаются с запада на восток примерно на 150 км (рис. 1, а).

Ранняя ассоциация ЦБЗК Мауранипурского пояса сложена тремя толщами: 1) ультрабазит-базальтовой (метаультрамафиты и метабазальты) (рис. 1, б); 2) риолит-дацитовый (кислые метавулканыты) и 3) железистыми кварцитами (BIF). Поздняя – субвулканическим телом кислых вулканитов. Контакты между толщами тектонические [Slabunov, Singh, 2019b]. В метабазальтах фиксируются пиллоу лавы [Malviya et al., 2006]. Возраст ранних кислых вулканитов – 2813 ± 20 млн лет, метасоматитов – 2687 ± 17 млн лет, дайки кислых пород (поздняя ассоциация) – $2542\text{--}2557$ млн лет [Singh, Slabunov, 2015; Slabunov, Singh, 2019b]. В районе проявлены палеопротерозойские гидротермальные процессы, в ходе которых сформировались гигантские кварцевые жилы [Pati et al., 2007; Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Slabunov, Singh, 2019b]. Возраст ранней стадии их формирования оценивается в 1866 ± 11 , а поздней – в 1779 ± 43 млн лет [Slabunov et al., 2017].

Метаморфизм

Систематические исследования метаморфизма пород кратона не проводились, изучены лишь отдельные участки. Имеются данные о палеоархейском (более 3,2 млрд лет) метаморфизме пород Бунделкхандского гнейсового комплекса [Singh, Dwivedi, 2009; Singh, 2012] высокой степени. Оценки РТ-условий для гранат-силлиманит-биотитовых и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по данным этих авторов составляют $T - 618\text{--}655$ °C, $P -$

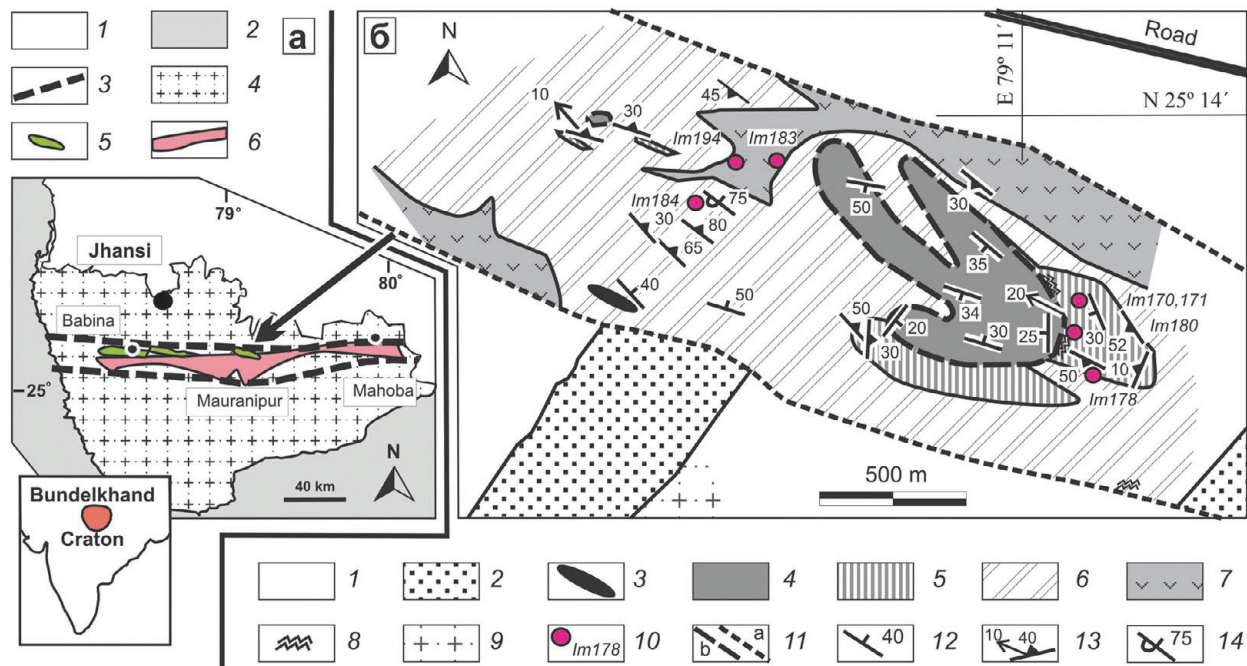


Рис. 1. а – схема расположения Центрального террейна Бабина – Махоба:

1 – аллювиальные отложения; 2 – виндхуанский комплекс; 3 – границы террейнов; 4 – бунделкхандские гранитоиды; 5 – зеленокаменные комплексы; 6 – ТТГ-комплексы;

б – схема геологического строения зеленокаменного пояса в р-не Мауранипур Бунделкхандского кратона [по: Slabunov, Singh, 2019в с упрощениями]:

1 – аллювиальные отложения; 2 – кварцевые жилы (риффы) (1,9–1,8 млрд лет); 3–7 – зеленокаменный комплекс: 3 – дайка кислых пород (2,56 млрд лет), 4 – полосчатые кварциты (BIF), 5 – кислые metavулканы (2,81 млрд лет), 6 – metabазальты (местами с реликтами шаровой текстуры), 7 – метасоматические породы (около 2,7 млрд лет); 8 – метасоматические породы (около 2,7 млрд лет); 9 – гранитоиды (3,55–2,50 млрд лет); 10 – точки отбора образцов и их номер; 11 – предполагаемые разломы (а) и надвиги (б); 12–14 – элементы залегания: 12 – полосчатости, 13 – сланцеватости и линейности, 14 – опрокинутое залегание

Fig. 1. a – location of the Babina – Mahoba Central Terrain:

1 – alluvial deposits; 2 – Vindhyan complex; 3 – boundaries of the terrains; 4 – Bundelkhand granitoids; 5 – greenstone complexes; 6 – TTG complexes;

б – scheme of the geological structure of the Mauranipur greenstone belt, Bundelkhand Craton after [Slabunov, Singh, 2019в, with simplifications]:

1 – alluvial deposits; 2 – quartz veins (reefs) (1.9–1.8 Ga); 3–7 – greenstone complex: 3 – felsic dike (2.56 Ga), 4 – banded iron formation (BIF), 5 – felsic metavolcanic rocks (2.81 Ga), 6 – metabasalts (in some cases with relics of pillow structure), 7 – meta-ultramafics and high-Mg basalts; 8 – metasomatic rocks (about 2.7 Ga); 9 – granitoids (3.55–2.50 Ga); 10 – sampling points with number; 11 – alleged faults (a) and thrusts (b); 12 – bedding, 13 – foliation and linearity, 14 – overturned bedding

4,9–5,4 кбар и $T = 710–750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3,9–4,3$ кбар соответственно. Определены параметры метаморфизма в палеоархейских (3,5–3,4 млрд лет) ТТГ-гнейсах района Сукванской дамбы (Sukwan Dam), лежащие в пределах $T = 630–720\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,5–8,5$ кбар [Nasipuri et al., 2019]. В борту Центрально-Бунделкхандского террейна, в линзе высокомагнезиальных корундсодержащих флогопит-хлоритовых сланцев были установлены метаморфические преобразования в условиях эклогитовой фации (>18 кбар), возраст которых оценивается в 2780 ± 64 млн лет [Saha et al., 2011]. Для metavулканических зеленокаменных комплексов кратона по данным [Singh, 2012] предполагался метаморфизм низких

ступеней, времени проявления 3,2–2,6 млрд лет, в РТ-условиях $480–550\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 4–5 кбар (рис. 2).

В породах р-на Мауранипур был определен возраст кислых вулканических и метасоматических пород, что позволяет значительно сузить возрастные рамки эпигенетических процессов [Slabunov, Singh, 2019b] и установить их последовательность [Сибелев и др., 2019].

Пиковые условия метаморфизма раннего этапа достигали амфиболитовой фации повышенных давлений (рис. 2): $T = 586–679\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,7–7,2$ кбар [Сибелев и др., 2019], при общей невысокой интенсивности переработки пород комплекса. Время проявления этой стадии ог-

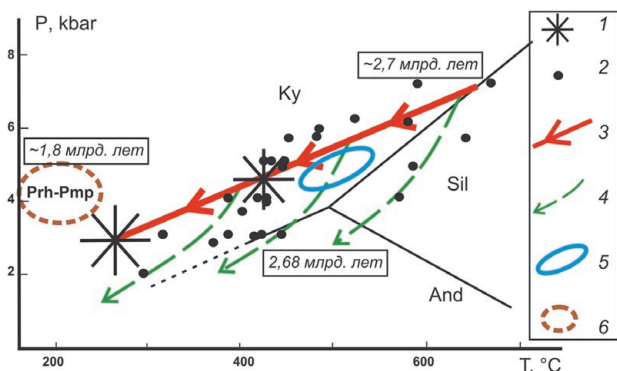


Рис. 2. Расчетные значения палеотемператур и палеодавлений и предполагаемые тренды изохимического метаморфизма и метасоматоза в изученных метавулканитах района Мауранипур:

1, 2 – фигуративные точки РТ-параметров, полученные с помощью программы TWQ [Berman, 1991; БД 1992 TWQ_Comb, TWQ_View Д. В. Доливо-Добровольский] (1) и «классических» методов [Wells, 1979; Powell, 1985; Blundy, Holland, 1990; Fonarev et al., 1991; Schmidt, 1991 et al.] (2); 3, 4 – предполагаемые РТ-тренды изменения условий метаморфизма (3) и метасоматоза (4); 5 – область РТ-параметров метаморфизма в метасадках и метавулканитах ЦБЗК [по: Singh, 2012]; 6 – предполагаемые РТ-параметры устойчивости Prh-Pmp минеральных ассоциаций

Fig. 2. Calculated values of paleotemperatures and paleopressures and expected trends of isochemical metamorphism and metasomatism in the studied metavolcanics of the Mauranipur area:

1, 2 – imaging points of PT-parameters obtained using the TWQ program [Berman, 1991; DB 1992 Dolivo-Dobrovolsky D. V. TWQ_Comb, TWQ_View] (1) and 'classical' methods [Wells, 1979; Powell, 1985; Blundy, Holland, 1990; Fonarev et al., 1991; Schmidt, 1991 et al.] (2); 3, 4 – expected PTt trends of changes in the conditions of metamorphism (3) and metasomatism (4); 5 – area of the RT parameters of metamorphism in metasediments and metavolcanics of the Central Bundelkhand greenstone complex after [Singh, 2012]; 6 – expected PT-parameters of Prh-Pmp mineral associations stability

раничено рамками возраста кислых вулканитов и метасоматитов.

Последующие наиболее интенсивные преобразования связаны с регрессивным метаморфизмом и сопряженным с ним метасоматозом. Метасоматиты пространственно приурочены к зонам разломов или тектонических контактов пород, то есть к зонам разгрузки литостатического давления, и в низкотемпературной области отвечают пропилитовой фации метасоматоза. Для «классических» пропилитов [Русинов, 1972; Метасоматизм..., 1998] характерны $T = 200\text{--}350\text{ }^{\circ}\text{C}$ при низких давлениях почти гипабиссального уровня.

Пренит-пумпеллиитовая фация метаморфизма – поздний этап преобразований и, вероятно, протекал параллельно со становлением гидротермальных кварцевых жил (рифов). Парагенезисы пренит-пумпеллиитовой фации района Мауранипур имеют свои отличитель-

ные особенности: в метавулканитах отсутствуют цеолиты и устойчив гроссуляр, что, наряду с барофильностью пумпеллиита, свидетельствует о преобразованиях в наиболее высокобарических областях фации ($T = 150\text{--}250\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3\text{--}5\text{ кбар}$). Геотермический градиент составляет $\sim 5\text{--}10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Методика работ

Поскольку главной целью исследований было изучение процессов метаморфизма и метасоматоза, при полевых работах отбирались образцы наиболее измененных пород, в первую очередь – гранатсодержащих. Проблема выделения равновесных парагенезисов решалась с помощью детальных петрографических исследований и парагенетического анализа, с применением диаграмм состав-парагенезис, построенных на основе реальных химических составов минералов. Анализ химического состава минералов выполнен в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск) на сканирующем растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA II LSH с приставкой INCA Emergey 350, совмещенной с микроанализатором (аналитик А. Н. Терновой).

Гранатсодержащие породы и их минеральные парагенезисы

Гранат зафиксирован в двух типах пород: в метамафит-ультрамафитах и кислых метавулканитах.

Минеральные ассоциации этих пород многофазны, зачастую метастабильны и представлены реликтовыми (первичными), метаморфическими и метасоматическими минералами. Почти все они сохраняются до последних стадий бластеза, за исключением гипотетического биотита (в чистом виде не обнаружен) и плагиоклаза, который по мере увеличения интенсивности наложенных процессов становится более кислым и почти полностью исчезает.

Кислые метавулканиты – изначально породы аллотриоморфнозернистой (аплитовой), участками – порфириформной микроструктуры, характеризующейся наличием вкрапленников плагиоклаза и поликристаллического (перекристаллизованного) кварца, размером до первых мм, на фоне тонкозернистой (0,05–0,15 мм) основной массы кварц-полевошпатового ($\pm\text{Ampr}^1$, Ms, Chl, Mag) состава. Под воздействием наложенных процессов первичные структурно-текстурные особенности пород затушевываются

¹ Символы минералов даны по: [Donna, Bernard, 2010].

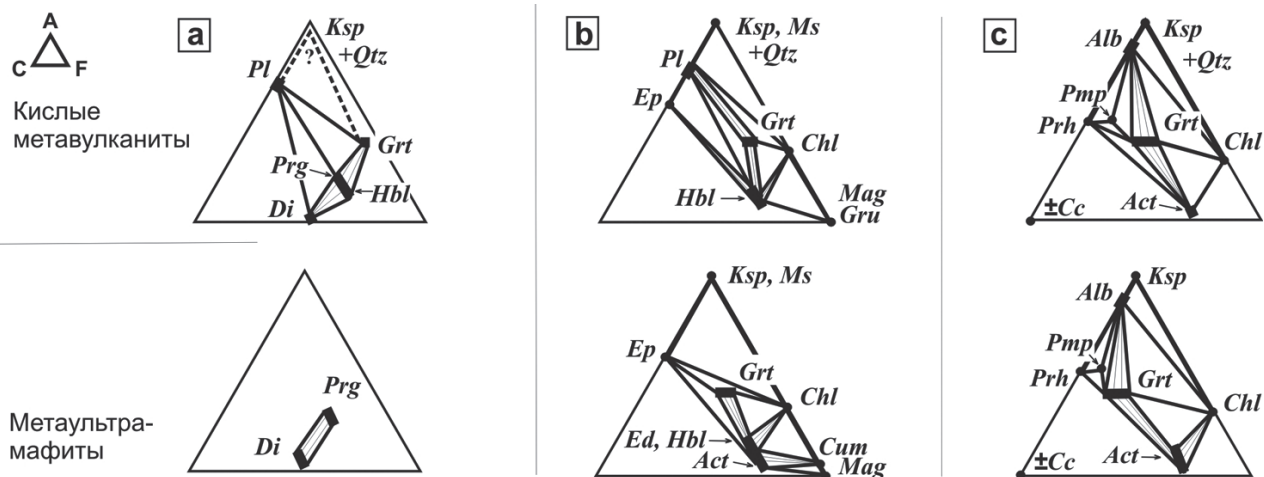


Рис. 3. Диаграммы состав-парагенезис для кислых метавулканидов и метаяльтрамафитов в координатах А (Al) – С (Са) – F (Fe+Mg+Mn): а – пик метаморфизма (амфиболитовая фация); б – средняя ступень (~ эпидот-амфиболитовая фация); с – низкая ступень (~ зеленосланцевая, пренит-пумпеллиитовая фации)

Fig. 3. Diagrams of composition-parageneses for felsic metavolcanic rocks and meta-ultramafics in the coordinates A (Al) – C (Ca) – F (Fe+Mg+Mn): a – peak metamorphism (amphibolite facies); б – middle stage (~ epidote-amphibolite facies); с – low stage (~greenschist, prehnite-pumpellyite facies)

и описываются в терминах метаморфической петрографии как гнейсы нематогранобластовой, порфиروгранобластовой структур, с плоскопараллельной или полосчатой текстурой.

Минеральный состав кислых метавулканидов (рис. 3) зависит не столько от вариаций состава протолита, сколько от характера и интенсивности наложенных, в особенности метасоматических, преобразований.

Присутствие в породах низкокремнистого амфибола (Prg, Ts) приводит к запрету парагенезиса клинопироксена с гранатом (рис. 3, а), а наличие моновариантного равновесия гранат – кальциевый амфибол исключает парагенетичность хлорита, рудных минералов и грюнерита с эпидотом, пренитом и пумпеллиитом (рис. 3, в, с).

Метаультрамафиты представлены измененными оливковыми клинопироксенитами [Malviya et al., 2006; Singh, 2012], клинопироксенитами и возможно – вебстеритами (в одном из образцов зафиксированы реликты ортопироксена и куммингтонитовые псевдоморфозы по нему). В отобранных образцах оливин не был зафиксирован, но отмечены псевдоморфозы агрегатов рудных минералов округлой формы, которые могли быть сформированы по оливину.

Для метаклинопироксенитов характерна крупнозернистая (3–5 мм) панидиоморфнозернистая структура, массивная текстура. Помимо амфибола в них кристаллизуются гранат, хлорит, клиноцоизит и другие вторичные минералы (рис. 2, в). Породы приобретают вначале

пойкилитовую или мозаичную, затем – нематобластовую и нематогранобластовую структуру. При интенсивных, относительно низкотемпературных преобразованиях развиваются куммингтонит, амфиболы актинолитового ряда и, порой в значительных количествах, хлорит. Производные такого процесса – среднезернистые актинолититы и гранат-амфиболовые хлорититы.

Минеральные парагенезисы заключительных (низкотемпературных) стадий наложенных преобразований метаяльтрамафитов (см. рис. 2, с) во многом схожи с подобными парагенезисами кислых метавулканидов, что свидетельствует о значительном влиянии процессов метасоматического характера, которому подвержены и те и другие породы. В метаяльтрамафитах отсутствуют кварц и плагиоклаз, а железомagneзиальные минералы обогащены магнием, за исключением граната, который в этих породах обогащен кальцием, и это позволяет предположить, что он начал кристаллизоваться на более низких ступенях метаморфизма относительно граната кислых метавулканидов. Отсутствие плагиоклаза делает возможным парагенезис эпидота с гранатом, а высокая кальциевость граната на самых низких ступенях метаморфизма исключает парагенетичность актинолита не только с пумпеллиитом, но и с пренитом: в гранат-амфиболовых хлорититах и пренит и пумпеллиит отсутствуют.

Таким образом, ранние метаморфические парагенезисы представлены: Grt-Prg-Pl; Cpx-Prg-Pl; Cpx-Grt-Pl; Cpx-Prg (\pm Ksp, \pm Qtz, \pm Mag).

Регрессивная стадия данного этапа метаморфизма прослеживается последовательной сменой парагенезисов: Grt-Pl-Hbl; Grt-Chl-(Hbl-Act); Grt-(Zo-Czo) – (Hbl-Act); Grt-Chl-Pl ($\pm Ksp$, $\pm Qz$, $\pm Mag$, $\pm Ms$). При этом изменяется состав гранатов (в них снижается магнезиальность и увеличивается доля Grs-минала), амфиболов (увеличивается содержание кремнезема, вплоть до Act).

С регрессивной стадией этого этапа метаморфизма неразрывно связаны метасоматические процессы. Наиболее высокотемпературные парагенезисы метасоматитов – Chl-(Gru-Cum) – Act; Grt-Chl-(Hbl-Act) сменяются относительно среднетемпературными – Grt-Ep-Act, Ep-Pl-Act, Ep-Act-Alb и низкотемпературными – Ep-Chl-Alb, Alb-Cc-Chl. Средне- и низкотемпературные метасоматиты соответствуют пропилитам [Русинов, 1972; Метасоматизм..., 1998].

Поздняя стадия (этап?) метаморфических преобразований метавулканитов протекает в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Парагенезисы этой стадии: Prh-Pmp-Alb; Prh-Pmp-Grs; Pmp-Grs-Alb; Prh-Cc-Act; Prh-Grs-Cc.

Гранаты: особенности химического состава и внутреннего строения

Макроскопически гранаты ЦБЗК окрашены в различные цвета: светло-розовые, малиново-розовые, грязно-коричневые, черные. Связи окраски граната с его химическим составом не выявлено. Размеры зерен редко превышают 1 мм (минеральные агрегаты до 3–5 см [Slabunov, Singh, 2019b]). Количество их невелико и редко превышает 2–3 зерна на шлиф. Гранаты кристаллизуются в виде изометричных, пойкилитовых, нередко футляровидных зерен и обладают заметной анизотропией (просветляются в скрещенных николях), что характерно для гроссуляр-андрадитовых разновидностей этого минерала.

По химическому составу изученные гранаты принадлежат к пиральспитовой (Pir) и частично к уграндитовой (Ugr) серии [Grew et al., 2013] (рис. 4, а). Они характеризуются высоким содержанием спессартинового минала (до 44 %), низким – пироповой компоненты и колоссальными вариациями содержания альмандинового и гроссулярного миналов как в общей выборке, так и в пределах отдельно взятых зерен (табл., рис. 4). В некоторых анализах в небольших количествах фиксируется шорломитовый (до 0,83 % TiO_2) и уваровитовый (до 0,16 % Cr_2O_3) миналы.

Уникальность гранатов района Мауранипур состоит в том, что их состав закономерно из-

меняется не столько в рамках отдельных серий, сколько «поперек» этих серий – от пиральспитовых разновидностей к уграндитовым. В том направлении, где, казалось бы, за счет разницы в ионных радиусах Ca с одной стороны и Mg, Fe^{3+} с другой смесимость компонентов должна быть сильно ограничена [Berry et al., 1959] (рис. 4, в).

Для выявления гетерогенности минералов, в частности гранатов, – зональности, неоднородностей концентраций компонентов – существуют методики увеличения контрастности изображений в отраженных электронах за счет увеличения тока катода и в предельном аппаратном контрасте [Перчук, Варламов, 1995], но не всегда операторы электронного микроскопа склонны менять настройки прибора для работы в нестандартных режимах. В случае с гранатами ЦБЗК это и не требуется, поскольку значительные вариации альмандинового и гроссулярного миналов дают высококонтрастные BSE-изображения, в которых можно наблюдать явления, незаметные, например, в гранатах пироп-альмандинового ряда.

Почти все изученные зерна гранатов обладают контрастной зональностью. Ее главные особенности хорошо иллюстрируются на примере обр. IM178 из кислых метавулканитов (рис. 5). В данном образце (шлифе) наблюдается крупное футляровидное зерно граната с корродированными внешними контурами и большим количеством включений, особенно во внутренней своей части. Включения представлены калийшпатом, кварцем, амфиболом, хлоритом, ильменитом и пумпеллиитом. Матрикс неоднороден и выполнен пренитсодержащей кварц-амфибол-полевошпатовой породой (+ Pmp, Ms, Chl, Ilm, Ttn и др.) и кварцем. Гранат разбит трещинками, обладающими преимущественной ориентировкой вкрест простирания полосчатости породы. Трещины сложены хлоритом, калийшпатом, пренитом или кальциевым гранатом (стрингеры). Пренитовые трещинки, в отличие от остальных, секут не только зерно граната, но и матрикс. Ранние, центральные участки граната обогащены пиральспитовыми компонентами и обеднены кальцием (рис. 5). К краевым участкам зерна резко возрастает концентрация кальция при падении содержания остальных компонентов.

Внешние области зерна граната характеризуются зональностью диффузионного типа (рис. 6), с явными признаками коррозии, тогда как внутренние участки «футляра» обладают четкой дискретной ростовой зональностью с «правильными» кристаллографическими очертаниями и контрастными зонами, харак-

Продолжение табл.

Table (continued)

Sample	IM178		IM178		IM178		IM178		IM178		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180												
	3	8	3	9	3	10	4	2	3	4	3	4	13	6	2	1	2	2	2	2	2	3	4	3	5	6	7	8			
SiO ₂	36,73		36,74		36,48		36,82		38,50		37,07		38,56		37,53		37,71		36,53		37,23		36,97		37,73		37,88		38,04		37,58
TiO ₂	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,49		0,20		0,11		0,60		0,11		0,26		0,26		0,36		0,50		0,57		0,40
Al ₂ O ₃	19,86		20,25		20,85		20,34		20,97		19,92		20,70		20,07		19,00		20,07		20,41		19,76		19,93		20,27		19,71		19,89
Cr ₂ O ₃	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
Fe ₂ O ₃	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
FeO	18,95		19,36		19,30		17,53		9,68		10,84		10,03		15,44		11,92		18,13		13,12		11,38		15,54		10,64		11,74		11,83
MnO	18,73		18,13		18,48		18,65		15,53		18,93		14,78		18,13		15,90		18,13		17,07		16,77		14,95		16,99		16,36		16,76
MgO	1,17		1,26		1,31		1,13		0,00		0,02		0,43		0,52		0,31		0,52		0,12		0,13		0,42		0,22		0,03		0,17
CaO	3,82		3,57		3,51		5,70		15,65		12,87		15,60		9,62		15,37		9,62		12,26		14,63		12,05		14,26		14,53		14,21
Total	99,26		99,31		99,92		100,18		100,33		100,14		100,29		100,42		100,81		100,42		100,47		99,90		100,98		100,75		100,97		100,83
Si ⁴⁺	3,01		3,00		2,96		2,97		3,04		2,97		3,04		2,93		2,99		2,93		2,97		2,96		3,00		3,00		3,01		2,98
Ti ⁴⁺	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,03		0,01		0,01		0,04		0,01		0,02		0,02		0,02		0,03		0,03		0,02
Al ³⁺	1,92		1,95		1,99		1,94		1,95		1,88		1,93		1,90		1,78		1,90		1,92		1,86		1,87		1,89		1,84		1,86
Cr ³⁺	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
Fe ³⁺	0,07		0,04		0,08		0,12		0,00		0,12		0,00		0,22		0,17		0,22		0,11		0,19		0,10		0,05		0,06		0,13
Fe ²⁺	1,23		1,28		1,23		1,07		0,64		0,61		0,66		0,82		0,62		0,82		0,77		0,57		0,94		0,65		0,71		0,65
Mn ²⁺	1,30		1,26		1,27		1,28		1,04		1,28		0,99		1,23		1,07		1,23		1,15		1,14		1,01		1,14		1,10		1,13
Mg ²⁺	0,14		0,15		0,16		0,14		0,00		0,00		0,05		0,06		0,04		0,06		0,01		0,02		0,05		0,03		0,00		0,02
Ca ²⁺	0,34		0,31		0,31		0,49		1,32		1,10		1,32		0,83		1,31		0,83		1,05		1,25		1,03		1,21		1,23		1,21
Alm	0,41		0,43		0,43		0,37		0,20		0,20		0,20		0,31		0,19		0,31		0,26		0,21		0,30		0,20		0,21		0,21
Sps	0,43		0,42		0,42		0,42		0,35		0,43		0,34		0,40		0,36		0,40		0,38		0,38		0,34		0,38		0,37		0,38
Prp	0,05		0,05		0,05		0,04		0,00		0,00		0,02		0,02		0,01		0,02		0,00		0,01		0,02		0,01		0,00		0,01
Grs	0,07		0,08		0,10		0,13		0,42		0,31		0,41		0,22		0,33		0,22		0,31		0,35		0,28		0,35		0,34		0,33
Adr	0,04		0,02		0,00		0,03		0,02		0,04		0,03		0,05		0,09		0,05		0,03		0,06		0,06		0,04		0,06		0,06
Uv	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
Shm	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,01		0,01		0,00		0,02		0,00		0,01		0,01		0,01		0,01		0,02		0,01

Продолжение табл.

Table (continued)

Sample	IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM180		IM183		
	3	9	3	10	3	11	3	12	3	13	3	14	3	15	5	6	7	8	13	13	14	3	
SiO₂	37,63		37,78		37,47		37,29		37,51		36,84		37,64		37,27		37,72		36,61		37,57		37,03
TiO₂	0,21		0,41		0,29		0,00		0,00		0,57		0,45		0,00		0,00		0,00		0,61		0,35
Al₂O₃	20,09		19,57		19,73		19,86		20,28		19,37		20,30		18,67		19,91		19,54		19,02		20,86
Cr₂O₃	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,12		0,00		0,00
Fe₂O₃	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,12		0,00		0,00
FeO	11,07		11,85		12,81		12,27		11,91		11,81		14,12		11,60		13,00		15,11		12,87		16,73
MnO	16,69		16,56		16,75		19,97		18,10		16,39		14,47		16,98		15,54		14,72		14,67		16,76
MgO	0,07		0,17		0,21		0,21		0,13		0,09		0,41		0,31		0,29		0,38		0,00		2,70
CaO	14,88		14,53		13,13		11,03		12,83		14,33		12,92		14,55		14,19		12,43		15,41		5,69
Total	100,63		100,71		100,39		100,63		100,76		99,39		100,32		99,38		100,65		99,03		100,14		100,12
Si⁴⁺	2,98		3,00		2,99		2,98		2,98		2,97		3,00		3,00		2,99		2,96		3,00		2,96
Ti⁴⁺	0,01		0,02		0,02		0,00		0,00		0,03		0,03		0,00		0,00		0,00		0,04		0,02
Al³⁺	1,88		1,83		1,86		1,87		1,90		1,84		1,91		1,77		1,86		1,86		1,79		1,96
Cr³⁺	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,01		0,00		0,00
Fe³⁺	0,13		0,12		0,13		0,16		0,14		0,16		0,04		0,23		0,15		0,20		0,13		0,08
Fe²⁺	0,60		0,65		0,73		0,66		0,65		0,64		0,90		0,55		0,71		0,83		0,73		1,04
Mn²⁺	1,12		1,11		1,13		1,35		1,22		1,12		0,98		1,16		1,04		1,01		0,99		1,13
Mg²⁺	0,01		0,02		0,03		0,02		0,02		0,01		0,05		0,04		0,03		0,05		0,00		0,32
Ca²⁺	1,26		1,24		1,12		0,95		1,09		1,24		1,10		1,25		1,21		1,08		1,32		0,49
Alm	0,20		0,20		0,24		0,23		0,23		0,21		0,28		0,18		0,24		0,30		0,22		0,36
Sps	0,37		0,37		0,38		0,45		0,40		0,37		0,33		0,39		0,35		0,33		0,34		0,38
Prp	0,00		0,01		0,01		0,01		0,00		0,00		0,02		0,01		0,01		0,02		0,00		0,11
Grs	0,36		0,33		0,30		0,25		0,31		0,33		0,32		0,30		0,33		0,29		0,34		0,14
Adr	0,06		0,07		0,06		0,06		0,05		0,06		0,03		0,11		0,07		0,06		0,09		0,01
Uv	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
Shm	0,01		0,01		0,01		0,00		0,00		0,02		0,01		0,00		0,00		0,00		0,02		0,01

Окончание табл.

Table (continued)

Sample	IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		IM183		
	3	4	4	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
Field	13	1	2	3	4	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
Spot	13	1	2	3	4	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	38,42	37,28	37,41	37,17	36,29	37,65	37,81	37,97	37,67	38,37	37,69	37,54	37,78	37,55	37,26						
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,06	0,09	0,00	0,21	0,00	0,18	0,09	0,22	0,27						
Al ₂ O ₃	20,90	21,18	21,14	20,47	20,42	21,04	21,33	21,28	20,68	21,11	21,12	21,36	20,71	20,40	21,08						
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,09						
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,09						
FeO	17,30	17,63	17,40	17,67	17,84	17,13	18,90	18,79	18,18	17,80	17,52	17,25	17,19	17,34	17,34						
MnO	15,89	17,16	17,38	16,46	15,82	15,82	13,66	14,82	15,13	14,32	15,37	15,75	15,31	16,14	16,67						
MgO	2,59	2,75	2,86	2,90	2,86	2,73	4,02	3,35	3,20	3,32	3,25	2,71	2,80	2,97	2,76						
CaO	5,32	4,73	4,82	5,43	5,96	6,26	4,73	4,24	4,90	5,35	5,32	5,70	6,17	5,27	4,72						
Total	100,42	100,73	101,01	100,10	99,18	100,82	100,51	100,54	99,76	100,47	100,27	100,49	100,09	100,07	100,27						
Si ⁴⁺	3,06	2,96	2,96	2,97	2,92	2,98	2,98	3,01	3,01	3,04	2,99	2,98	3,01	3,00	2,97						
Ti ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02						
Al ³⁺	1,96	1,98	1,97	1,93	1,94	1,96	1,98	1,99	1,95	1,97	1,98	2,00	1,94	1,92	1,98						
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01						
Fe ³⁺	0,00	0,09	0,10	0,13	0,22	0,06	0,05	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,02	0,05	0,03						
Fe ²⁺	1,15	1,08	1,05	1,05	0,99	1,08	1,20	1,25	1,19	1,18	1,12	1,13	1,12	1,12	1,13						
Mn ²⁺	1,07	1,15	1,17	1,11	1,08	1,06	0,91	1,00	1,02	0,96	1,03	1,06	1,03	1,09	1,13						
Mg ²⁺	0,31	0,33	0,34	0,35	0,34	0,32	0,47	0,40	0,38	0,39	0,38	0,32	0,33	0,35	0,33						
Ca ²⁺	0,45	0,40	0,41	0,46	0,51	0,53	0,40	0,36	0,42	0,45	0,45	0,48	0,53	0,45	0,40						
Alm	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,36	0,41	0,41	0,39	0,39	0,38	0,38	0,37	0,36	0,38						
Sps	0,36	0,38	0,38	0,37	0,35	0,35	0,30	0,33	0,34	0,33	0,34	0,35	0,35	0,37	0,38						
Prp	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,16	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11	0,12	0,11						
Grs	0,13	0,12	0,12	0,12	0,14	0,16	0,12	0,11	0,11	0,14	0,14	0,16	0,15	0,11	0,12						
Adr	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00						
Uv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Shm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01						

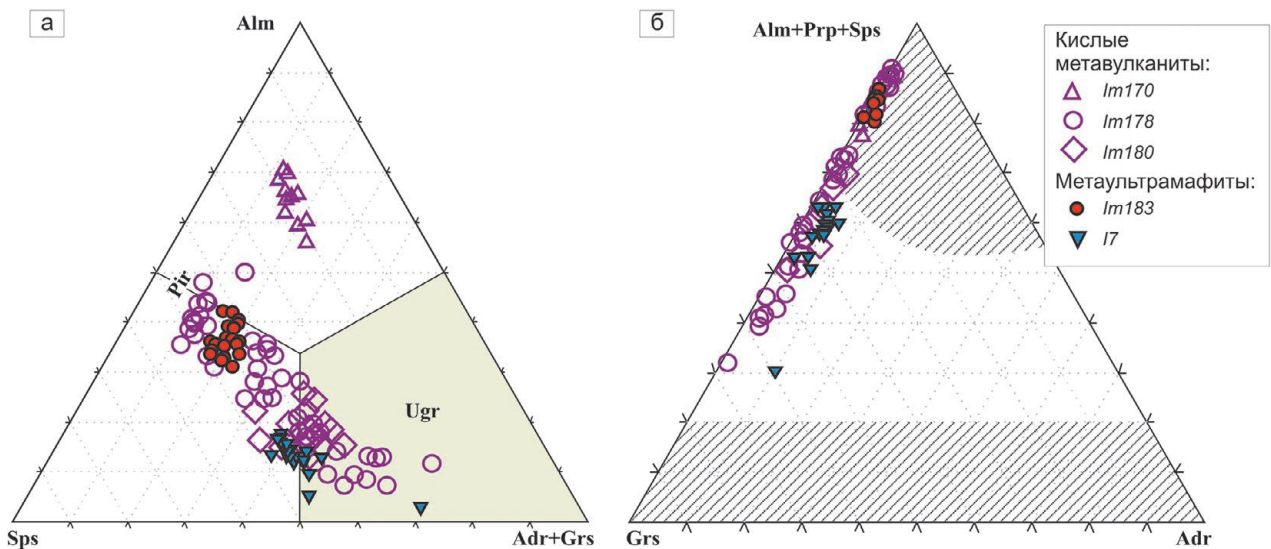


Рис. 4. Компонентный (минальный) состав проанализированных гранатов из пород ЦБЗК Бунделкхандского кратона: а – в координатах спессартин (Sps) – альмандин (Alm) – андрадит+гроссуляра (Adr+Grs), с выделенными полями пиральспитовой (Pir) и унграндитовой (Ung) серий [Grew et al., 2013]; б – в координатах Adr-(Alm+Prp+Sps) – Grs, где показаны поля устойчивости природных гранатов (заштрихованные области) в данных сериях [Berry et al., 1959]

Fig. 4. Component (minal) composition of the analyzed garnet from the rocks the Central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand Craton: a – in the coordinates spessartine (Sps) – almandine (Alm) – andradite+grossular (Adr+Grs), with selected fields of the pyralspite (Pir) and ungrandite (Ung) series [Grew et al., 2013]; b – in the coordinates Adr-(Alm+Prp+Sps) – Grs, where the stability fields of natural garnets (shaded areas) in these series are shown [Berry et al., 1959]

теризующимися резким изменением состава и границами зон, согласными с границей граната с внутрифутлярным матриксом. Складывается впечатление, что гранат рос от периферии к центру. Однако на распределение химических компонентов (по профилю) тип зональности никак не сказывается – общая зональность симметрична (см. рис. 5).

В изученных гранатах наблюдается тенденция к смене характера соотношений главных компонентов в различных зонах зерен. В центральных, наиболее высокотемпературных зонах при низких концентрациях и незначительных колебаниях CaO отмечается обратная корреляция количеств пиропового и альмандинового миналов, имеющих регрессивную направленность (падение MgO и увеличение FeO). Спессартин здесь ведет себя закономерно. В промежуточных и особенно краевых зонах при резком увеличении содержания гроссулярового минала и MgO, и FeO, и порой MnO имеют прямую корреляцию друг с другом и содержания их падают, компенсируя увеличение CaO.

На BSE-изображениях отчетливо выделяются три зоны (рис. 7) с четкими границами. На профилях концентрационного распределения компонентов эти границы более широкие, нежели на снимках, за счет влияния диффузионных про-

цессов, не отображающихся на снимках. На границах зон нередко наблюдаются более темные области – «межзонные аномалии» (рис. 7, а), характеризующиеся более высоким содержанием гроссулярового минала и более низким – альмандинового относительно содержания этих компонентов во вмещающей их зоне.

Те же три зоны можно наблюдать не только в целом по гранату, но и на участках с дефектами зерна в его периферийной корродированной части (рис. 7, б). Такая зональность, по сути, может интерпретироваться как гигантский двойной стрингер – залеченная поздними генерациями граната трещина.

Наибольшее количество стрингеров рассекает центральные части зерна, но некоторые из них трассируются в промежуточные зоны (см. рис. 6). В каймах стрингеры пропадают или не видны, поскольку компонентный состав граната центральной части стрингеров аналогичен составу граната промежуточных или краевых зон. Профильное распределение компонентов в данных образованиях аналогично распределению компонентов по зонам (рис. 8). Эти наблюдения свидетельствуют, что формирование стрингеров протекало на относительно ранних стадиях бластеза, одновременно с ростом граната, и носило регрессивную направленность.

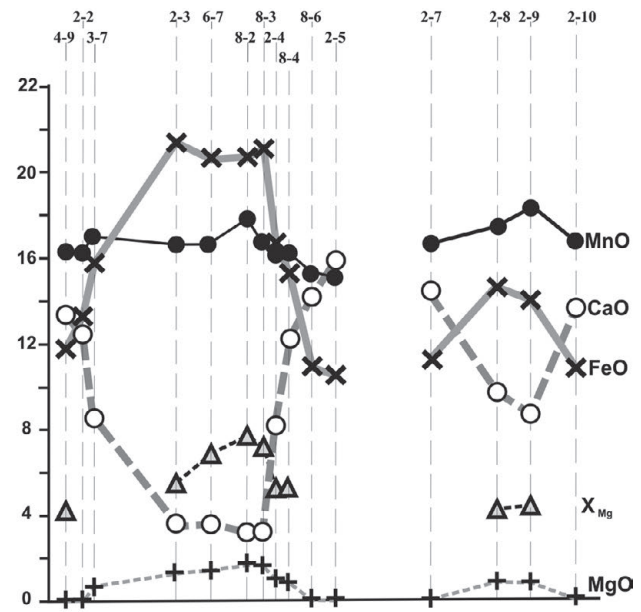
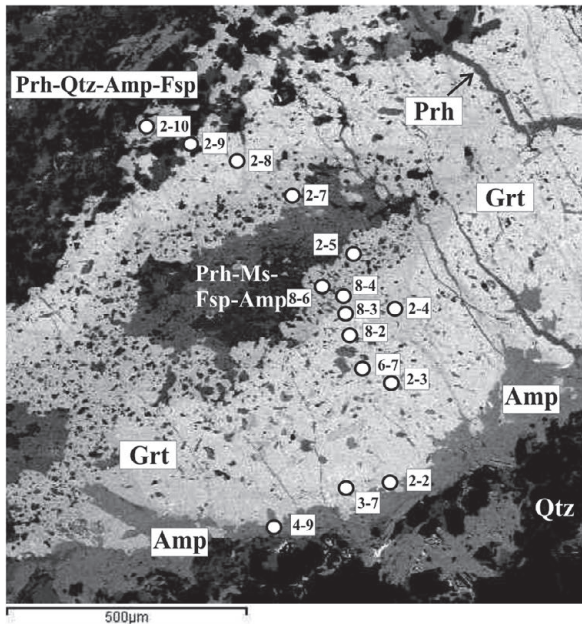


Рис. 5. Микрофото (в отраженных электронах) крупного футляровидного зерна граната (обр. IM178) с точками микрозондового анализа и профилями изменения главных показателей химического состава (химические анализы нормированы к 100 %)

Fig. 5. A microphoto (in reflected electrons) of a large boxy garnet grain (sample IM178) with microprobe analysis points and profiles of changes in the main indicators of chemical composition (the chemical analyzes are normalized to 100 %)

По характеру кривых концентрационного распределения компонентов на профилях через стрингеры, контакты зон или включений граната в гранате, зная температуру метаморфизма на данной стадии и коэффициенты диффузии компонентов, можно рассчитать продолжительность (хронометрию) метаморфического процесса [Перчук, 2003]. В случае с рассматриваемыми процессами эта задача не представляется актуальной, но судя по «сглаженности» профилей содержаний компонентов, можно заключить, что гранаты длительное время после формирования стрингеров подвергались термальному воздействию.

Характерная черта всех изученных зерен гранатов – наличие большого количества включений различных минералов (рис. 9), в том числе включений, выполненных кальциевым гранатом и даже пумпеллиитом, температурная область устойчивости которого ниже устойчивости пиральспитового граната, где он зафиксирован. Минеральный состав включений подчиняется зональности (рис. 9, а). В большинстве проанализированных гранатовых зерен, в которых присутствует зональность, центральные зоны содержат включения хлорита, эпидота, апатита и граната гроссулярового ряда. Краевые зоны зерен содержат преимущественно калийшпат, кварц, иногда актинолит. Промежуточные зоны относительно маломощные, количество вклю-

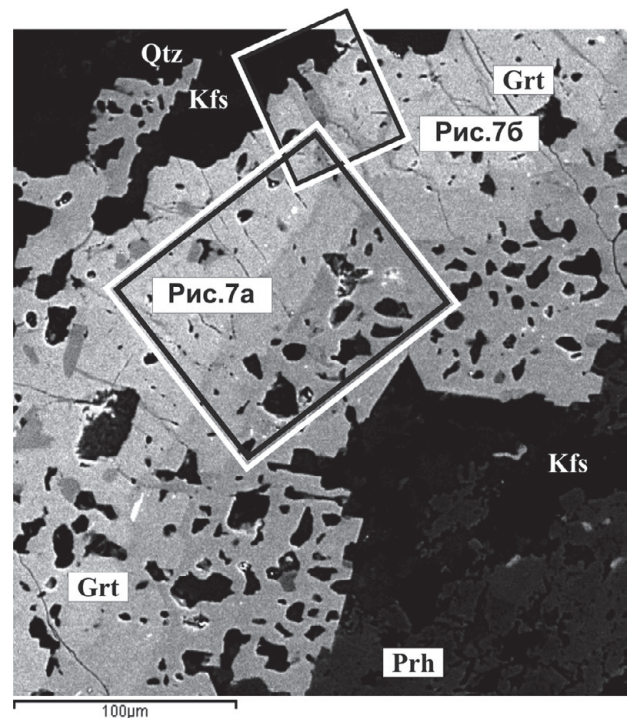


Рис. 6. Микрофото (в отраженных электронах) фрагмента зерна граната с ростовым (к юго-востоку) и диффузионным (к северо-западу) типами зональности. Прямоугольниками отмечены участки более детальной съемки (см. рис. 7)

Fig. 6. A microphoto (in reflected electrons) of a fragment of a garnet grain with growth (to the south-east) and diffusion (to the north-west) types of zoning. Rectangles indicate the areas of more detailed shooting (see Fig. 7)

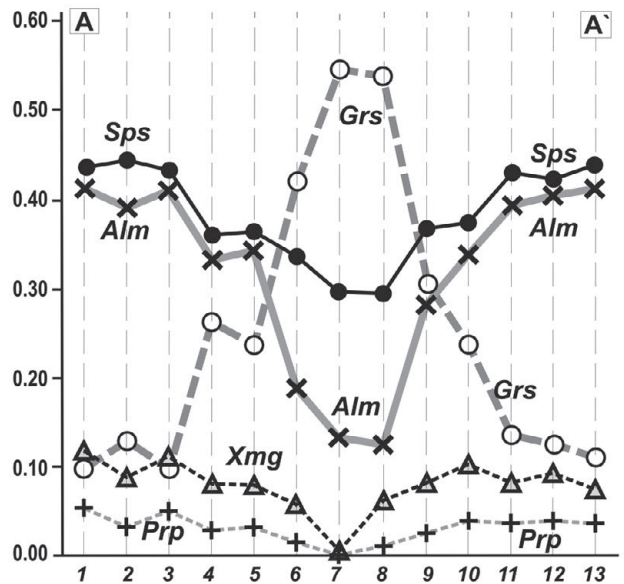
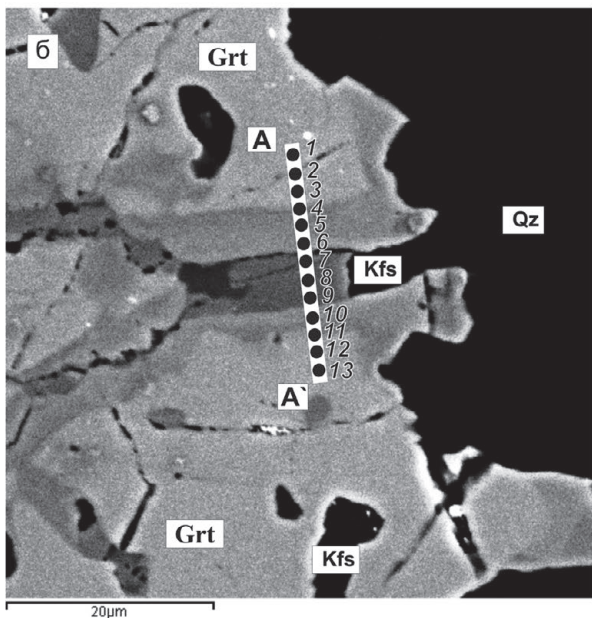
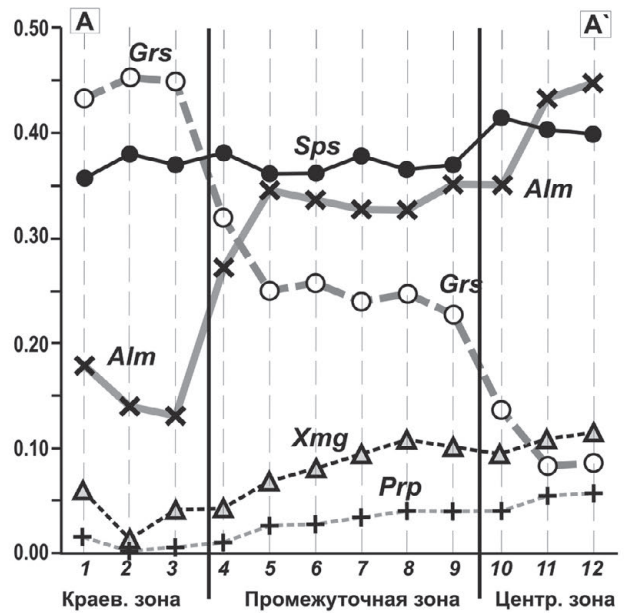
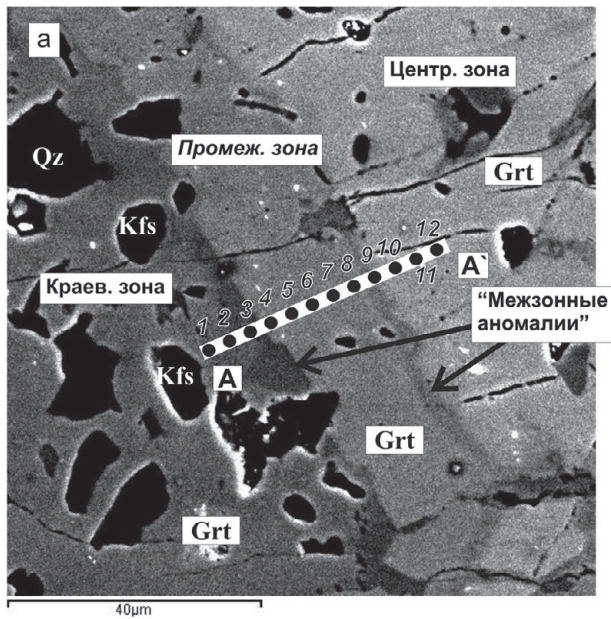


Рис. 7. Микрофото (в отраженных электронах) фрагментов зерен граната и профили концентрационного распределения главных показателей состава: а – с ростовой зональностью и «межзонными аномалиями»; б – со стрингероподобной зональностью на периферийном участке зерна

Fig. 7. Microphotos (in reflected electrons) of garnet grains fragments and concentration distribution profiles of the main composition indicators: а – with growth zoning and “interseasonal anomalies”; б – with stringer-like zoning in the peripheral area of a grain

чений в них заметно меньше и в проанализированных точках они представлены кварцем и хлоритом. Интересно, что наиболее кальциевые гранаты отмечены именно во включениях, а не в каймах, которые часто корродированы.

Обсуждение результатов

Во многих изученных зернах граната метавулканитов ЦБЗК зафиксирована четкая ди-

скретная зональность, выраженная главным образом в падении содержания FeO и увеличении содержания CaO от центра к краю зерен. Зоны контрастны и имеют четкие границы с резкими перепадами содержания этих компонентов, что свидетельствует о резкой смене режима эпигенетических процессов. Зональность подчеркивается минеральным составом включений, подчиняющихся закономерностям кристаллизации парагенезисов, соответствующим

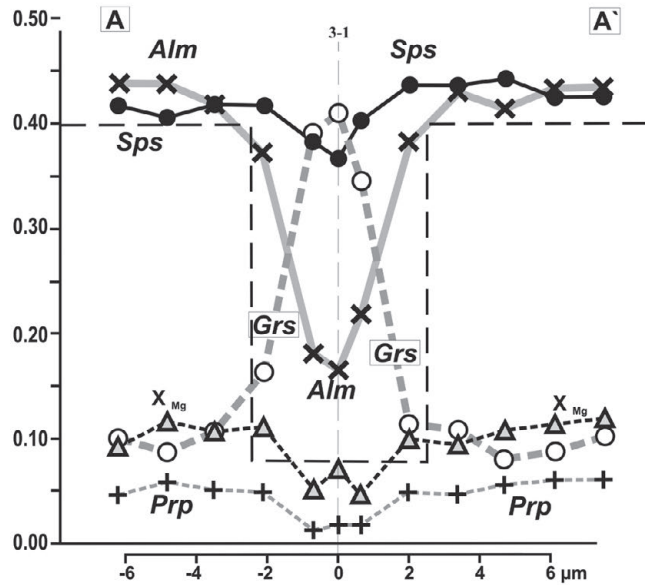
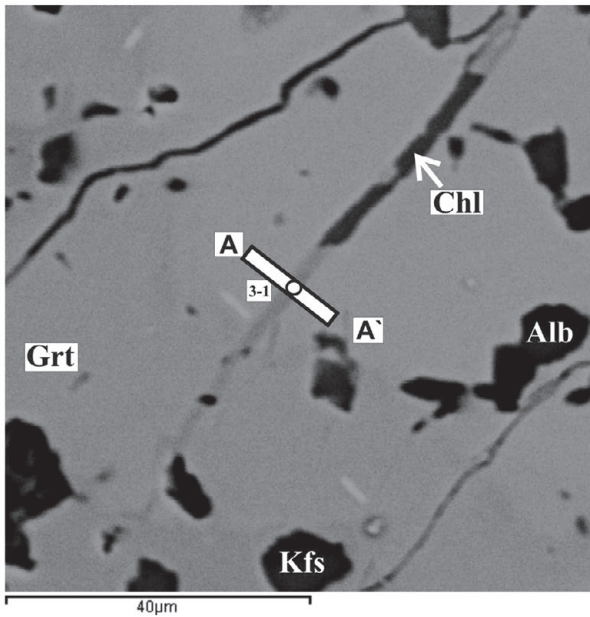


Рис. 8. Микрофото (в отраженных электронах) участка зерна граната со стрингерами и сканированный микрозондовый профиль через один из них, отражающий резкий градиент содержаний главных компонентов (т. 3-1 взята отдельно от сканированного профиля в центре стрингера). Прерывистой линией показана ось стрингера, а ломаной пунктирной линией – профиль первичной трещины

Fig. 8. A microphoto (in reflected electrons) of a garnet grain section with stringers and a scanned microprobe profile through one of them, reflecting a sharp gradient in the contents of the main components (t. 3-1 is taken separately from the scanned profile in the center of the stringer). The dashed line shows the axis of the stringer, and the broken dashed line shows the profile of the primary crack

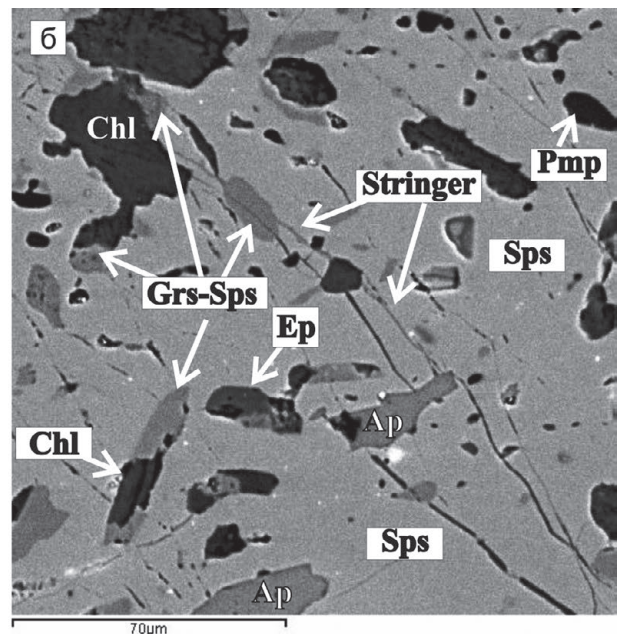
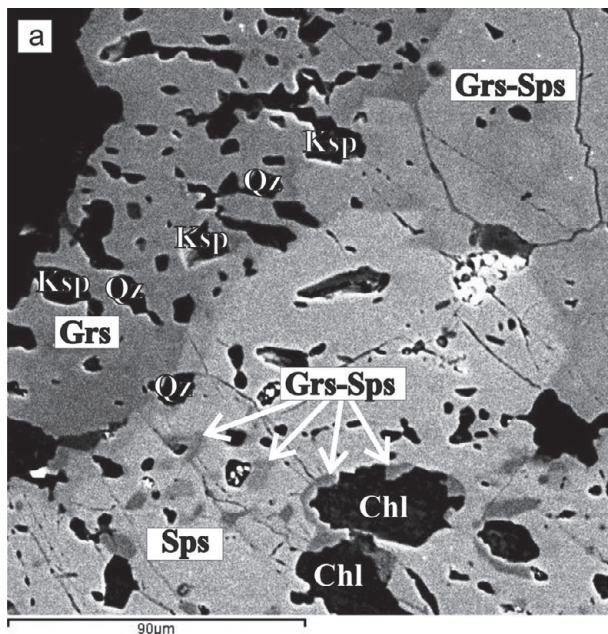


Рис. 9. Микрофото (в отраженных электронах) фрагментов зерен граната: а – иллюстрирующих изменение минерального состава включений в разных зонах, б – процессы псевдоморфного замещения включений хлорита и эпидота более поздними фазами

Fig. 9. Microphotos (in reflected electrons) of garnet grains fragments: а – illustrating the change in the mineral composition of inclusions in different zones, б – processes of pseudomorphic replacement of chlorite and epidote inclusions by later phases

щих термодинамическим параметрам, при которых эти зоны формировались. По количеству зон (З) можно судить по крайней мере о двух изменениях параметров наложенных преобразований. Центральные зоны гранатов (в зернах, где они есть и по составу отвечают соответствующим критериям) формировались в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, с регрессивной внутризонной последовательностью изменений химического состава (падение пироповой составляющей и увеличение содержания альмандина к краевой части зоны). Промежуточные зоны могут быть сопоставлены с метасоматическими изменениями и, возможно, пропилитизацией. Краевые зоны интерпретируются как участки, связанные с кристаллизацией либо в рамках условий формирования пропилитов, либо в рамках пренит-пумпеллитовой фации. В пользу последнего предположения свидетельствует тот факт, что гранаты краевых зон равновесны с пренитом и пумпеллитом.

Идеализированная модель граната ЦБЗК с наблюдаемыми в нем неоднородностями и явлениями показана на рис. 10.

Включенияgrossулярового граната и стрингеры морфологически очень схожи с аналогичными образованиями в изученных А. Л. Перчуком гранатах из эклогитов района Фаро ком-

плекса Юкон-Танана, Канада [Perchuk et al., 1999; Перчук, 2003]. И хотя их минеральный состав и тип зональности (прогрессивный) несколько иные, микронзондовые профили через включения отражают ту же обратную зависимость содержания пиральспитовых компонентов и кальция, что и в представленных профилях гранатов из ЦБЗК. Включенияgrossуляровых гранатов А. Л. Перчуком трактуются как реликтовые, сформировавшиеся в процессе более раннего метаморфического события, поскольку по химическому составу заметно отличаются от состава граната-хозяина и не имеют ничего общего с распределением компонентов в стрингерах или в каймах.

В гранатах ЦБЗК составgrossуляровых включений, напротив, очень близок к составу краевых зон зерен и центральных частей стрингеров. Это указывает на то, что данные включения никак не могут быть реликтовыми, поскольку по химическому составу соотносятся с наиболее поздними фазами кристаллизации и часто напрямую соединены со стрингерами. На рис. 9, б отчетливо видно, что поздниеgrossуляровые выделения по своей сути являются не включениями, а продуктами псевдоморфного замещения настоящих включений, в данном случае – хлорита и эпидота, изначально кристаллизующаясь по их периферии. Такая

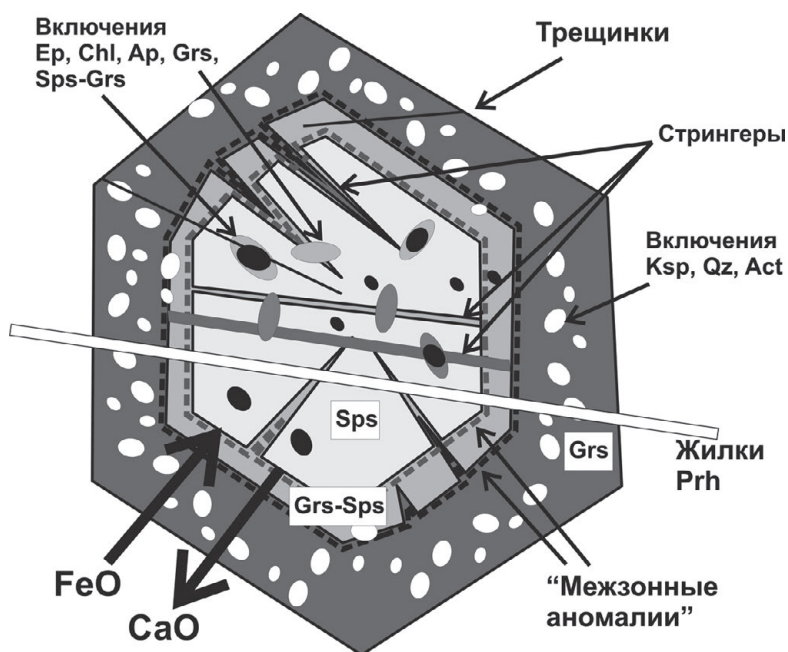


Рис. 10. Идеализированная схема зерна граната с характерными чертами зональности, развития включений и стрингеров, трещин, жилок и «межзонных аномалий»

Fig. 10. An idealized garnet grain pattern with characteristic features of zoning, the development of inclusions and stringers, cracks, veins, and “interseasonal anomalies”

же ситуация наблюдается и в стрингерах (см. рис. 8), где сохраняются реликтовые участки, сложенные хлоритом, замещаемым гроссуляровым гранатом. Следует обратить внимание и на присутствие в качестве «включений» пумпеллиита, температурная область устойчивости которого, при закономерной регрессивной смене парагенезисов, ниже границы устойчивости вмещающего его альмандин-спессартинового граната. Наиболее логичное объяснение этому – псевдоморфная кристаллизация пумпеллиита внутри гранатового зерна.

Таким образом, данные гранаты в физико-химическом аспекте не являются закрытой системой и во внутренних частях зерен могли протекать процессы перекристаллизации не только кальциевого граната, но и других минералов. Микротрещины и стрингеры способствовали этому процессу и служили каналами фильтрации флюида и привноса-выноса компонентов.

Условия «открытой физико-химической системы» граната объясняют формирование так называемых межзонных аномалий. При наблюдаемой резкой смене параметров метаморфогенно-метасоматических процессов на границе зон и вероятной временной паузе бластеза при этой смене границы зон граната можно рассматривать как границы зерен разных минералов, например, граната и амфибола. В этих зонах какое-то время существуют межзерновые (межзонные) каналы, по которым просачиваются флюиды и приводят к закономерным изменениям состава – увеличению кальциевости граната, падению железистости и, как результат, образованию таких «аномалий».

Заключение

Гранаты метавулканитов Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса обладают уникальными особенностями химического состава и отвечают альмандин-спессартин-гроссуляровому ряду, характеризуются контрастной, сложной зональностью. Они формировались в условиях длительной эволюции, под воздействием дискретно проявленных метаморфических и метасоматических процессов, устойчивы в пределах от амфиболитовой до пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма и пропилитовой фации метасоматоза.

Обратная зависимость содержания железа и кальция в рассматриваемых гранатах делает контрастными его изображения в отраженных электронах, что позволяет лучше понять общие закономерности внутреннего строения, ростовой или диффузионной зональности, внутрен-

ней неоднородности состава, формы и особенностей развития стрингеров и т. д.

В изученных гранатах выявлено по крайней мере две генерации стрингеров и большое количество «включений» гроссуляра в альмандин-спессартине и в спессартин-гроссуляре, которые не были бы видны при других составах.

Зерна граната не всегда являются закрытой системой. В некоторых случаях наблюдаются процессы перекристаллизации и замещения включений внутри зерен граната более поздними минералами, замещения в минерализованных трещинках, формирование «межзонных аномалий» и кристаллизация граната с химическим составом, соответствующим более поздним генерациям.

Автор выражает искреннюю благодарность А. И. Слабунову за предоставленную возможность проведения работ на столь интересных объектах в столь экзотических местах, ценные советы и замечания в процессе работы и подготовки статьи; Сумиту Мишра и Виноду Сингху за прекрасный прием, познавательное общение, транспортное и геологическое сопровождение полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-55-45005 ИНД-а), является вкладом в выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН, проект А18-118020290085-4).

Литература

- Метасоматизм и метасоматические породы / Ред. В. А. Жариков, В. Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.*
- Перчук А. Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 333 с.*
- Перчук А. Л., Варламов Д. В. Новый тип проградной гетерогенности граната (на примере эклогитов Большого Кавказа) // Геохимия. 1995. № 9. С. 1296–1310.*
- Русинов В. А. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.*
- Сибелев О. С., Слабунов А. И., Мишра С., Сингх В. Метаморфизм Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса Бунделкхандского кратона Индийского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 512–516. doi: 10.31241/fns.2019.16.104*
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 219 с.*
- Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological application // Can. Mineral. 1991. Vol. 29, no. 4. P. 833–855.*

Berry L. G., Mason B., Dietrich R. V. Mineralogy. San Francisco: W. H. Freeman, 1959. 630 p.

Blundy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104, no. 2. P. 208–224.

Donna L. W., Bernard W. E. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. Vol. 95. P. 185–187.

Fonarev V. I., Graphchikov A. A., Konilov A. N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Int. Geol. Rev. 1991. Vol. 33, no. 8. P. 743–783.

Grew E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup // Amer. Mineral. 2013. Vol. 98. P. 785–811.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U-Pb zircon – monazite ages, Lu-Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids // Precambrian Res. 2016. Vol. 281. P. 384–413.

Malviya V. P., Arina M., Pati J. K., Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur arc: subduction related volcanism in the Archaean Bundelkhand craton, Central India // J. Mineral. Petrol. Sci. 2006. Vol. 101. P. 199–219.

Nasipuri P., Saha L., Hangqiang X., Pati J. K., Satyanaryanan M., Sarkar S., Bhandari A., Gaur Y. Paleoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, North Central India // Earth's Oldest Rocks. 2019. Ch. 31. P. 793–817.

Pati J. K., Patel S. C., Pruseth K. L., Malviya V. P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, Central India and their implications // J. Earth Syst. Sci. 2007. Vol. 116. P. 497–510.

Perchuk A. L., Phillipot P., Erdmer P., Fialin M. Rates of thermal equilibration at the onset of subduction deduced from diffusion modeling of eclogitic garnet, Yukon-Tanana terrain // Geol. 1999. Vol. 27. P. 531–534.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3, no. 3. P. 231–243.

Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India // Geol. Society of India. 2010. 556 p.

Saha L., Pant N. C., Pati J. K., Upadhyay D., Berndt J., Bhattacharya A., Satyanaryanan M. Neoproterozoic high-pressure margarite – phengitic muscovite – chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite – chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. Vol. 161. P. 511–530.

Schmidt M. W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach // EOS, Trans., American Geophysical Union. AGU. Fall Meeting, 1991. Vol. 72, no. 44. Suppl. P. 547.

Singh P. K., Verma S. K., Moreno J. A., Singh V. K., Malviya P. K., Oliveira E. P., Mishra S., Arima M. Geochemistry and Sm-Nd isotope systematics of metabasalts from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton: Implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution // Lithos. 2019. Vol. 330–331. P. 90–107. doi: 10.1016/j.lithos.2019.02.010

Singh S. P. Archaean geology of Bundelkhand craton, Central India: an overview // Gondwana Geol. Magazine. 2012. Spl vol. no. 13. P. 125–140.

Singh S. P., Dwivedi S. B. Garnet – sillimanite – cordierite – quartz-bearing assemblages from early Archaean supracrustal rocks of Bundelkhand Massif, Central India // Curr Sci. 2009. Vol. 97. P. 103–107.

Singh V. K., Slabunov A. The central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand Craton, Central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // Int. Geol. Rev. 2015. Vol. 57. P. 1349–1364.

Singh V. K., Slabunov A. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: Geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // J. Geol. Soc. India. 2016. Vol. 88. P. 339–348.

Slabunov A. I., Singh V. K. Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts // Int. Geol. Rev. 2019a. Vol. 61, iss. 11. doi: 10.1080/00206814.2018.1512906

Slabunov A. I., Singh V. K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton, Indian Shield // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019b. № 16. С. 521–524. doi: 10.31241/FNS.2019.16.106

Slabunov A., Singh V. K., Kumar B., Xiaoli L. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India // Current Sci. 2017. Vol. 112. P. 794–801.

Wells P. R. A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 663–671.

Поступила в редакцию 30.01.2020

References

Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Eds. V. A. Zharkov, V. L. Rusinov. Moscow: Nauchnyi mir, 1998. 492 p.

Perchuk A. L. Petrologiya i mineral'naya khronometriya korovykh eklogitov [Petrology and mineral chronometry of crustal eclogites]: DSc (Dr. of Geol.) thesis. Moscow, 2003. 333 p.

Perchuk A. L., Varlamov D. V. Novyi tip progradnoi geterogenosti granata (na primere eklogitov Bol'shogo Kavkaza) [A new type of prograde garnet heterogeneity (a case study of the Greater Caucasus eclogites)]. Geokhim. [Geochem.]. 1995. No. 9. P. 1296–1310.

Rusinov V. A. Geologicheskie i fiziko-khimicheskie zakonomernosti propilitizatsii [Geological and physico-chemical characteristics of propylitization]. Moscow: Nauka, 1972. 204 p.

Sibelev O. S., Slabunov A. I., Mishra S., Singkh V. Metamorfizm Tsentral'no-Bundelkhandskogo zelenogo Kavkaza) [A new type of prograde garnet heterogeneity (a case study of the Greater Caucasus eclogites)]. Geokhim. [Geochem.]. 1995. No. 9. P. 1296–1310.

Sibelev O. S., Slabunov A. I., Mishra S., Singkh V. Metamorfizm Tsentral'no-Bundelkhandskogo zeleno-

kamennogo kompleksa Bundelkhandskogo kratona Indiiskogo shchita [Metamorphism of the Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand Craton, Indian Shield]. *Trudy Fersmanovskoi nauch. sessii GI KNTs RAN* [Trans. A. Fersman Sci. Session of Geol. Inst. KSC RAS]. 2019. No. 16. P. 512–516. doi: 10.31241/fns.2019.16.104

Sobolev N. V. Parageneticheskie tipy granatov [Paragenetic types of garnets]. Moscow: Nauka, 1964. 219 p.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological application. *Can. Mineral.* 1991. Vol. 29, no. 4. P. 833–855.

Berry L. G., Mason B., Dietrich R. V. Mineralogy. San Francisco: W. H. Freeman, 1959. 630 p.

Blundy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 104, no. 2. P. 208–224.

Donna L. W., Bernard W. E. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* 2010. Vol. 95. P. 185–187.

Fonarev V. I., Graphchikov A. A., Konilov A. N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes. *Int. Geol. Rev.* 1991. Vol. 33, no. 8. P. 743–783.

Grew E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskin I. O., Galuskin E. V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup. *Amer. Mineral.* 2013. Vol. 98. P. 785–811.

Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U-Pb zircon – monazite ages, Lu-Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids. *Precambrian Res.* 2016. Vol. 281. P. 384–413.

Malviya V. P., Arina M., Pati J. K., Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur arc: subduction related volcanism in the Archaean Bundelkhand craton, Central India. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2006. Vol. 101. P. 199–219.

Nasipuri P., Saha L., Hangqiang X., Pati J. K., Satyanaryanan M., Sarkar S., Bhandari A., Gaur Y. Paleoaerchaeen crustal evolution of the Bundelkhand Craton, North Central India. *Earth's Oldest Rocks.* 2019. Ch. 31. P. 793–817.

Pati J. K., Patel S. C., Pruseth K. L., Malviya V. P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, Central India and their implications. *J. Earth Syst. Sci.* 2007. Vol. 116. P. 497–510.

Perchuk A. L., Phillipot P., Erdmer P., Fialin M. Rates of thermal equilibration at the onset of subduction deduced from diffusion modeling of eclogitic garnet, Yukon-Tanana terrain. *Geol.* 1999. 27. P. 531–534.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3, no. 3. P. 231–243.

Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India. *Geol. Society of India.* 2010. 556 p.

Saha L., Pant N. C., Pati J. K., Upadhyay D., Berndt J., Bhattacharya A., Satyanaryanan M. Neoaerchaeen high-pressure margarite – phengitic muscovite – chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite – chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. Vol. 161. P. 511–530.

Schmidt M. W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach. *EOS, Trans., American Geophysical Union.* AGU. Fall Meeting. 1991. Vol. 72, no. 44. Suppl. P. 547.

Singh P. K., Verma S. K., Moreno J. A., Singh V. K., Malviya P. K., Oliveira E. P., Mishra S., Arima M. Geochemistry and Sm-Nd isotope systematics of metabasalts from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton: Implications for tectonic setting and Paleoaerchaeen mantle evolution. *Lithos.* 2019. Vol. 330–331. P. 90–107. doi: 10.1016/j.lithos.2019.02.010

Singh S. P. Archaean geology of Bundelkhand Craton, Central India: an overview. *Gondwana Geol. Magazine.* 2012. Spl vol. no. 13. P. 125–140.

Singh S. P., Dwivedi S. B. Garnet – sillimanite – cordierite – quartz bearing assemblages from early Archaean supracrustal rocks of Bundelkhand Massif, Central India. *Curr. Sci.* 2009. Vol. 97. P. 103–107.

Singh V. K., Slabunov A. The central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand Craton, Central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks. *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1349–1364.

Singh V. K., Slabunov A. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: Geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution. *J. Geol. Soc. India.* 2016. Vol. 88. P. 339–348.

Slabunov A. I., Singh V. K. Meso-Neoaerchaeen crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. *Int. Geol. Rev.* 2019a. Vol. 61, iss. 11. doi: 10.1080/00206814.2018.1512906

Slabunov A., Singh V. K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton Indian Shield. *Trudy Fersmanovskoi nauch. sessii GI KNTs RAN* [Trans. A. Fersman Sci. Session of Geol. Inst. KSC RAS]. 2019b. No. 16. P. 521–524. doi: 10.31241/FNS.2019.16.106

Slabunov A., Singh V. K., Kumar B., Xiaoli L. Paleoaerchaeen zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India. *Current Sci.* 2017. Vol. 112. P. 794–801.

Wells P. R. A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. *J. Geol. Soc. London.* 1979. Vol. 136. P. 663–671.

Received January 30, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Сибелев Олег Станиславович
научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: Sibelev@krc.karelia.ru
тел.: +79215252763

CONTRIBUTOR:

Sibelev, Oleg
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St. 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: Sibelev@krc.karelia.ru
tel.: +79215252763

УДК 502:550.4: [55 + 911]

ГЕОЭКОЛОГИЯ – ЕДИНСТВО НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОГРАФИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЙ

Д. С. Рыбаков

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Обзорно-теоретическая статья посвящена анализу проблем геоэкологии как современной науки геолого-географического цикла. Высказано предположение о возникновении в будущем географии подземного пространства, что будет связано с интенсивным освоением человеком геологического пространства, включающим строительство междугородных и международных подземных транспортных коммуникаций, масштабную подземную урбанизацию, размещение производительных сил под землей, создание и поддержание особо охраняемых и туристско-рекреационных подземных пространств и т. п. Определены границы распространения географической оболочки, кратко рассмотрены и сгруппированы существующие концепции геоэкологии (состояний, изменений и технологий). Особое внимание уделено геохимическим аспектам теоретических основ геоэкологических исследований. Определены главные основания для выделения геолого-географического подхода к геоэкологии, которые включают: распространение границ географической оболочки за пределы поверхности Земли; проникновение жизни во все внешние геосферы, существование глубинной биосферы; проявление на поверхности Земли геодинамических процессов, включая выделение газов и эманаций в зонах активных разломов и трещиноватости земной коры; базовая роль горных пород в ландшафтообразовании (подземные ландшафты, вместилище и источник подземных и грунтовых вод, почво- и рельефообразование); освоение подземного пространства человеком. Также названы два важнейших эколого-геохимических аспекта геолого-географического подхода. Первый из них связан с качественным и количественным химическим (элементным) составом геосфер и компонентов геосистем, второй – с геохимическими процессами, определяющими все разнообразие геохимических связей как внутри каждой отдельной геосистемы, так и между разными геосистемами.

Ключевые слова: геоэкология; геолого-географический подход; геосферы; геосистемы; географическая оболочка; концепции геоэкологии; эколого-геохимические аспекты.

D. S. Rybakov. GEOECOLOGY – UNITY OF GEOLOGICAL AND GEOGRAPHICAL SCIENCES

This article reviews the theory of Geoeology as a modern science in the geological and geographical series. There are propositions that geography of underground spaces will arise in the future due to intensive human use of the geological space, including the construction of intercity and international underground transport connections, large-scale underground urbanization, construction of underground industrial facilities, establishment and maintenance of underground conservation areas and tourism-and-recreation spaces, etc. The boundaries of the geographical shell are defined, the existing concepts

of Geoecology (states, changes, and techniques) are briefly described and grouped. Special focus is on the geochemical aspects of the theoretical foundations of geoecological research. The following main reasons for the selection of the geological-geographical approach to Geoecology were defined: expansion of the geographical shell boundaries beyond the Earth's surface; the penetration of life into all external geospheres, the existence of a deep biosphere; the manifestation of geodynamic processes on the earth's surface, including the release of gases and emanations in zones of active faults and fractures on the Earth's crust; the basic role of rocks in landscape formation (underground landscapes, sink and source of subsurface and underground water, soil and relief formation); utilization of underground spaces by humans. The two most important ecological and geochemical aspects of the geological-geographical approach are named. The first one has to do with the qualitative and quantitative chemical (elemental) composition of geospheres and components of geosystems, and the second one with the geochemical processes that generate the diversity of geochemical relationships both within each individual geosystem, and between different geosystems.

Key words: Geoecology; combined geological-geographical approach; geospheres; geosystems; geographical shell; concepts of Geoecology; ecological and geochemical aspects.

Введение

Базисом любой науки являются ее теоретические положения. Так, одним из основных положений геохимии, отражающих материальное единство всей совокупности геологических и географических объектов, является тезис о повсеместном распространении химических элементов во всех телах и геосферах планеты (закон Кларка – Вернадского).

Химическим элементам свойственна непрерывная миграция (перемещение) во времени и в пространстве [Вернадский, 1994; Янин, 2018 и др.]. При этом, согласно основному геохимическому закону В. М. Гольдшмидта в уточненной формулировке А. И. Перельмана, «геохимия элемента в земной коре определяется как его химическими свойствами, так и величиной кларка». С другой стороны, одни и те же элементы, находящиеся в системе в разных формах (в том числе, например, в различных по устойчивости к выветриванию минералах), при одинаковых параметрах среды миграции обладают разной миграционной способностью [Перельман, 1989].

Каждая наука отличается собственным объектом исследования. Например, объектом исследования геохимии является химический элемент, распространенный и мигрирующий в разных системах [Перельман, 1989], а объектом исследования геологии – горная порода, геологическая формация, земная кора и т. д., то есть сами эти системы.

Для целей геоэкологии, связанных с оценкой химического состояния геосистем и ландшафтно-геохимическим прогнозированием, важнейшими являются положения геохимии, касающиеся миграции химических элементов в различных средах под влиянием природных

и техногенных факторов. Соответственно, привязка эколого-геохимических исследований к определенной части пространства (территории или акватории) обуславливает их географическую направленность.

Между тем геохимия изначально является геологической наукой, возникшей на стыке химии и геологии [Перельман, 1989]. Объект ее исследования – литосфера, активно взаимодействующая с другими земными оболочками [Вернадский, 1994]. Возникновение и развитие «гибридных» (междисциплинарных) наук заставляет распространять понятийный аппарат и методы пограничных наук на вновь создаваемые научные направления. Часть понятий и методов относительно быстро закрепляются в понятийном аппарате и методологии новой науки. Часть вызывают активную дискуссию. Так, применение методов геохимии для целей исследования географической оболочки предполагает поиск дополнительных оснований для объединения геологического и географического подходов к геоэкологии. Однако для такого синтеза необходим предшествующий анализ как сходства, так и различий указанных подходов. Таким образом, появляется шанс превращения дифференциации науки в свою противоположность – интеграцию [Голубчик и др., 1998].

В связи с этим цель настоящего исследования заключается в том, чтобы, используя геохимические аспекты геосферной и геокомплексной (геосистемной) концепций физической географии [Голубчик и др., 1998; Кочуров и др., 2018], проанализировать сходство и различие геологического и географического подходов к геоэкологии.

Положения рассматриваемых концепций тестировались на примере геоэкологических

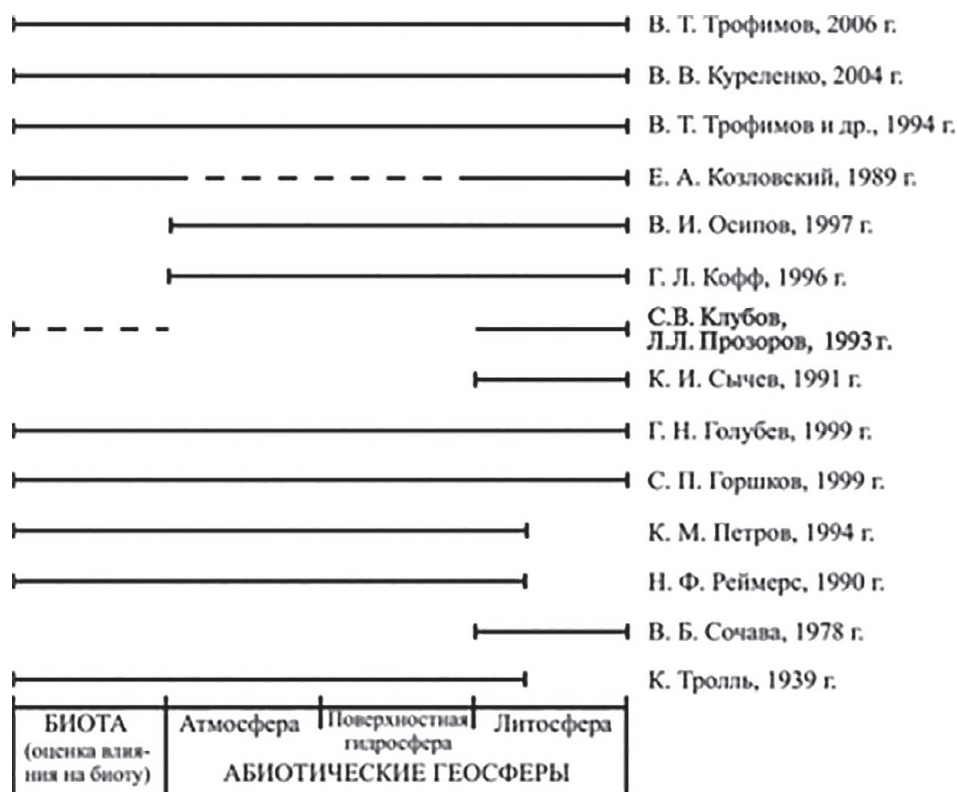


Рис. 1. Соотношение объемов различных абиотических сфер и биоты, которые, по мнению разных авторов, необходимо изучать при проведении геоэкологических исследований [по: Трофимов, 2009]

Fig. 1. The ratio of volumes of various abiotic spheres and biota, which, according to different authors, should be studied when conducting geoecological research [after: Trofimov, 2009]

исследований Юго-Восточной Фенноскандии [Экологические..., 2005; Рыбаков и др., 2013; Рыбаков, 2017], где широко развиты как древние (докембрийские) [Куликов и др., 2017], так и молодые (четвертичные) [Четвертичные..., 1993] комплексы.

Общие вопросы и проблемы становления геоэкологии как современной науки

Большие разночтения, существующие в понимании содержания и структуры геоэкологии, связаны прежде всего с выбором ее основных объектов исследования. Обзор проблем становления этой развивающейся науки с упоминанием многих работ на данную тему сделан В. Т. Трофимовым [2009]. Вслед за ним отметим, что в разные годы (рис. 1) ряд ученых, в том числе В. Б. Сочава, К. И. Сычев, Е. А. Козловский, относили геоэкологию к геологическим наукам, считая приоритетным объектом исследования литосферу, так или иначе связываемую с атмосферой, гидросферой, биосферой и техносферой. Н. Ф. Реймерс и К. М. Петров уменьшили роль литосферы и в качестве

важнейших абиотических сред, взаимодействующих с биотой, как ранее К. Тролль (первым ввел термин «геоэкология»), предложили изучать атмосферу и поверхностную гидросферу.

Подавляющее большинство специалистов (см. рис. 1) рассматривают геоэкологию как междисциплинарную науку, в ряде случаев вводя эту ее отличительную черту в определение. Например, согласно одному из них, «геоэкология – междисциплинарная наука, изучающая экологические функции абиотических сфер Земли, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием природных и техногенных причин в связи с жизнью и деятельностью биоты и, прежде всего, человека» [Трофимов, 2009 и др.].

В своих новых работах сторонники географического подхода [Краснов, Баринаова, 2018] прогнозируют формирование в перспективе единой географии на основе синтеза ряда географических наук прежде всего в силу ее экологизации и гуманитаризации. Другими словами, предполагается создание новой теории общей географии на основе синтеза естественных и гуманитарных наук.

В этом смысле, как представляется, не менее перспективным является развитие таких ответвлений геолого-географических наук, как *география подземного пространства и подземная геоэкология*.

Первое (география подземного пространства) должно оформиться на стыке геологии и географии (в дополнение к геоморфологии, спелеологии, палеогеографии и геоэкологии) как направление, связываемое с предполагаемым интенсивным освоением геологического пространства человеком (междугородные и международные подземные транспортные коммуникации, масштабная подземная урбанизация, размещение производительных сил под землей, создание и поддержание особо охраняемых и туристско-рекреационных подземных пространств и т. п.). Такая дифференциация должна быть учтена при решении проблемы становления единой географии.

Не анализируя подробно в данной статье *теорию географического поля* [Трофимов, Солонуха, 1986; Трофимов и др., 2010], которая в единой географии призвана «объединить все специфические разнокачественные и разноразличные географические взаимодействия» [Теория..., 2018], сделаем отступление и зададимся вопросом – чем и как это поле может быть измерено? Ведь нахождение нужных измерителей, отвечая принципу измеримости Н. Кузанского [Кузнецов, Большаков, 2013], могло бы устранить соответствующие междисциплинарные разрывы и помочь становлению предложенной теории. Очевидно, что широкий набор важнейших частных измерителей для характеристики предметов, явлений, в целом геосистем и «географических полей», заимствованный из интегрированных наук (история, экономика, геодезия, математика, физика, химия, биология и т. д.), не является основополагающим для единой географии. Основными отличительными понятиями единой географии являются территория (пространство), пространственное положение предметов (вещей, объектов). Время при этом должно рассматриваться как показатель, фиксирующий момент смены и длительность событий без обязательной привязки к историческим датам, которая свойственна исторической географии. Каждая территория (часть пространства) в каждый момент времени могла бы быть охарактеризована *напряженностью и потенциалом* географического поля (по аналогии с физическими полями). Хотя наименование второго критерия не слишком удачно. В этом смысле принято говорить о ресурсном, экономическом, экологическом, демографическом, научном и т. д.

потенциале территории, региона и пр. Вместо напряженности географического поля можно оценивать и косвенно измерять *географическую напряженность*, которая на конкретной территории складывается из проявляемых в той или иной степени или практически отсутствующих напряженностей: *экономической, политической, демографической, социальной, экологической, энергетической, продовольственной* и т. д.

Второе из названных выше направлений (подземная геоэкология) развивается в системе экологических наук и комплексе наук о Земле как геоэкология подземного пространства [Потапов, Чернышев, 2013], включающая, в частности, подземную геоэкологию мегаполисов. Последняя изучает «геосферные оболочки Земли как компоненты окружающей среды и происходящие в них изменения под влиянием городского подземного строительства» [Куликова, 2005].

Географический подход к экологически ориентированным исследованиям поддерживал В. Б. Поздеев [2006], указывавший на наличие особенностей у *географической концепции региональной геоэкологии*. Важнейшими аспектами этой концепции являются понимание геоэкологии как интегрального географического научного направления (материнские науки – экология и география), изучающего территориальные аспекты экологических проблем, возникающих в результате взаимодействия населения, хозяйства (экономики) и природы, а также системный подход и собственная методология, которая присуща региональной геоэкологии.

Со своей стороны, при изучении трансформаций экологических систем, происходящих под влиянием климатических изменений и других причин (прежде всего химического загрязнения природного и техногенного происхождения), мы связывали понятие «геоэкологическая модель» (территории) с определением *геоэкологии как комплексной науки, синтезирующей элементы геологии, географии, почвоведения и биологии*. При рассмотрении отдельных компонентов природной среды (в том числе измененной) анализировали объекты, исследуемые указанными частными науками, например, в системах «поверхностные воды – донные осадки – биота» или «атмосфера – почва – биота» [Рыбаков и др., 2013].

Таким образом, несмотря на большое число нерешенных проблем, связанных с развитием единой географии и геоэкологии как ее экологически ориентированного раздела, имеются значительные основания не только для даль-

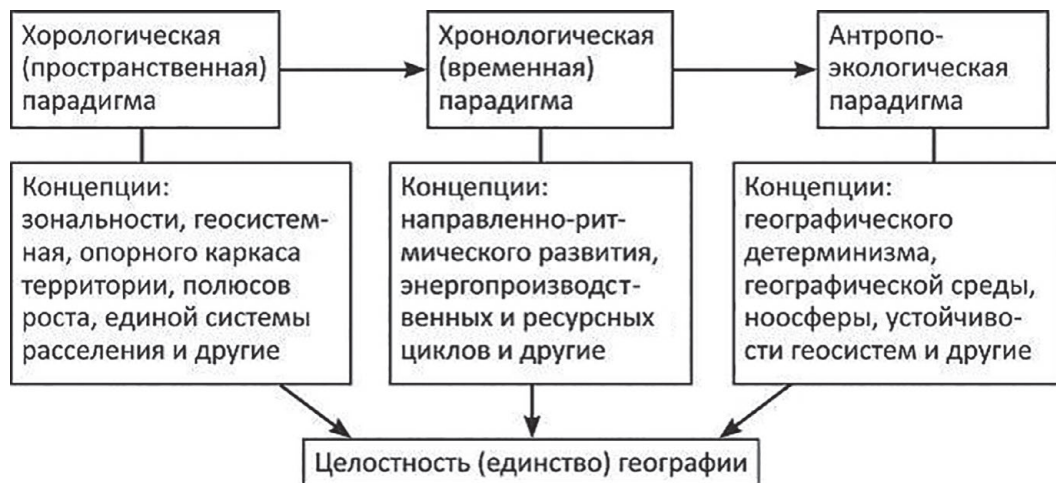


Рис. 2. Концептуальная схема развития географии [по: Кочуров и др., 2018]

Fig. 2. A conceptual scheme of the formation of geography [after: Kochurov et al., 2018]

нейших интегрирующих теоретических и методологических исследований и разработок, но и для практического применения уже полученных знаний для целей устойчивого развития.

Границы географической оболочки и современные концепции геоэкологии

Дискуссионным остается вопрос о распространении границ географической оболочки [Арчиков, Никонорова, 2003; Верзилин, 2005; Дзгоева, 2012; Бондарев, 2017]. Признано, что эти границы постоянно расширяются по мере проникновения человечества в космос и подземное пространство [Кочуров и др., 2018]. На наш взгляд, верхняя граница географической оболочки должна проводиться в пределах околоземного пространства, в которых в настоящее время летают космические станции, искусственные спутники Земли и накоплена масса ставшего космическим мусора. Ступени ракет, отработавшие свой ресурс, и аварийные спутники нередко падают на поверхность Земли и в океан, неполностью сгорая в атмосфере. Нижнюю границу географической оболочки целесообразно проводить по глубинам, достигнутым сверхглубоким бурением, которое помогает изучать [Шеховцова, Верховцева, 2011 и др.] подземную биосферу глубоко от поверхности Земли. Заметим, что, по оценкам ученых, работавших по десятилетней международной программе Deep Carbon Observatory (<https://deercarbon.net/life-deep-earth-totals-15-23-billion-tonnes-carbon>), общий объем подземной (глубинной) биосферы составляет от 2 до 2,3 млрд км³, что почти в два раза превышает объем Мирового океана. Охват научной мыслью всего пространства географической обо-

лочки, научное обоснование безопасной для планеты и ее населения хозяйственной и иной деятельности на определенной части этого пространства представляет собой способ реализации эколого-географического мышления. Данное положение, как нам представляется, является синтезом территориальности и комплексности (по сути системности), объединенных Н. Н. Баранским [1938] в определении географического мышления, и экологического подхода, являющегося продуктом экологического (планетарного) мышления, с помощью которого мы познаем природу как единое целое, принимаем меры для ее сохранения.

Целостность географии как науки во многом определяется ее развитием (рис. 2), значение геоэкологии – ее ориентированностью на живое вещество и среду обитания живых организмов. При этом в соответствии с геоэкологической парадигмой изначально представляется целесообразным выделение трех основных рядов (групп) концепций: геоэкологических ситуаций (условий, обстановок) и состояний геосистем (хорологическая), геоэкологических изменений (хронологическая), геоэкологических (биосферосовместимых, «зеленых», альтернативных и т. п.) технологий и управления риском (природоохранная или экологического императива). Третья группа концепций пока еще остается за пределами нашего рассмотрения. Вместе с тем нужно отметить, что исследования в этой области и их практическое применение крайне важны для целей устойчивого развития, включая снижение экологического риска и риска здоровью человека.

Хорологический и хронологический подходы предполагают изучение состояний и изменений геосистем разного структурного уров-

ня (планетарный, региональный, локальный). Объектом *планетарной (глобальной) геоэкологии* является планета в целом, ее геосферы, крупнейшие геосистемы (океаны, материки) и все протекающие на/в них глобальные процессы. Эти же подходы реализуются на региональном уровне (*региональная геоэкология*), на котором исследуется та или иная территория, отличающаяся от других территорий своим специфическим комплексом природных (геологических, ландшафтных, климатических) и производственно-экономических условий. Для изучения отдельных относительно небольших территорий и местных объектов (промышленные площадки, городские парки, скверы, лесные массивы или болота (урочища), лесные делянки, месторождения полезных ископаемых, сельхозугодья, небольшие водные объекты, поля фильтрации, свалки и полигоны твердых коммунальных отходов и т. д.) выделим *геоэкологию локальных систем*.

В разных близких интерпретациях концепции состояний (хорологические, но в том числе с учетом происходящих геоэкологических изменений) представлены: концепцией экологически дестабилизированной природной среды [Залетаев, 1988, 1989; Геоэкология..., 2015], геоситуационной концепцией [Трофимов, 1988, 2007; Рубцов и др., 2008; Трофимов и др., 2009 и др.], концепцией геоэкологического районирования [Климанова, 2014], концепцией экологически устойчивого развития территорий [Лебедев, 2015] и т. д.

Хронологические концепции предполагают изучение изменений состояния геосистем (территорий) в различных временных диапазонах (миллионно- и тысячелетних, вековых, многолетних, годовых, сезонных, суточных). При этом оцениваются масштабы и скорости изменений, а в рамках соответствующих концепций и теорий создаются прогнозные модели эволюционного (устойчивого, циклического) развития и катастрофических изменений.

Важность палеогеографических и палеоэкологических исследований для понимания современных тенденций преобразования природы неоспорима как при оценке климатических, так и при изучении ландшафтных изменений. Основным механизмом оценки текущих состояний и изменений гео- и экосистем является геоэкологический мониторинг. В нашей стране основополагающие концепции геоэкологического мониторинга предлагались и развивались Ю. А. Израэлем, И. П. Герасимовым [Снытко, Собисевич, 2017], А. Г. Емельяновым [1994].

Другим важным направлением, которое способно стать основой ряда научных концепций

в геоэкологии, является изучение временных рядов. Первичные данные для их построения могут быть получены не только путем постоянных наблюдений за состоянием гео- и экосистем, но и с помощью природных объектов, способных хранить часто непрерывную летопись исторических, эволюционных и катастрофических событий, которые в течение времени происходили и происходят, затрагивая всю планету или конкретные территории (ледяные керны, слои донных отложений водных объектов, годичные кольца деревьев).

Особенности геохимического подхода к исследованию геолого-географических систем и процессов

А. И. Перельман [1989] выделил три аспекта геохимических исследований, согласно которым изучаются: миграция элементов в определенных системах (*геохимия систем*), миграция элементов в определенных процессах (*геохимия процессов*) и поведение элементов в разных процессах и системах (*геохимия элементов*). С точки зрения влияния на биоту, включая человека, важными для геоэкологической оценки и прогнозирования являются геохимические системы и процессы как природного, так и техногенного происхождения.

Анализ исторических и современных тенденций развития геоэкологии, попытка как можно полнее понять мир в целом, познать многообразие протекающих в нем процессов и взаимосвязей, пока еще разрушительный для живой природы характер техногенеза приводят нас к необходимости комплексного подхода к проводимым исследованиям. В этой связи, ввиду различий в масштабах и неодинаковой функциональной направленности природных и техногенных процессов, многообразия соотношений формируемых ими взаимосвязей, для разных территорий могут быть важны в разной степени сочетающиеся геологический (геосферный) и географический (геосистемный) подходы. Это становится особенно понятным при изучении вещественного состава земных оболочек, геосфер или их абиотических и биотических частей (геокомпонентов) и геохимических процессов, протекающих в геосистемах. Действительно, изначально в своих эмпирических исследованиях мы имеем дело с химическим составом тех или иных геокомпонентов и геосфер. На уровне геосистем и ландшафтов говорят не о химическом составе этих структурных элементов географической оболочки, а об их геохимических особенностях, анализируя данные о содержании химических веществ в отдельных геокомпонентах (почво-

образующие породы, почва, донные осадки, поверхностные воды, растительность и т. д.). При этом именно в геосистемах мы видим весь спектр взаимодействий между геосферами, абиотическими и биотическими геокомпонентами, что при изучении миграции химических элементов делает незаменимым ландшафтно-геохимический подход, выступающий в данном случае как часть геолого-географического анализа. Поэтому в целом мы должны говорить о геолого-географическом подходе к проводимым геоэкологическим исследованиям, также отдавая приоритет изучению последствий геоэкологических изменений для биоты, включая человека. В этом смысле «В. М. Шестаков видит естественнонаучное содержание геоэкологии в изучении процессов в природно-технической системе «геосферы – биосфера» при хозяйственной деятельности человека. Геолого-географические подходы, по его мнению, есть главные в геоэкологии» [цит. по: Горшков, 1998].

В этом же контексте особое внимание следует уделить *источникам экологической опасности*, которые, в случае их воздействия на живые организмы, становятся факторами экологического риска. Часть выделяемых нами и другими исследователями [Рыбаков и др., 2013; Рыбаков, 2017] источников, способных формировать экологические риски (природные литогеохимические аномалии, выходящие на поверхность Земли подземные газы и эманации, разномасштабные геологические процессы как природного, так и техногенного происхождения и т. п.), заведомо связана с внутренними слоями Земли. Другая часть (прежде всего выбросы, сбросы, физические поля расположенных на земной поверхности и частично под ней объектов техносферы) связывается как с компонентами геологической среды, в пределах которой находятся техногенные объекты [Аверкина, 1997], так и с географической оболочкой в целом.

Показательно, что различные промышленные центры и отдельные предприятия (объекты техносферы), являясь в той или иной степени центрами притяжения рабочей силы, также могут квалифицироваться и как региональные/локальные центры экологической дестабилизации, если они оказывают вредное воздействие на соответствующие гео- и экосистемы. Региональные и локальные центры дестабилизации, характеризующиеся прежде всего химическим загрязнением природных сред, следует отличать от выделенных ранее глобальных центров дестабилизации биосферы [Арский и др., 1997], отличительной чертой которых являются значительные по площади пространства, занятые техносферой.

Таким образом, геохимический подход предполагает, что в состав геохимической геолого-географической системы (геосистемы) должны последовательно включаться: источники загрязнения (региональные и локальные центры эколого-геохимической дестабилизации) – абиотические компоненты геосистемы (горные породы, почвы, воздух, природные воды) – биота без человека (растения, грибы, животные организмы) – человек, в том числе как организующий и управляющий компонент.

Заключение

Проводимые нами исследования затрагивают в основном состояния природно-техногенных систем, сложившиеся в результате воздействия процессов (комплекса факторов), промежуточных между естественными (эволюционными) и катастрофическими. С позиций эколого-геохимического подхода речь идет о возникновении центров геоэкологической дестабилизации, нарушениях в природных системах естественного круговорота веществ, привнесении в геосистемы химических элементов и их соединений в количествах, ухудшающих нормальный (характерный для биоценозов или социценозов) ход биологических процессов, не приводящих к пониманию последствий таких нарушений как катастрофических. Данный подход опирается на эколого-геохимические основы созданного В. И. Вернадским учения о биосфере [Барабанов, 1985, 1987; Вернадский, 1989, 1994; Яблоков и др., 2015] и, несомненно, вносит существенный вклад в изучение и оценку многих рисков, возникающих на пути предопределенного В. И. Вернадским [2013] перехода биосферы в ноосферу.

Основаниями для выделения автором геолого-географического подхода к геоэкологии являются: распространение границ географической оболочки за пределы поверхности Земли; проникновение жизни во все геосферы, в том числе существование глубинной биосферы; проявление на поверхности Земли геодинамических процессов, включая выделение газов и эманаций в зонах активных разломов и трещиноватости земной коры; базовая роль горных пород в ландшафтообразовании (подземные ландшафты, вместилище и источник подземных и грунтовых вод, почво- и рельефообразование); освоение подземного пространства человеком.

Геолого-географический (геосферно-геосистемный) подход к геоэкологии имеет эколого-геохимическое обоснование, базирующееся на двух аспектах формирования геоэкологиче-

ских обстановок на конкретных территориях. Первый аспект связан с качественным и количественным химическим (элементным) составом геосфер и компонентов геосистем, второй – с геохимическими процессами, определяющими все разнообразие геохимических связей как внутри каждой отдельной геосистемы, так и между разными геосистемами.

Основной проблемой единой географии и геоэкологии, исходя из принципа измеримости, остается отсутствие объединяющих системных измерителей, которые пока заменяются количественными величинами, используемыми интегрированными науками, в том числе геохимией.

Автор признателен чл.-корр. РАН, проф. А. Ф. Титову, д. г.-м. н., проф. Е. Г. Пановой за внимание к настоящей работе и полезные консультации, а также благодарит д. г.-м. н., проф. Е. В. Краснова и д. г. н., проф. С. И. Зотова за конструктивные обсуждения рассматриваемой проблемы.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

Аверкина Т. И. Литотехнические системы как результат взаимодействия природных и технических объектов в приповерхностной части литосферы // Теория и методология экологической геологии / Ред. В. Т. Трофимов. М.: МГУ, 1997. С. 213–230.

Арский Ю. М., Данилов-Данильян В. И., Залиханов М. Ч., Кондратьев К. Я., Котляков В. М., Лосев К. С. Экологические проблемы: Что происходит, кто виноват и что делать? Учеб. пособие / Ред. В. И. Данилов-Данильян. М.: МНЭПУ, 1997. 332 с.

Арчиков Е. И., Никонорова И. В. Пространственные и временные границы географической оболочки // Вестник ЧГУ. 2003. № 2. С. 118–122. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/prostranstvennye-i-vremennye-granitsy-geograficheskoy-obolochki> (дата обращения: 10.01.2020).

Барабанов В. Ф. Геохимия: Учебник для вузов. Л.: Недра, 1985. 423 с.

Барабанов В. Ф. В. И. Вернадский и его учение о биосфере // Геохимические идеи В. И. Вернадского в наши дни: к 100-летию со дня окончания В. И. Вернадским Петербургского университета / Ред. В. Ф. Барабанов. Л.: ЛГУ, 1987. С. 3–28.

Баранский Н. Н. Консультация // География в школе. 1938. № 2. С. 90.

Бондарев В. П. Концепции современного естествознания: Учебник. М.: КноРус, 2017. 520 с.

Верзилин Н. Н. Географическая оболочка: понятие и модель эволюции // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География.

2005. № 3. С. 37–48. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=21100767> (дата обращения: 10.09.2019).

Вернадский В. И. Несколько слов о ноосфере // Ноосферные исследования. 2013. № 1(3). С. 6–17. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=25321143&> (дата обращения: 09.02.2019).

Вернадский В. И. Биосфера и ноосфера. М.: Наука, 1989. 258 с.

Вернадский В. И. Труды по геохимии. М.: Наука, 1994. 496 с.

Геоэкология: Учеб.-метод. пособие / Сост. Г. С. Ажаев. Павлодар: Кереку, 2015. 110 с.

Голубчик М. М., Евдокимов С. П., Максимов Г. Н. История географии: Учеб. пособие. Смоленск: СмолГУ, 1998. 224 с.

Горшков С. П. Концептуальные основы геоэкологии: Учеб. пособие. Смоленск: СмолГУ, 1998. 448 с.

Дзагоева Е. А. Соотношение понятий «ландшафт» и «геосистема» в географическом пространстве и времени // Вестник Томского государственного университета. 2012. С. 182–185. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17716391> (дата обращения: 10.09.2019).

Емельянов А. Г. Комплексный геоэкологический мониторинг: Учеб. пособие. Тверь: ТГУ, 1994. 88 с.

Залетаев В. С. Концепция экологически дестабилизированной среды и ее химико-экологические аспекты // Экологическая химия водной среды. М.: ИХФ АН СССР, 1988. С. 228–240.

Залетаев В. С. Экологически дестабилизированная среда: Экосистемы аридных зон в изменяющемся гидрологическом режиме. М.: Наука, 1989. 148 с.

Климанова О. А. Геоэкологическое районирование Африки и Европейского Средиземноморья: Дис. ... докт. геогр. наук. М., 2014. 326 с.

Кочуров Б. И., Винокурова Н. Ф., Юртаев А., Глебова О., Соткина С., Пухова А. Введение в географию: Учеб. пособие / Ред. Б. И. Кочуров. М.: КноРус, 2018. 186 с.

Краснов Е. В., Баранова Г. М. Современная география на путях к междисциплинарному синтезу // Материалы 4-го Междунар. кругл. стола, посв. памяти д. г. н., проф. Ю. В. Поросенкова / Отв. ред. Н. В. Яковенко. 2018. С. 15–17. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=36589015> (дата обращения: 05.09.2019).

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: Новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo44

Куликова Е. Ю. Подземная геоэкология мегаполисов. М.: МГГУ, 2005. 480 с.

Кузнецов О. Л., Большаков Б. Е. Мировоззрение устойчивого развития: учеб. пособие. М.: РАЕН; Дубна: Ун-т «Дубна», 2013. 221 с.

Лебедев Ю. В. Экологически устойчивое развитие территорий: патриотический взгляд / Отв. ред. В. П. Ануфриев; Урал. гос. горный ун-т. Екатеринбург: УГГУ, 2015. 156 с.

Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Поздеев В. Б. Географическая концепция региональной геоэкологии: Дис. ... докт. геогр. наук. Калининград, 2006. 336 с.

Потапов А. Д., Чернышев С. Н. Геоэкология подземного пространства в ряду экологических наук // Вестник МГСУ. 2013. № 1. С. 159–168. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=18801733> (дата обращения: 02.01.2020).

Рубцов В. А., Трофимов А. М., Солодухо Н. М., Шабалина С. А. Геоситуационная концепция – одно из новых направлений в географии (к итогам Международной научной конференции «Геоситуационный анализ». Казань, 26–29 сентября 2007 г.) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2008. № 6. С. 99–100. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=11634287> (дата обращения: 04.01.2020).

Рыбаков Д. С. Геоэкология Карелии: геохимический подход к проблемам оценки риска. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 313 с.

Рыбаков Д. С., Крутских Н. В., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Слукровский З. И., Кричевцова М. В., Лазарева О. В. Климатические и геохимические аспекты формирования экологических рисков в Республике Карелия / Отв. ред. А. В. Яблоков. СПб.: ЭлекСис, 2013. 130 с.

Снытко В. А., Собисевич А. В. Концепция геоэкологического мониторинга в трудах академика И. П. Герасимова // География: развитие науки и образования. СПб.: РПГУ им. А. И. Герцена, 2017. С. 88–91.

Теория и методология географической науки: учебник для бакалавриата и магистратуры / Ред. С. П. Евдокимов, С. В. Макара, А. М. Носонов. 2-е изд., испр. и доп. М.: Юрайт, 2018. 483 с. URL: <https://www.biblio-online.ru/bcode/414441> (дата обращения: 04.01.2020).

Трофимов А. М. Геоситуационная концепция // Геоситуационный анализ: Междунар. науч. конф. (Казань, 26–29 сентября 2007 г.). Казань: Меддок, 2007. С. 10–20.

Трофимов А. М. Проблемы научного поиска в географии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1988. № 4. С. 98–106.

Трофимов А. М., Рубцов В. А., Ермолаев О. П. Региональный геоэкологический анализ: Учеб. пособие. Казань: Бриг, 2009. 270 с.

Трофимов А. М., Рубцов В. А., Краснов Е. В., Шабалина С. А. О целостности, единстве и целевой установке современной географии // Вестник БФУ им. И. Канта. Сер. Естественные и медицинские науки. 2010. № 1. С. 8–15. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=13214619> (дата обращения: 02.01.2020).

Трофимов А. М., Солодухо Н. М. Вопросы методологии современной географии. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1986. 83 с.

Трофимов В. Т. Парадоксы современной геоэкологии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2009. № 4. С. 3–13. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=13023928> (дата обращения: 04.09.2019).

Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Масштаб 1:1000000. Лист 2 – Восточная часть / Ред. Й. Ниэмеля, И. М. Экман, А. Д. Лукашов. Хельсинки: Карттакекус, 1993.

Шеховцова Н. В., Верховцева Н. В. Железоредактирующие микроорганизмы в сверхглубоких вулканических породах // Вестник ОГУ. 2011. № 12(131). С. 363–365. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17671757> (дата обращения: 09.10.2019).

Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма / Отв. ред. Е. П. Иешко. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 110 с.

Яблоков А. В., Левченко В. Ф., Керженцев А. С. Очерки биосферологии. 1. Выход есть: переход к управляемой эволюции биосферы // Philosophy and Cosmology. 2015. Т. 14, № 1. С. 91–117. URL: https://elibrary.ru/download/elibrary_23068974_15742776.pdf (дата обращения: 06.07.2018).

Янин Е. П. Очерки жизни и деятельности академика В. И. Вернадского. М.: ГЕОХИ РАН, 2018. 179 с.

Поступила в редакцию 17.01.2020

References

Archikov E. I., Nikonorova I. V. Prostranstvennye i vremennye granitsy geograficheskoi obolochki [Spatial and time frames of geographical environment]. *Vestnik ChGU* [Bull. Chuvash Univ.]. 2003. No. 2. P. 118–122. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/prostranstvennye-i-vremennye-granitsy-geograficheskoy-obolochki> (accessed: 10.01.2020).

Arskii Yu. M., Danilov-Danil'yan V. I., Zalikhanov M. Ch., Kondrat'ev K. Ya., Kotlyakov V. M., Losev K. S. Ekologicheskie problemy: Chto proiskhodit, kto vinovat i chto delat'? Ucheb. posobie [Environmental issues: What is happening, who is to blame and what to do? A study guide]. Ed. V. I. Danilov-Danil'yan. Moscow: MNEPU, 1997. 332 p.

Averkina T. I. Litotekhnicheskie sistemy kak rezul'tat vzaimodeistviya prirodykh i tekhnicheskikh ob'ektov v pripoverkhnostnoi chasti litosfery [Lithotechnical systems as a result of natural and technological objects interaction in the near-surface part of the lithosphere].

Teoriya i metodologiya ekol. geologii [Theory and Methodology of Ecol. Geology]. Ed. V. T. Trofimov. Moscow: MGU, 1997. P. 213–230.

Barabanov V. F. *Geokhimiya: Uchebnik dlya vuzov* [Geochemistry: a textbook for university students]. Leningrad: Nedra, 1985. 423 p.

Barabanov V. F. V. I. Vernadskii i ego uchenie o biosfere [V. I. Vernadsky and his theory of biosphere]. *Geokhim. idei V. I. Vernadskogo v nashi dni: k 100-letiyu so dnya okonchaniya V. I. Vernadskim Peterburg. univ.* [Geochem. ideas of V. I. Vernadsky today: to the 100th anniv. of the graduation of V. I. Vernadsky from St. Petersburg Univ.]. Ed. V. F. Barabanov. Leningrad: LGU, 1987. P. 3–28.

Baranskii N. N. Konsul'tatsiya [Consultation]. *Geografiya v shkole* [Geography at school]. 1938. No. 2. P. 90.

Bondarev V. P. Kontseptsii sovremennogo estestvoznaniya: Uchebnik [Conceptions of contemporary

natural science: a textbook]. Moscow: KnoRus, 2017. 520 p.

Chetvertichnye otlozheniya Finlyandii i Severo-Zapada Rossijskoi Federatsii i ikh syr'evye resursy. Masshtab 1:1 000 000. List 2 – Vostochnaya chast' [The Quaternary deposits in Finland and the northwest of the Russian Federation and their raw materials resources. Scale 1:1 000 000. Sh. 2 – Eastern part]. Eds. I. Niemylya, I. M. Ekman, A. D. Lukashov. Khel'sinki: Karttakekus, 1993.

Dzagoeva E. A. Sootnoshenie ponyatii "landshaft" i "geosistema" v geograficheskom prostranstve i vremeni [Value concepts of "landscape" and "geosystem" in geographical space and time]. *Vestnik Tomskogo gos. univ.* [Tomsk St. Univ. J.]. 2012. P. 182–185. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17716391> (accessed: 10.09.2019).

Ekologicheskie problemy osvoeniya mestorozhdeniya Srednyaya Padma [Ecological problems of the Srednyaya Padma deposit development]. Ed. E. P. Ieshko. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. 110 p.

Emel'yanov A. G. Kompleksnyi geoeologicheskiy monitoring: Ucheb. posobie [Complex geoeological monitoring: a study guide]. Tver': TGU, 1994. 88 p.

Geoekologiya: Ucheb.-metod. posobie [Geoecology: a study guide]. Ed. G. S. Azhaev. Pavlodar: Kereku, 2015. 110 p.

Golubchik M. M., Evdokimov S. P., Maksimov G. N. Istoriya geografii: Ucheb. posobie [History of geography: a study guide]. Smolensk: SmolGU, 1998. 224 p.

Gorshkov S. P. Kontseptual'nye osnovy geoekologii: Ucheb. posobie [Conceptual framework of geoecology: a study guide]. Smolensk: SmolGU, 1998. 448 p.

Klimanova O. A. Geoeologicheskoe raionirovanie Afriki i Evropeiskogo Sredizemnomor'ya [Geoecological zoning of Africa and the European Mediterranean region]: DSc (Dr. of Geogr.) thesis. Moscow, 2014. 326 p.

Kochurov B. I., Vinokurova N. F., Yurtaev A., Glebova O., Sotkina S., Pukhova A. Vvedenie v geografiyu: Ucheb. posobie [Introduction to geography: a study guide]. Ed. B. I. Kochurov. Moscow: KnoRus, 2018. 186 p.

Krasnov E. V., Barinova G. M. Sovremennaya geografiya na putyakh k mezhdistsiplinarnomu sintezu [Current geography on its way to the interdisciplinary synthesis]. *Mat. 4-go Mezhdunar. krugl. stola, posv. pamyati d. g. n., prof. Yu. V. Porosenkova* [Proceed. 4th int. panel discussion dedicated to the memory of professor Yu. V. Porosenkov]. Ed. N. V. Yakovenko. 2018. P. 15–17. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=36589015> (accessed: 05.09.2019).

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geologicheskaya karta Yugo-Vostochnoi Fennoskandii masshtaba 1:750 000: Novye podkhody k sostavleniyu [Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000): a new approach to map compilation]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2017. No. 2. P. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Kulikova E. Yu. Podzemnaya geoekologiya megapolisov [Underground ecology of a metropolis]. Moscow: MGGU, 2005. 480 p.

Kuznetsov O. L., Bol'shakov B. E. Mirovozzrenie ustoychivogo razvitiya: Ucheb. posobie [Mindset of sustainable development: a study guide]. Moscow: RAEN; Dubna: Un-t «Dubna», 2013. 221 p.

Lebedev Yu. V. Ekologicheski ustoychivo razvitiye territorii: patrioticheskii vzglyad [Environmentally sustainable development of the territory: a patriotic view]. Ed. V. P. Anufriev; Ural. st. mining univ. Ekaterinburg: UGGU, 2015. 156 p.

Perel'man A. I. Geokhimiya [Geochemistry]. Moscow: Vysshaya shkola, 1989. 528 p.

Potapov A. D., Chernyshev S. N. Geoekologiya podzemnogo prostranstva v ryadu ekologicheskikh nauk [Geo-ecology of the subterranean space within the framework of environmental sciences]. *Vestnik MGSU* [Vestnik MGSU]. 2013. No. 1. P. 159–168. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=18801733> (accessed: 02.01.2020).

Pozdeev V. B. Geograficheskaya kontseptsiya regional'noi geoekologii [Geographical conception of regional geoecology]: DSc (Dr. of Geogr.) thesis. Kaliningrad, 2006. 336 p.

Rubtsov V. A., Trofimov A. M., Solodukho N. M., Shabalina S. A. Geosituatsionnaya kontseptsiya – odno iz novykh napravlenii v geografii (k itogam Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii "Geosituatsionnyi analiz". Kazan', 26–29 sentyabrya 2007 g.) [The geo-situational concept is one of the new directions in geography (to the results of the International scientific conference *Geo-situational analysis*. Kazan, September 26–29, 2007)]. *Izv. RAN. Ser. geogr.* [Proceed. RAS. Geographical Ser.]. 2008. No. 6. P. 99–100. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=11634287> (accessed: 04.01.2020).

Rybakov D. S. Geoekologiya Karelii: geokhimicheskiy podkhod k problemam otsenki riska [Geoecology of Karelia: the geochemical approach to risk assessment]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. 313 p.

Rybakov D. S., Krutskikh N. V., Shelekhova T. S., Lavrova N. B., Slukovskii Z. I., Krichevtsova M. V., Lazareva O. V. Klimaticheskie i geokhimicheskie aspekty formirovaniya ekologicheskikh riskov v Respublike Kareliya [Climatic and geochemical aspects of environmental risks formation in the Republic of Karelia]. Ed. A. V. Yablokov. St. Petersburg: ElekSis, 2013. 130 p.

Shekhovtsova N. V., Verkhovtseva N. V. Zhelezo-redutsiruyushchie mikroorganizmy v sverkhglubokikh vulkanicheskikh porodakh [Iron-reducing microorganisms in super-deep volcanic rocks]. *Vestnik OGU* [Vestnik OSU]. 2011. No. 12(131). P. 363–365. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17671757> (accessed: 09.10.2019).

Snytko V. A., Sobisevich A. V. Kontseptsiya geoekologicheskogo monitoringa v trudakh akademika I. P. Gerasimova [The concept of geoecological monitoring in the works of academician I. P. Gerasimov]. *Geografiya: razvitiye nauki i obrazovaniya* [Geography: development of science and education]. St. Petersburg: RPGU im. A. I. Gertsena, 2017. P. 88–91.

Teoriya i metodologiya geograficheskoi nauki: uchebnik dlya bakalavriata i magistratury [Theory and methodology of geographical science: a textbook for undergraduate and graduate students]. Eds. S. P. Evdokimov, S. V. Makar, A. M. Nosonov. 2nd

ed. rev. and ext. Moscow: Yurait, 2018. 483 p. URL: <https://www.biblio-online.ru/bcode/414441> (accessed: 04.01.2020).

Trofimov A. M. Geosituatsionnaya kontseptsiya [Geo-situational conception]. *Geosituatsionnyi analiz: Mezhdunar. nauch. konf. (Kazan', 26–29 sentyabrya 2007 g.)* [Geo-situational analysis: Int. sci. conf. (Kazan, Sept. 26–29, 2007)]. Kazan': Meddok, 2007. P. 10–20.

Trofimov A. M. Problemy nauchnogo poiska v geografii [Problems of scientific research in geography]. *Izv. AN SSSR. Ser. geogr.* [Proceed. Acad. Sci. USSR. Geographical Ser.]. 1988. No. 4. P. 98–106.

Trofimov A. M., Rubtsov V. A., Ermolaev O. P. Regional'nyi geokologicheskii analiz: Ucheb. posobie [Regional geocological analysis: a study guide]. Kazan': Brig, 2009. 270 p.

Trofimov A. M., Rubtsov V. A., Krasnov E. V., Shabalina S. A. O tselostnosti, edinstve i tselevoi ustanovke sovremennoi geografii [On the integrity, unity, and purpose of modern geography]. *Vestnik BFU im. I. Kanta. Ser. Estestv. i med. nauki* [IKBFU's Vestnik. Nat. and Medical Sci. Ser.]. 2010. No. 1. P. 8–15. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=13214619> (accessed: 02.01.2020).

Trofimov A. M., Solodukho N. M. Voprosy metodologii sovremennoi geografii [Issues of current geography methodology]. Kazan': Izd-vo Kazanskogo un-ta, 1986. 83 p.

Trofimov V. T. Paradoksy sovremennoi geokologii [Paradoxes of current geocology]. *Vestnik Moskovskogo univ. Seriya 4: Geol.* [Moscow Univ. Geol. Bull.]. 2009. No. 4. P. 3–13. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=13023928> (accessed: 04.09.2019).

Vernadskii V. I. Neskol'ko slov o noosfere [A word on the noosphere]. *Noosfernye issledovaniya* [Study of the noosphere]. 2013. No. 1(3). P. 6–17. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=25321143&> (accessed: 09.02.2019).

Vernadskii V. I. Biosfera i noosfera [Biosphere and noosphere]. Moscow: Nauka, 1989. 258 p.

Vernadskii V. I. Trudy po geokhimii [Works on geochemistry]. Moscow: Nauka, 1994. 496 p.

Verzilin N. N. Geograficheskaya obolochka: ponyatie i model' evolyutsii [Geographical environment: concept and model of evolution]. *Vestnik Sankt-Peterburg. univ. Ser. 7. Geologiya. Geografiya* [Vestnik St. Petersburg Univ. Ser. 7. Geology. Geography]. 2005. No. 3. P. 37–48. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=21100767> (accessed: 10.09.2019).

Yablokov A. V., Levchenko V. F., Kerzhentsev A. S. Ocherki biosferologii. 1. Vychod est': perekhod k upravlyaemoi evolyutsii biosfery [Essays of biospherology. 1. There is a solution: go to the directed evolution of the biosphere]. *Philosophy and Cosmology*. 2015. Vol. 14, no. 1. P. 91–117. URL: https://elibrary.ru/download/elibrary_23068974_15742776.pdf (accessed: 06.07.2018).

Yanin E. P. Ocherki zhizni i deyatel'nosti akademika V. I. Vernadskogo [Essays on the life and work of academician V. I. Vernadsky]. Moscow: GEOKhI RAN, 2018. 179 p.

Zaletaev V. S. Ekologicheski destabilizirovannaya sreda: Ekosistemy aridnykh zon v izmenyayushchemsya gidrologicheskom rezhime [Ecologically destabilized environment: Ecosystems of arid zones in a changing hydrological regime]. Moscow: Nauka, 1989. 148 p.

Zaletaev V. S. Kontseptsiya ekologicheskii destabilizirovannoi sredy i ee khimiko-ekologicheskie aspekty [The concept of ecologically destabilized environment and its chemical and environmental aspects]. *Ekol. khimiya vodnoi sredy* [Ecol. chemistry of water environment]. Moscow: IKhF AN SSSR, 1988. P. 228–240.

Received January 17, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Рыбаков Дмитрий Сергеевич

старший научный сотрудник лаб. геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: rybakovd@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Rybakov, Dmitry

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: rybakovd@krc.karelia.ru

УДК 550.4:551.8:552.543 (470.22)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ (НА ПРИМЕРЕ СТРОМАТОЛИТОВЫХ ДОЛОМИТОВ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ)

Н. И. Кондрашова, П. В. Медведев

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия
Петрозаводский государственный университет, Россия*

Рассматривались величины различных геохимических индикаторных отношений ($V/(V+Ni)$, U/Th , Ni/Co , V/Cr), которые широко применяются при палеогеографических реконструкциях и не всегда «дублируются» геологическими данными содержания микроэлементов в строматолитовых доломитах Онежской структуры Карелии. Полученные при их анализе выводы сравнивались с имеющимися геологическими данными, что позволило сделать заключение о правомерности использования тех или иных геохимических индикаторов. Анализировалось также соответствие выводов, получаемых при анализе геохимических особенностей строматолитовых доломитов, с фаціальными критериями, установленными при геолого-литологических исследованиях образований Онежской структуры.

Ключевые слова: Онежская структура; палеопротерозой; ятулийский надгоризонт; строматолитовые доломиты; геохимический маркер; палеогеографические условия осадконакопления.

N. I. Kondrashova, P. V. Medvedev. GEOCHEMICAL MARKERS AS A SUPPORTING TOOL FOR PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS IN THE PALEOPROTEROZOIC (CASE STUDY OF STROMATOLITIC DOLOSTONES FROM THE ONEGO PALEOBASIN)

The article studies the values of different geochemical indicator ratios ($V/(V+Ni)$, U/Th , Ni/Co , V/Cr) and the content of trace elements in stromatolite dolostones from the Onego paleobasin (Karelia). The results of their analysis were compared against available geological data, and conclusions were made about the applicability of one or another geochemical indicator. It was also assessed whether the data obtained from the analysis of geochemical features of the stromatolite dolostones corresponded with facies criteria used in geological and lithological studies.

Key words: Onego paleobasin; Paleoproterozoic; Jatulian group; stromatolitic dolostone; geochemical marker; paleogeographic conditions of sedimentation.

Введение

Доступность определения микроэлементного состава пород, в том числе и карбонатных,

приводит к широкому применению при реконструкции палеогеографической обстановки осадконакопления различных геохимических индикаторов [Холодов, Недумов, 1991; Маслов

и др., 2003; Мизенс, Сапурин, 2013 и др.]. Попытки реконструкции геологической истории развития палеобассейнов с использованием геохимических критериев [Юдович, Кетрис, 2010, 2011], основывающиеся на данных по поведению химических элементов в водах и осадках современных водоемов [Дубинин, 2004; Шатров, Войцеховский, 2010; Лисицын, 2013; Гордеев, Лисицын, 2014], широко распространены в актуальных исследованиях протерозойского седиментогенеза [Melezhik et al., 2007, 2013, 2015; Маслов и др., 2009; Крупенин, Ковалев, 2013 и др.]. Увеличение количества подобных маркеров неизбежно сталкивается с проблемой верификации, а следовательно, с проблемой достоверности выводов, получаемых при использовании исключительно геохимических индикаторов. Цель настоящей работы заключается в рассмотрении и оценке данных, получаемых при использовании различных геохимических маркеров для разреза, хорошо изученного геологическими методами. Для этого были использованы доломиты со строматолитами с разных уровней палеопротерозойского разреза ятулийского надгоризонта Онежской структуры Карелии. Результаты, полученные при анализе геохимических особенностей образцов строматолитов, сравнивались с выводами, полученными на основе данных, установленных при геолого-литологических исследованиях осадочных образований данной структуры [Сацук и др., 1988; Онежская..., 2011]. Анализировались причины их соответствия или несоответствия.

Геологическая характеристика объекта исследования

Согласно современным представлениям [Онежская..., 2011], разрез ятулия Северо-Онежского синклиория подразделяется на две части: нижнюю – существенно терригенную и верхнюю – преимущественно карбонатную по составу (рис. 1).

Проведенными ранее исследованиями в верхнеятулийских разрезах Онежского палеобассейна повсеместно фиксируются литофации растущей мелководно-морской карбонатной платформы [Соколов, 1963; Melezhik et al., 2000, 2013; Ахмедов и др., 2004; Негруца, Негруца, 2007; Онежская..., 2011]. По результатам изучения керна многочисленных буровых скважин отмечаются несколько повторяющихся карбонатно-эвапоритовых циклов, осадки сэбхи и плайевых водоемов, брекчии растворения и обрушения, явления поверхностного и подводного карста. Все это свидетельствует о ча-

стных колебаниях уровня моря, многочисленных эпизодах осушения в окислительных условиях и осадконакоплении в мелком эпиконтинентальном море [Melezhik et al., 2015]. Нижнюю границу ятулия устанавливают по времени начала ломагунди-ятулийского изотопного события, с которым совпадает внедрение даек с возрастом 2206 ± 9 млн лет [Karhu, 1993]. Верхняя соответствует рубежу 2058 ± 2 млн лет [Melezhik et al., 2007]. Несмотря на интенсивные литологические и изотопные исследования карбонатных пород онежского горизонта, в настоящее время имеется только одна датировка времени их формирования. Изотопный Pb-Pb возраст верхнеятулийских доломитов туломозерской свиты составляет 2090 ± 70 млн лет [Овчинникова и др., 2007].

На современном уровне эрозионного среза позднеятулийские карбонатные отложения Онежского палеобассейна документируются в ряде локальных разрезов (рис. 1, б). Общая мощность их достигает примерно 800 метров.

Материалы и методы

Материалом для изучения послужила коллекция образцов строматолитов, отобранная из керна буровых скважин международного проекта FAR-DEEP ICDP (рис. 1, в): скв. 10А (обр. 6236, 6245а) и 11А (обр. 6255, 6258, 6260), пройденных в северо-западном замыкании Северо-Онежского синклиория и вскрывших карбонатный разрез онежского горизонта ятулия (туломозерскую свиту) [Melezhik et al., 2013]. Образец 6236 отобран с глубины 65,58 м (стратиграфический уровень слоев с *Omachtenia kintsiensis* (on_1^d , рис. 1, б) из перекристаллизованных пестроокрашенных доломитов со столбчато-пластовыми строматолитами *Omachtenia* sp. Образец 6245а отобран с глубины 328,61 м (стратиграфический уровень слоев с *Sundosia* (on_1^c , рис. 1, б) из светло-коричневых доломитов с деформированными слоями пластовых строматолитов *Stratiferales* и флазерной слоистостью. Местами присутствуют асимметричные знаки ряби, подчеркнутые темным глинистым материалом. Образец 6255 отобран с глубины 107,49 м (стратиграфический уровень слоев с *Calevia ruokanensis* (on_2^b , рис. 1, б) из бледно-розовых доломитов с красно-коричневыми слоями мелких куполовидных и пластовых строматолитов *Stratiferales* со сгустковой структурой. Образец 6258 отобран с глубины 115,35 м (стратиграфический уровень слоев с *Butinella* (on_2^a , рис. 1, б) из светло-серых параллельно-слоистых доларенитов с министолбчатыми строматолитами *Klimetia* sp. и очевидными осадочными

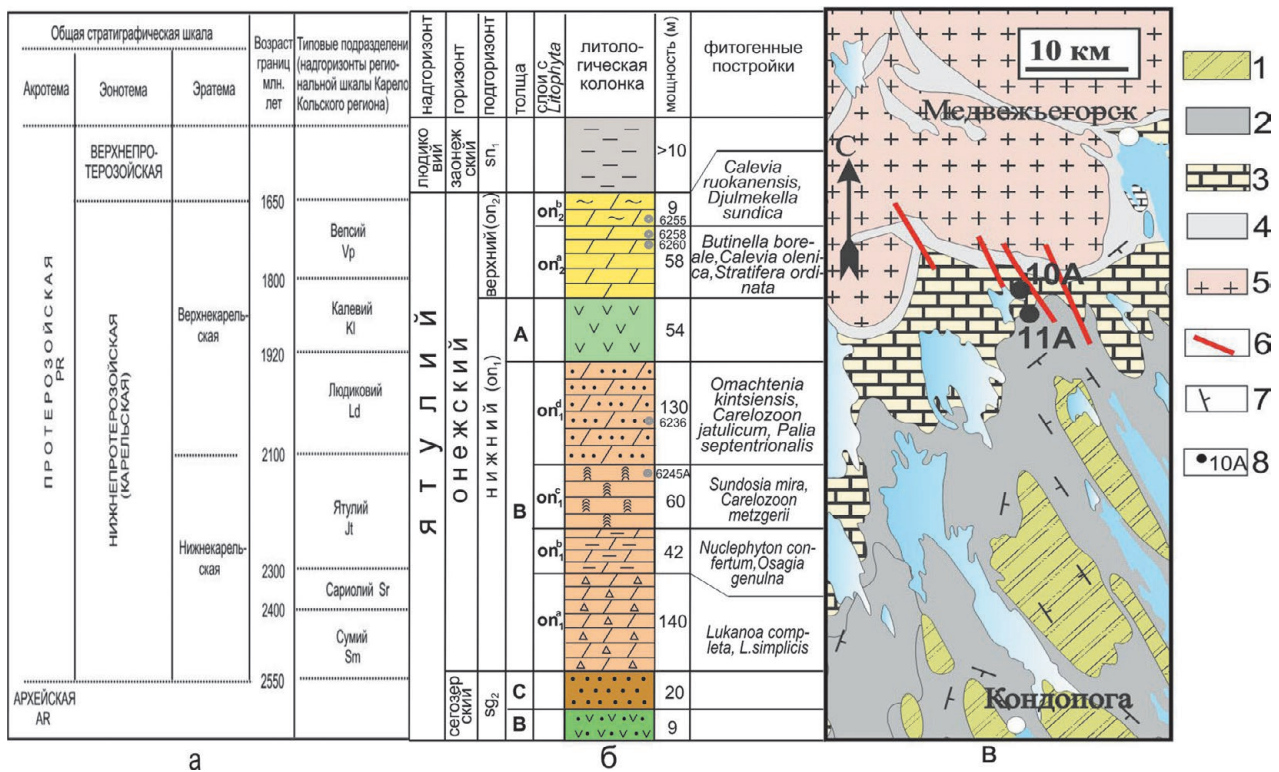


Рис. 1. Стратиграфическое положение изученных образцов доломитов со строматолитами:

фрагмент общей стратиграфической шкалы палеопротерозоя (а); разрез верхнего ятулия западного крыла Северо-Онежского синклиория [Онежская..., 2011, рис. 1.17, с. 53] с номерами проб строматолитов (б); на геологической схеме (в) показано положение скважин проекта FAR-DEEP: 1 – калевийский надгоризонт; 2 – людиковийский надгоризонт; 3, 4 – ятулийский надгоризонт (3 – онежский горизонт; 4 – сегозерский горизонт); 5 – архейский фундамент; 6 – разрывные нарушения; 7 – элементы залегания слоистости; 8 – буровые скважины

Fig. 1. Stratigraphic position of the studied stromatolitic dolomite samples:

a fragment of the all-Russian stratigraphic scale for the Paleoproterozoic (a) and the Upper Jatulian section of the western part of the North Onego Synclinorium [Onezhskaya..., 2011, Fig. 1.17, p. 53] with the numbers of samples (б). Simplified geological map of the Onego Basin with geographical location of the FAR-DEEP drill cores (в): 1 – Kalevian group; 2 – Ludikovian group; 3, 4 – Jatulian group (3 – Oneganian formation; 4 – Segozerian formation); 5 – Archean basement; 6 – faults; 7 – dip and strike; 8 – drill holes



Рис. 2. Строматолиты из керна скважин. Онежская структура, ятулийский надгоризонт палеопротерозоя.

Точками показаны места определения содержания микроэлементов в образце

Fig. 2. Stromatolites from drill cores. The Onego paleobasin, Jatulian group, Paleoproterozoic.

The black spots indicate the locations of the trace elements in the sample

деформациями. Образец 6260 отобран с глубины 127,43 м (стратиграфический уровень слоев с *Butinella* (on₂^a, рис. 1, б) из пестроцветных неяснослоистых доломитов с пластовыми строматолитами *Stratifera ordinata* Mak., 1983.

Макроскопически изученные образцы строматолитов (рис. 2) состоят из отдельных чере-

дующихся слоев светлого и темного цвета. Слои различаются либо размерами кристаллов карбоната, либо количеством примесного материала. Более мелкие кристаллы образуют светлые слои, более крупные кристаллы, формирующиеся при высокой скорости осаждения, слагают темные слои. Темные

слойки содержат также большее количество примесного песчано-глинистого материала. Рассматриваемые карбонатные породы перекристаллизованы в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. В процессе перекристаллизации частично стерты первичные осадочные текстуры и структуры, но все породы сохранили легко идентифицируемую слоистость и тонкие строматолитовые наслоения. Микритовые доломиты встречаются достаточно редко. Большая часть карбонатных микроструктур характеризуются гранулированным, кристаллическим и микроспаритовым доломитом. Поздние карбонатные фазы, заполняющие пустоты, жилы и цементирующие брекчии, представлены спаритовым доломитом.

Основной примесью в доломитах является кремнезем, как химически осажденный, так и в виде кластических зерен кварца. Наиболее чистыми являются доломиты стратиграфического уровня слоев с *Butinella* (он₂^a, рис. 1, б).

В каждом из исследованных образцов в темных и светлых наслоениях строматолитовой постройки лазерной абляцией с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) в ЦКП КарНЦ РАН (аналитик А. С. Парамонов) определялось содержание микроэлементов в г/т (ppm) по известной методике [Светов, Светова, 2013; Светов и др., 2015]. Концентрации химических элементов определялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2. Энергия работы лазера составляла 0,133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота импульсов – 10 Гц. Были получены данные по трем измерениям в каждой точке (рис. 2), что обуславливало увеличение диаметра кратера абляции до 70 мкм при его глубине до 40 мкм. Поэтому для расчетов, приведенных в статье, использованы первые значения, а не среднее по трем измерениям, так как при подобном увеличении кратера абляции замер содержания микроэлементов при повторном определении проводится не в первоначальной точке, что приводит к искажению замеренных показаний. При проведении замеров использовался стандарт NIST 612. Погрешность измерений не превышала 25 % для K, Mg, Ca, Sr, Nb, Zn, Co, V, Cr, As, Ge, Ga в большей части точек образцов. Для таких элементов, как Na, Fe, Ti, Cu, Ba, Zr, Y и особенно U, Th, погрешность измерения в большинстве точек превышала 25 %. Параметры лазерного пробоотбора (длина волны лазера, длительность импульса и т. д.), влияющие на результаты анализа, оставались постоянными для всех точек во всех исследуемых образцах. Поэтому повышение погрешности измерения концентраций отдельных элементов в некоторых точках в одном и том

же образце могло быть связано с различающимися физическими характеристиками образца строматолита в разных точках (кристаллической структурой карбоната или примесного минерала, коэффициентом поглощения и отражения излучения и т. д.), что позволяет использовать полученные данные для качественного анализа. Несмотря на то что возможность получения достоверных результатов методом лазерной абляции для геологических образцов, в том числе и карбонатных, доказана ранее [Laser..., 2008], в дальнейшем необходима постановка методической работы для обоснования надежности использования данных LA-ICP-MS, получаемых в ЦКП КарНЦ РАН для карбонатных пород.

Корректность выводов о фациальных обстановках в бассейне седиментации, базирующихся на исследовании микроэлементного состава строматолитов, проверялась сравнением геохимических данных с результатами, полученными ранее при проведении литолого-фациального анализа осадочных образований. Поэтому выводы, основанные на величинах геохимических показателей, сопоставлялись с геологическими и литологическими данными [Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013]. При их совпадении делалось заключение о возможности использования конкретного геохимического индикатора для рассматриваемого разреза.

Результаты и обсуждение

Вариации содержания петрогенных и микроэлементов в исследуемых образцах по данным LA-ICP-MS приведены в табл. 1 и на рис. 3.

Для сравнения с вышеуказанными данными приведем содержания Fe и Mn, рассчитанные по данным силикатного анализа (табл. 2).

При пересчете содержаний оксидов в содержание элемента в породе получаемые цифры попадают в интервал значений табл. 1 либо оказываются заниженными относительно значений, полученных методом LA-ICP-MS. Причина подобного несовпадения концентраций Fe и Mn в строматолитах, определенных разными методами, требует в дальнейшем своего выяснения, как и дополнительной проверки по другим элементам.

Сравнение содержаний петрогенных оксидов (в мас. %), полученных при пересчете данных LA-ICP-MS, с результатами рентгенофлуоресцентного анализа (данные FAR DEEP) карбонатов с тех же уровней разреза, что и исследуемые образцы, также показывает несовпадение результатов (табл. 3).

По данным микрозондовых определений в исследуемых строматолитах содержания Mg

Таблица 1. Вариации содержания петрогенных (%) и микроэлементов (ppm) в слоях строматолитов

Table 1. Variations in the content of petrogenic (%) and trace elements (ppm) in stromatolite laminae

	6236	6245A	6255	6258	6260	*
Li	0–23,35	1,59–77,76	3,75–78,06	0–24,36	0–4,84	15
Be	0–2,57	0–14,9	0–1,24	0–5,27	0–2,79	0,8
Na (%)	0,06–0,23	0,22–0,73	0,02–0,18	0,22–0,52	0,06–0,14	0,19
Mg (%)	0,01–18,55	4,42–8,09	1,87–11,64	7,50–23,27	3,16–6,92	8,09
K (%)	0,08–0,27	0,17–2,26	0,04–0,73	0,06–0,08	0,07–0,11	0,34
Ca (%)	1,70–47,62	10–26,84	4,74–38,46	41,25–80,88	19,99–39,26	22,62
Sc	15,59–41,16	14,08–48,26	11,52–31,26	28,06–50,07	19,49–52,63	1,8
Ti	0–107,8	0–180,3	54,1–37930	3,07–31,21	10,4–36,41	480
V	11,99–49,43	32,56–57,22	8,81–219,1	28,19–51,21	21,65–58,02	31
Cr	25,87–50,77	32,93–40,71	16,79–1113	25,86–33,95	30,47–40,53	43
Mn	39,42–190,6	57,1–101,8	90,74–525,7	42,02–64,74	51,46–190,2	1300
Fe	10,79–2329	178,3–3499	2075–59670	12,47–286,1	13,39–811,1	15600
Co	6,26–21,28	17,19–28,65	3,63–10,77	11,56–24,16	9,14–22,04	6,9
Ni	19,61–38,03	32,05–48,77	5,54–19,59	20,57–44,21	21,37–31,19	12
Cu	38,98–83,69	39,91–56,76	29,98–295,9	32,82–81,76	42,89–151,7	21
Zn	40,22–101,3	46,48–73,57	54,81–108,3	38,24–43,08	45,87–80,93	59
Ga	18,50–35,68	31,67–51,92	6,56–12,54	25,47–37,03	21,11–33,44	6
Ge	16,03–30,37	20,64–47,68	6,46–13,73	20,54–35,38	17,29–31,53	0,39
As	18,23–36,44	20,99–44,15	9,41–18,01	24,73–43,15	20,7–36,53	4
Rb	1,97–21,62	13,3–111,9	0,84–12,92	4,21–10,28	2,25–5,63	26
Sr	2,96–832,1	41,41–299,9	27,21–189,5	109,5–410,3	27,25–173,1	580
Y	1,38–6,48	4,01–15,23	1,02–66,87	2,99–12,32	2,36–6,21	4
Zr	1,18–29,66	3,97–44,76	1,54–2455	3,78–14,66	1,62–6,90	32
Nb	3,09–11,84	7,18–13,75	0,64–71,78	8,64–18,38	3,3–6,76	1,4
Cd	1,07–22,65	0–16,55	0,43–5,19	5,76–25,03	1,57–15,71	0,6
Sn	0–5,04	0,71–7,08	0,79–6,48	0,90–8,91	0,35–3,12	4,1
Sb	0,15–3,78	0–5,37	0–3,47	0–27,95	0,2–2,59	0,25
Te	0–34,26	0–18,3	0–2,89	0–31,54	0–21,96	не опр. ND
Cs	0–1,87	0,26–2,82	0–0,36	0–1,76	0,08–0,47	2
Ba	1,26–20,98	10,96–228,5	3,66–30,12	0–24,49	1,22–10,96	360
La	0,10–22,93	0,44–4,85	0,24–14,62	0,21–1,86	0,11–2,18	26
Hf	0–0,42	0–2,68	0–71,06	0–1,37	0–0,27	не опр. ND
Ta	0–0,10	0–0,18	0–7,92	0–0,24	0–0	0,3
W	0–0,34	0–0,43	0–3,07	0–0,72	0–0,15	1,7
Pb	0,08–59,08	0–3,88	0,87–24,13	1,26–9,6	0,22–9,31	13
Bi	0–0,18	0–0,21	0–0,64	0–0,48	0–1,26	0,13
Th	0–0,88	0–1,32	0,14–145,5	0–0,86	0–0,26	1,7
U	0–0,24	0–1,39	0,21–31,79	0–4,31	0–0,55	0,7

Примечание. * – среднее содержание химических элементов в карбонатных породах по: [Григорьев, 2009].

Note. * – average content of chemical elements in carbonate rocks after [Grigor'ev, 2009].

падают в интервал 11,06–12,35 %. Содержания Ca изменяются от 20,94 до 21,88 % в доломитах, от 37,06 до 38,65 % в кальцитах, что согласуется со значениями, приведенными в табл. 1. Далее в тексте используются данные LA-ICP-MS.

Строматолиты онежского горизонта нижнего подгоризонта характеризуются колебания-

ми в содержаниях K, Ca, Fe, Ti, Zr, Ba, Cd, U, Th, а также K (обр. 6245 а, on_1^c) и Mg, Sr (обр. 6236, on_1^d) и стабильным распределением остальных элементов (рис. 3).

Строматолиты верхнего подгоризонта онежского горизонта характеризуются колебаниями в содержаниях Na, Fe, Zr, Ba, Y, U, Th, а также Ti (обр. 6260, on_2^a), Sr, Ba, U, Th, Fe, Ti, Mn, и не-

Таблица 2. Содержания Fe и Mn в строматолитах ятулийского надгоризонта Онежской структуры, определенные методом LA-ICP-MS и рассчитанные по данным силикатного анализа

Table 2. Fe and Mn content in stromatolites of the Jatulian group from the Onego paleobasin determined by LA-ICP-MS method and calculated by silicate analysis data

	Fe ₂ O ₃ (мас. %) / Fe ₂ O ₃ (wt. %)	Fe (мас. %) / Fe (wt. %)	Fe (мас. %) / Fe (wt. %)	MnO (мас. %) / MnO (wt. %)	Mn (мас. %) / Mn (wt. %)	Mn (мас. %) / Mn (wt. %)
	силикатный анализ / silicate analysis	рассчитанное содержание элемента / calculated element content	LA-ICP-MS*	силикатный анализ / silicate analysis	рассчитанное содержание элемента / calculated element content	LA-ICP-MS*
6245a	0,47	3287	972,84	0,052	403	75,44
6236	0,92	6435	277,56	0,024	186	100,64
6260	0,2	1399	138,61	0,014	108	100,26
6258	0,3	2098	256,52	0,018	139	67,21
6255	1,34	9372	10443,8	0,051	395	250,26

Примечание. * – среднее значение по всем точкам измерения (рис. 2).

Note. * – average value for all measurement spots (Fig. 2)

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов в строматолитах ятулийского надгоризонта Онежской структуры, рассчитанные по данным LA-ICP-MS

Table 3. Content of petrogenic oxides in stromatolites of the Jatulian group from the Onego paleobasin, calculated according to LA-ICP-MS

	Рассчитано по данным LA-ICP-MS / Calculated according to LA-ICP-MS				Рентгенофлуоресцентный анализ / X-ray fluorescence analysis			
	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
6245a	22,56	10,11	0,4	0,66	22,80	17,40	< 0,1	1,26
6236	38,16	9,05	0,13	0,13	20,13	20,13	< 0,1	0,64
6260	36,02	8,09	0,12	0,12	13,70	13,70	< 0,1	0,32
6258	68,25	15,58	0,36	0,1	19,60	19,60	< 0,1	0,35
6255	22,92	9,57	0,08	0,23	-	-	-	-

Примечание. «-» – нет данных.

Note. " – " – no data.

значительными вариациями в содержаниях Mg, Ca, Zr (обр. 6258, α_2^a). Большая часть элементов, за исключением Na, K, Ca, в образце 6255 (α_2^b) характеризуется нестабильным распределением (рис. 4).

Прежде чем использовать образцы строматолитов для определения величин геохимических индикаторов и оценить по ним палеогеографические условия осадконакопления, необходимо определить степень постседиментационных изменений карбонатных пород. Для этой цели в специальной литературе используют содержания Mn – Sr [Brand, Veizer, 1980; Banner, Hanson, 1990], Mn – Sr и Fe – Mn [Barnaby, Read, 1992], Na [Land, 1980; Nielsen et al., 1998], ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [Kuznetsov et al., 2010].

Согласно данным указанных авторов, для неизменных доломитов величина отношения Mn/Sr не превышает 2. Средняя величина Mn/Sr-отношения в исследуемых образцах строматолитов значительно меньше 2. Лишь в образце 6255 Mn/Sr-отношение равно 2,81. Если про-

следить изменение этого показателя по слоям строматолитов, то величина Mn/Sr больше 2 – в шести слоях образца 6260 и в четырех слоях в образце 6236. В образце 6255 только в четырех точках величина индикаторного отношения меньше 2. Однако трудно представить, что в одном и том же образце разные слои строматолита могут быть по-разному изменены диагенетически или гидротермально. Основываясь на величине данного показателя, можно утверждать, что исследуемые строматолиты подвергались незначительным диагенетическим изменениям, и это позволяет использовать геохимические данные для их анализа.

С другой стороны, в щелочной среде возможен рост концентраций марганца, что неизбежно приведет к увеличению отношения Mn/Sr. Повышение щелочности в бассейне седиментации можно связать с усилением поступления в бассейн пресных вод. В таких условиях будет происходить одновременное уменьшение Sr. Вывод, который можно сделать на основании

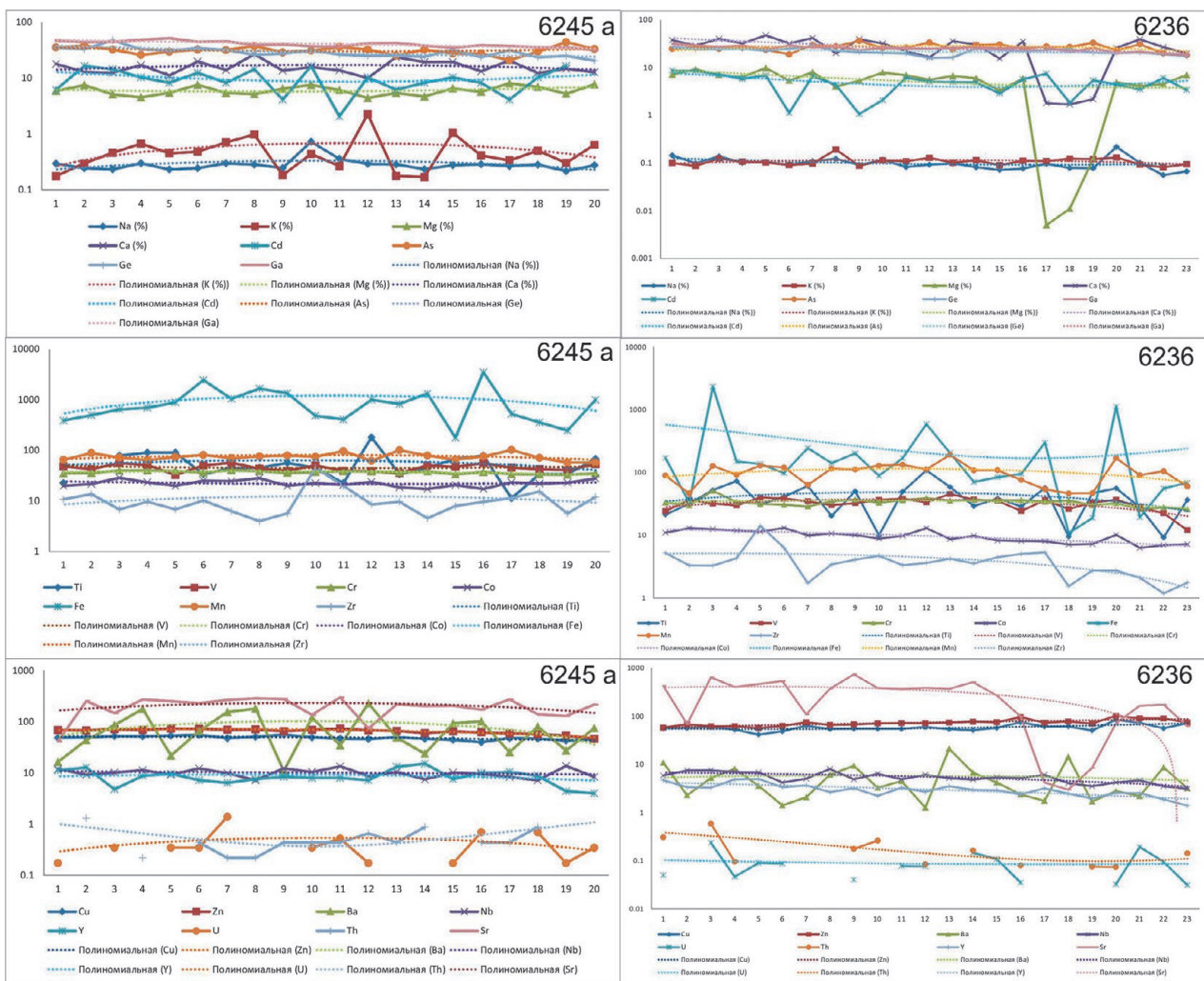


Рис. 3. Распределение петрогенных и микроэлементов (LA-ICP-MS, ppm) в слоях строматолитов нижнего подгоризонта – on1 (здесь и на рис. 4: точки определения – см. рис. 2)

Fig. 3. Distribution of petrogenic and trace elements (LA-ICP-MS, ppm) in stromatolite laminae from the lower stathmographic unit – on1 (determination spots are shown in Fig. 2)

данного геохимического маркера: в ятулии на уровне on_1^d и on_2^a имело место кратковременное усиление поступления вод с размываемой суши. И эта тенденция нарастала к началу людиковия. Следовательно, в указанном временном направлении шло усиление морской трансгрессии. Этот вывод не противоречит геологическим данным [Онежская..., 2011].

Следует отметить, что низкие концентрации стронция, обуславливающие уменьшение Mn/Sr-отношения, могут быть вызваны последующей перекристаллизацией пород [Coniglio, 2003]. Перекристаллизация, существенно влияющая на микроэлементный состав породы, в итоге приводит к корреляции содержаний Fe и Mn, что для рассматриваемых строматолитов нехарактерно (рис. 5). Считается, что в позднеятулийском океане преобладал мантийный

Sr, а континентальный источник стронция имел подчиненное значение [Горохов и др., 1998].

Коэффициенты корреляции Mn и Fe для строматолитов не выходят за пределы интервала 0,0003–0,3843. Следовательно, это служит дополнительным аргументом правильности вывода, что рассматриваемые образцы не были подвержены значительным постседиментационным изменениям, поэтому содержания микроэлементов в них можно использовать для расчета и анализа геохимических маркеров.

Важнейшим показателем, используемым для реконструкции палеогеографической обстановки, является окислительно-восстановительная среда седиментационного бассейна. Существует несколько геохимических индикаторов, применяющихся для выяснения редокс-условий, такие как: V/V+Ni [Hatch, Leventhal,

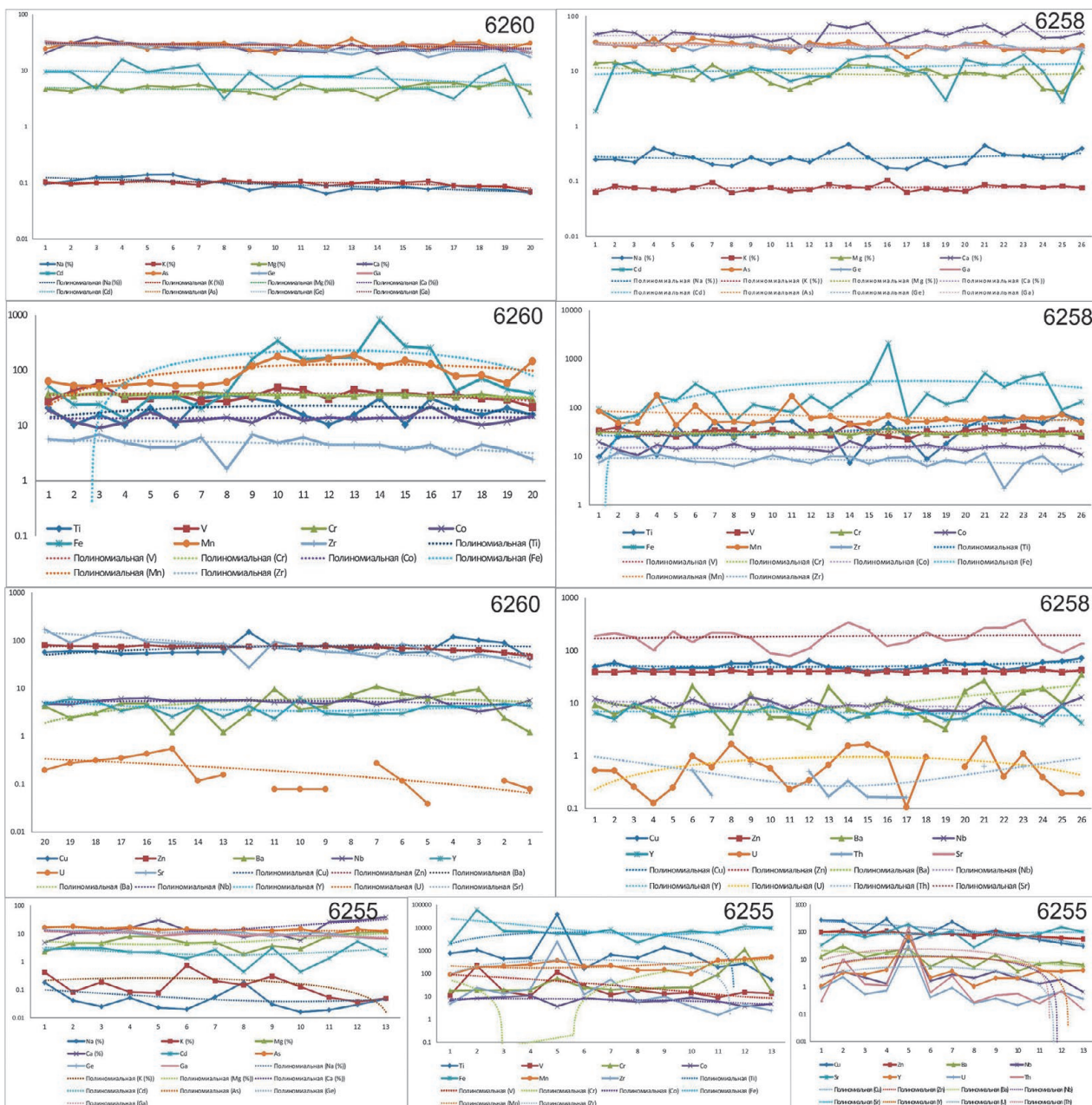


Рис. 4. Распределение петрогенных и микроэлементов (LA-ICP-MS, ppm) в слоях строматолитов ятулийского надгоризонта, верхний подгоризонт on_2

Fig. 4. Distribution of petrogenic and trace elements (LA-ICP-MS, ppm) in stromatolite laminae from the upper stathograhic unit – on_2 (determination spots are shown in Fig. 2)

1992, 1997], U/Th, Ni/Co [Jones, Manning, 1994], V/Cr [Эрнст, 1976], Mo/Mn [Холодов, Недумов, 1991], величина содержания аутигенного урана [Bond et al., 2004].

Основываясь на анализе величин отношений V/V+Ni, U/Th, можно утверждать, что в ятулийское время при росте строматолитовых построек происходило чередование окисдных, дисоксидных, редко эвксидных обстановок. Однако данные по разным геомаркерам для одних и тех же точек одного и того же образца

не всегда показывают одинаковые результаты (рис. 6).

Величины таких показателей редокс-условий, как Ni/Co, V/Cr, содержание аутигенного урана, согласуются с данными по V/V+Ni, за исключением величины индикаторных отношений элементов в двух слоях обр. 6255, точки которых попали в зону с присутствием сероводорода (рис. 6). В этих слоях повышено содержание V, Ti, Fe, Sr (точка 2 на рис. 2) и V, Ti, Y, Zr, Nb (точка 5 на рис. 2), а также отмечено

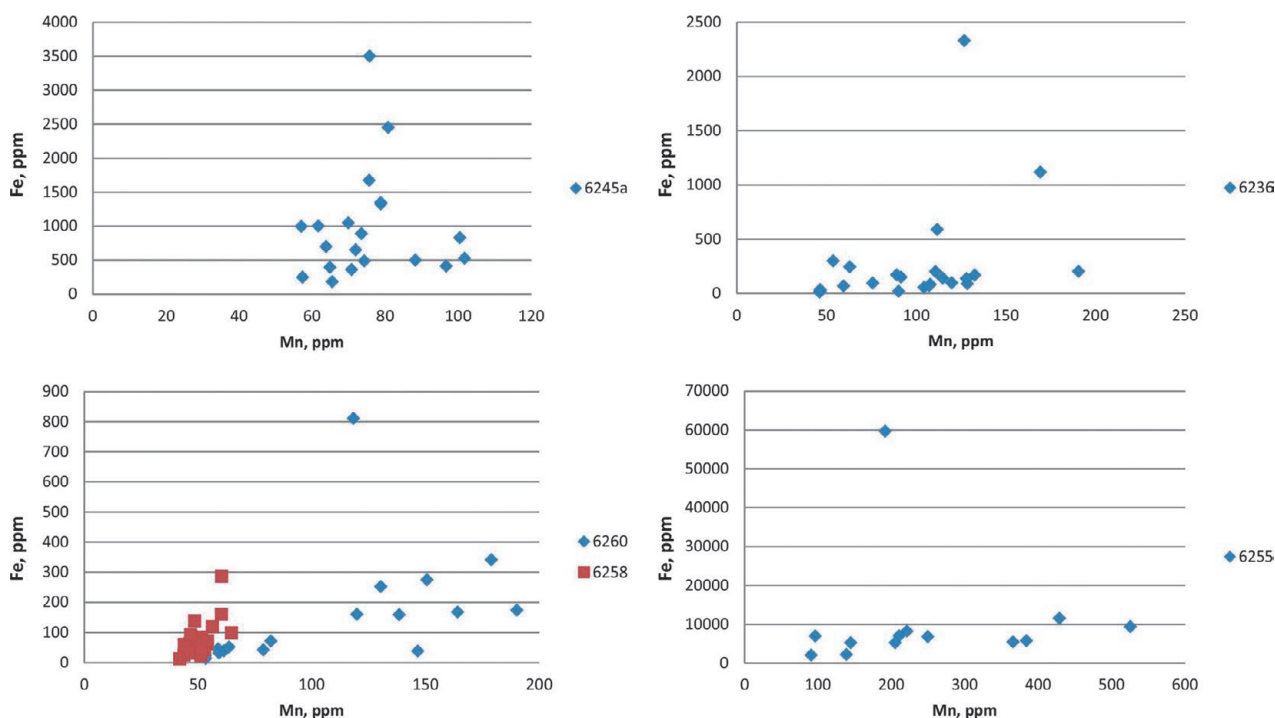


Рис. 5. Бинарные диаграммы в координатах Mn – Fe (ppm) для строматолитов ятулия
 Fig. 5. Binary diagrams in the coordinates of Mn – Fe (ppm) for the Jatulian stromatolites

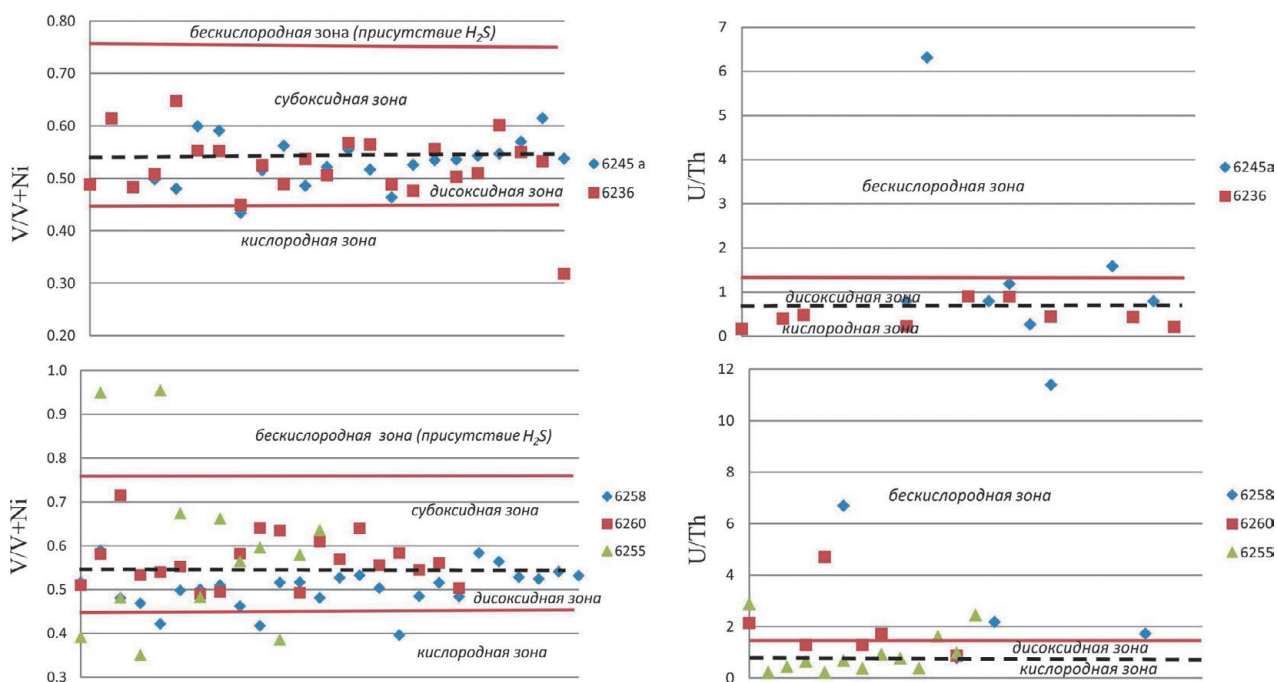


Рис. 6. Характеристика редокс-условий карбонатакопления в ятулии Онежской структуры в соответствии с величиной отношений $V/V+Ni$, U/Th . Границы раздела зон проведены по: [Hatch, Leventhal, 1992; Jones, Manning, 1994].

По горизонтальной шкале отложены номера точек (не показаны), в которых определялось содержание элементов в отдельном образце. Номера точек анализа LA-ICP-MS приведены на рис. 2

Fig. 6. Description of the redox conditions of carbonate sedimentation in the Jatulian time within the Onego paleo-basin in accordance with the magnitude of the $V/V+Ni$, U/Th ratios. The boundaries of the zones are given according to [Hatch, Leventhal, 1992; Jones, Manning, 1994].

The horizontal scale represents the numbers of spots (not shown) at which the content of the elements in a separate sample was determined. The numbers of LA-ICP-MS analysis spots are shown in Fig. 2

Таблица 4. Значения величин геохимических маркеров для строматолитов ятулийского надгоризонта палеопротерозоя Онежской структуры

Table 4. Values of geochemical markers for the Jatulian stromatolites from the Paleoproterozoic Onego basin

№ обр. Sample no.	Стратигр. подразд. Stratigraphic unit	Ni/Co	Sr/Ba	V/Cr	Fe/Mn	Nb/Zr	Mn/Sr
6255	оп ₂ ^b	1,14–3,05	2,54–18,75	0,01–1,87	14,99–36,37 {311,27; 72,2}	0,03–0,83	в 4 точках < 2 at 4 points < 2
6258	оп ₂ ^a	0,95–2,75	9,03–91,37	0,94–1,77	0,3–4,73	0,66–2,53	< 2
6260	оп ₂ ^a	1,26–2,70	4,10–71,99	0,68–1,45	0,25–6,86	0,74–3,45	> 2 в 6 точках > 2 at 6 points
6236	оп ₁ ^d	1,77–4,51	0,21–307,49	0,46–1,28	0,21–6,6 {18,37}	0,48–2,9	> 2 в 4 точках > 2 at 4 points
6245a	оп ₁ ^c	1,20–2,76	0,32–5,77 8,56–25,6	0,83–1,53	2,72–12,05; 14,92–46,18	0,23–2,43	< 2

Примечание. В фигурных скобках приведены значения показателя в отдельных точках, не попадающие в интервал основных значений по большинству точек определения. Значения некоторых индикаторных показателей, таких как Sr/Ba и Fe/Mn, группируются в два интервала.

Note. The braces show the indicator values at individual points that do not fall within the interval of the main values for most definition spots. The values of some indicators, such as Sr/Ba and Fe/Mn, are grouped in two intervals.

высокое содержание U (2,23 и 31,79 г/т) и Th (10,03 и 145,5 г/т) соответственно. В остальных исследуемых образцах содержание U и Th не превышает пределы обнаружения. В слоях строматолита 6245a (уровень оп₁^c) содержание урана находится в пределах 0–0,694 и одно значение равно 1,388 г/т. Выше по разрезу (обр. 6236, уровень оп₁^d) концентрация U составляет 0,031–0,235 г/т. В верхах разреза ятулия (оп₂^b) при переходе к людикивию большинство показателей не выходят за пределы 0,208–0,903 г/т (ppm).

Геохимическим барьером для урана является восстановительная обстановка в бассейне седиментации, следовательно, условия в Онежском палеобассейне на протяжении всего ятулия не могли быть эвксидными. Как можно тогда объяснить локализацию двух точек обр. 6255 в эвксидной зоне (рис. 6)? Свидетельство ли это кратковременного локального сероводородного заражения Онежского палеобассейна в конце ятулия, так как переход U⁺⁶ в U⁺⁴ и его последующее осаждение возможны в придонных частях бассейна с сероводородным заражением и деятельностью анаэробных бактерий? При этом данные по таким геохимическим маркерам, как Ni/Co, V/Cr (исключение V/Cr для слойка 2, равное 11,8), это опровергают (табл. 4). Микроэлементный состав слойков 2 и 5 (см. выше) может быть объяснен увеличением поступления в бассейн кластического материала при кратковременных колебаниях уровня воды при расчлененной топографии дна бассейна и/или эпизодическом увеличении поступления вулканического материала. Например, повышенный U может быть обусловлен как накоплением в восстановительной обстановке,

так и поступлением в бассейн с пирокластикой. Возможно, верен второй вариант, так как одновременно с U, Th в слойке 2 (обр. 6255) повышено содержание Co, Pb, Cu, Zn, а в слойке 5 этого же образца – Nb, Pb, Zn, As, Zr, Hf, Ta, W, которые частично могли быть связаны с пирокластикой. Возможно, свой вклад внесла алевролитопелитовая терригенная компонента, поскольку содержание таких элементов, как Ti, Zr, V, Cu, в слойках 2 и 5 значительно выше кларка в карбонатах. Но в то же время в этих прослойках не отмечено высоких концентраций Na, Ba, Ni, Be, La, Ga. Вероятно, здесь мы сталкиваемся с «кооперацией» двух механизмов поставки микроэлементов в бассейн седиментации.

Это означает, что выводы о редокс-условиях в Онежском бассейне, сделанные на основе значений V/V+Ni, будут корректными, а при использовании в качестве маркера U/Th-отношения они становятся неоднозначными. Возможно, это связано с большой ошибкой определения содержания U и Th в карбонатах методом LA-ICP-MS, что требует дальнейшего выяснения. Результаты, полученные по другим показателям редокс-условий, согласуются с выводами, полученными по величине отношения V/V+Ni (табл. 4).

По данным, приведенным в работах [Эрнст, 1976; Jones, Manning, 1994], при величине отношения Ni/Co < 5 условия осадконакопления можно считать оксидными. При значениях этого отношения от 5 до 7 условия определяются как дисоксидные. При значениях Ni/Co > 7 условия считаются бескислородными с присутствием сероводорода (табл. 4). Если основываться на величине данного геохимического

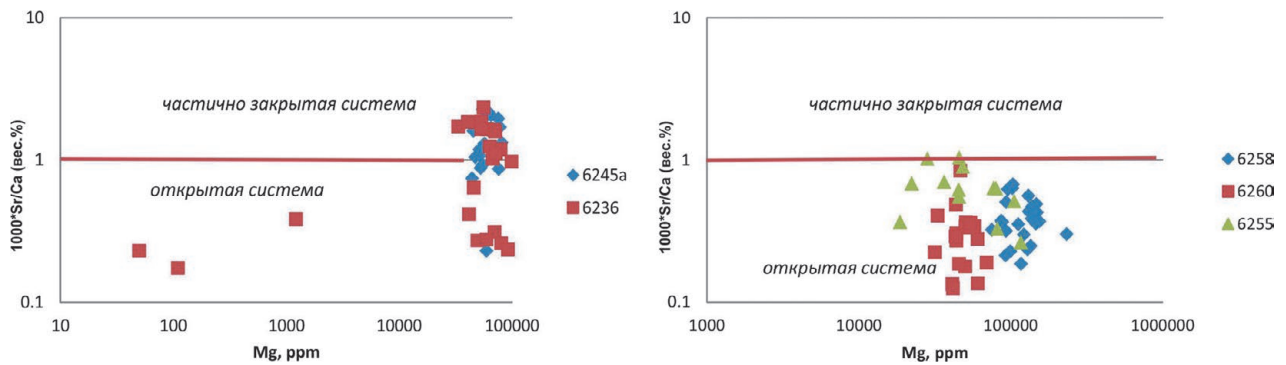


Рис. 7. Диаграмма в координатах 1000Sr/Ca – Mg для ятулийских строматолитов Онежской структуры
 Fig. 7. Diagram in 1000Sr/Ca – Mg coordinates for the Jatulian stromatolites from the Onego paleobasin

индикатора, то можно утверждать, что в течение всего ятулия в бассейне существовала окислительная среда.

Если основываться на величине показателя V/Cr, предложенного Эрнстом [1976], и учитывать, что в оксидной зоне V/Cr < 2, а в аноксидной V/Cr > 4,25 [Jones, Manning, 1994], то также можно утверждать, что формирование данных строматолитов происходило в оксидной зоне, в обстановке хорошей водной аэрации.

На формирование рассматриваемых строматолитов в условиях повышенной гидродинамической активности вод указывают также нижекларковые концентрации Sr во всех образцах, за исключением нескольких слоев в строматолите 6236 (уровень on_1^d), где концентрация Sr превышает его кларк, равный в карбонатных породах 580 ppm [кларки по: Григорьев, 2009]. Это значит, что при переходе к уровню on_2 либо диагенез осадков протекал в замкнутой системе, где не происходило выноса Sr, что, в свою очередь, должно было приводить к высоким содержаниям Sr в карбонатах, либо имела место быстрая седиментация, что также способствует сохранению Sr и повышению его концентрации в осадочных породах.

Для суждения об условиях открытости/закрытости системы можно использовать график 1000Sr/Ca – Mg (рис. 7), опробованный при анализе доломитов Южного Ирана [Nokhbatol-foghahaei et al., 2017].

Основываясь на положении точек на бинарной диаграмме (рис. 7), можно утверждать, что в раннем ятулии условия карбонатакопления происходили в условиях чередования открытой и частично закрытой системы. В позднем ятулии и при переходе к людиковийскому этапу строматолиты формировались в условиях открытой системы, что подтверждает сделанный ранее на основании анализа геомаркеров вывод о развитии трансгрессии к людиковийскому этапу развития Онежской структуры. Эти

выводы согласуются с геологическими данными [Онежская..., 2011].

Для определения глубинности бассейна седиментации используют величину отношения Fe/Mn. По данным Г. Н. Батурина [1993], в океанической воде этот показатель равен 2,1. Таким образом при низких значениях указанного отношения делается вывод о глубоководности бассейна и гидрогенной природе Fe, Mn [Аникеева и др., 2008].

Для уровней on_1^d , on_2^a величина данного показателя не превышает значения 6,9, что позволяет предположить в это время относительно глубоководные (первые десятки метров) условия шельфа и морскую трансгрессию. Такой же вывод установлен и по значениям отдельных геохимических маркеров (см. выше). В образце строматолита 6245a (on_1^c) чередуются точки с низкими и высокими величинами Fe/Mn-отношения. Можно связать это с циклическим поступлением в бассейн пирокластике, что могло привести к росту показателя Fe/Mn. В верхней части разреза ятулия при переходе к людиковию (уровень on_2^b) наблюдаются самые высокие значения отношения Fe/Mn. С другой стороны, подобный рост величины данного отношения может быть связан и с усилением тектонической активности дна бассейна, приводящим к формированию островов и увеличению поступления в бассейн кластического материала. При этом возрастает глубина (до сотни метров) карбонатакопления. Для проверки можно использовать диаграмму в координатах Mn – Ba. В работе [Юдович, Пучков, 1980] приведено убедительное обоснование использования бария и марганца для выяснения глубоководности карбонатных отложений.

На диаграмме в координатах Mn – Ba (рис. 8) все точки анализа исследуемых образцов (рис. 2) попали в поле шельфовых карбонатов, что подтверждает ранее высказанное предположение о циклическом поступлении

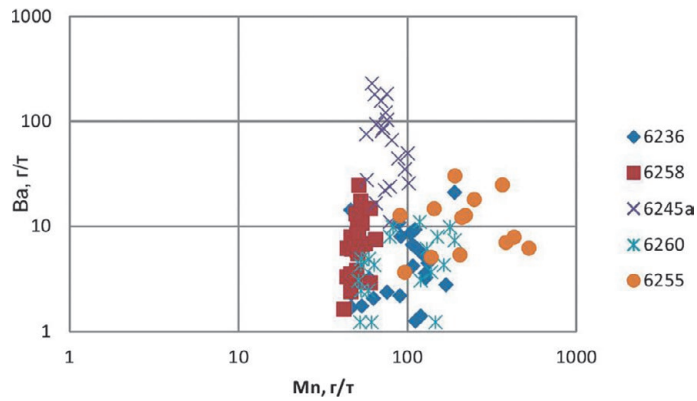


Рис. 8. Исследуемые строматолиты на бинарной диаграмме Mn – Ba [Юдович, Пучков, 1980]

Fig. 8. The studied stromatolites on the binary Mn – Ba diagram [Yudovich, Puchkov, 1980]

пирокластического материала в бассейн седиментации.

По величине отношения в осадочных породах Sr/Ba определяют переход от пресноводных осадков ($Sr/Ba < 1$) к морским ($Sr/Ba > 1$) [Мартынов, Надененко, 1980]. В отдельных слоях строматолитов 6236 и 6245а значения этого показателя меньше единицы. В обр. 6236 это одна точка. В обр. 6245а из 22 слоев строматолита только в пяти величина отношения $Sr/Ba > 1$, в остальных она либо значительно меньше единицы, либо близка к ней. Так как строматолиты формируются в морской воде, то можно предположить усиление поступления пресных вод во время роста строматолитовых построек в это время (on_1^c и on_1^d).

Величину индикаторного отношения Nb/Zr (табл. 4) используют, чтобы установить преобладание в области сноса продуктов разрушения внутриплитных трапповых базальтов, т. к. они отличаются повышенным содержанием Nb. Низкие величины этого отношения не позволяют утверждать о значительном преобладании потоков/покровов базальтов в области питающей провинции Онежской структуры. Этот факт противоречит точке зрения [Онежская..., 2011] о существовании крупной изверженной провинции в пределах Карельского кратона в ятулии.

Количество нерастворимого остатка в данных образцах не определялось. Однако по концентрациям таких элементов, как Cr, Ni, Co, V, Zn, Pb, Cu, Nb, Sc, которые характерны для глинистого вещества и кластического материала в карбонатах, можно косвенно судить о поступлении в бассейн терригенного материала и составе питающей провинции (рис. 9).

Поступление терригенного материала в раннеонежское время (on_1^c) было значительным,

практически все микроэлементы во многих слоях строматолита 6245а находятся в вышекларковых концентрациях. Вверх по разрезу повышенные концентрации показывают только Co, Ni, Cu, Sc, Nb. Это косвенно указывает на уменьшение поступления кластического компонента в бассейн седиментации. Обращает на себя внимание отсутствие обогащения Cr, поэтому можно предположить поступление Ni, Co не от размыва ультраосновных магматических пород, а связать их с сульфидной минерализацией. На временном интервале on_2^a пределы колебаний концентраций микроэлементов в отдельных слоях строматолитов сокращаются (обр. 6260 и 6258) и находятся в близкларковых концентрациях. Это указывает, что основным поставщиком микроэлементов в то время была морская вода, а область сноса существенно не влияла на вещественный состав строматолитов. При переходе к людиковию (уровень on_2^b) незначительно выше кларка содержатся Sr, Ba, Y, Rb, Zr. Их увеличение можно объяснить ростом расчлененности дна бассейна и размывом пород фундамента при увеличении площади самого бассейна.

При характеристике состава карбонатов актуален вопрос о влиянии гидротерм и поступлении пирокластике. Существует много геохимических маркеров для решения этого вопроса. В частности, используют отношение $(Fe+Mn)/Ti$ [Юдович, Кетрис, 2011]. При величине этого показателя меньше 13 делают вывод об отсутствии эксгальционного материала в области осадконакопления. Если судить по величине этого отношения, то эксгальционный материал в бассейн поступал, однако его поступление было циклическим. В обр. 6245а в девяти слоях этот показатель больше 13,

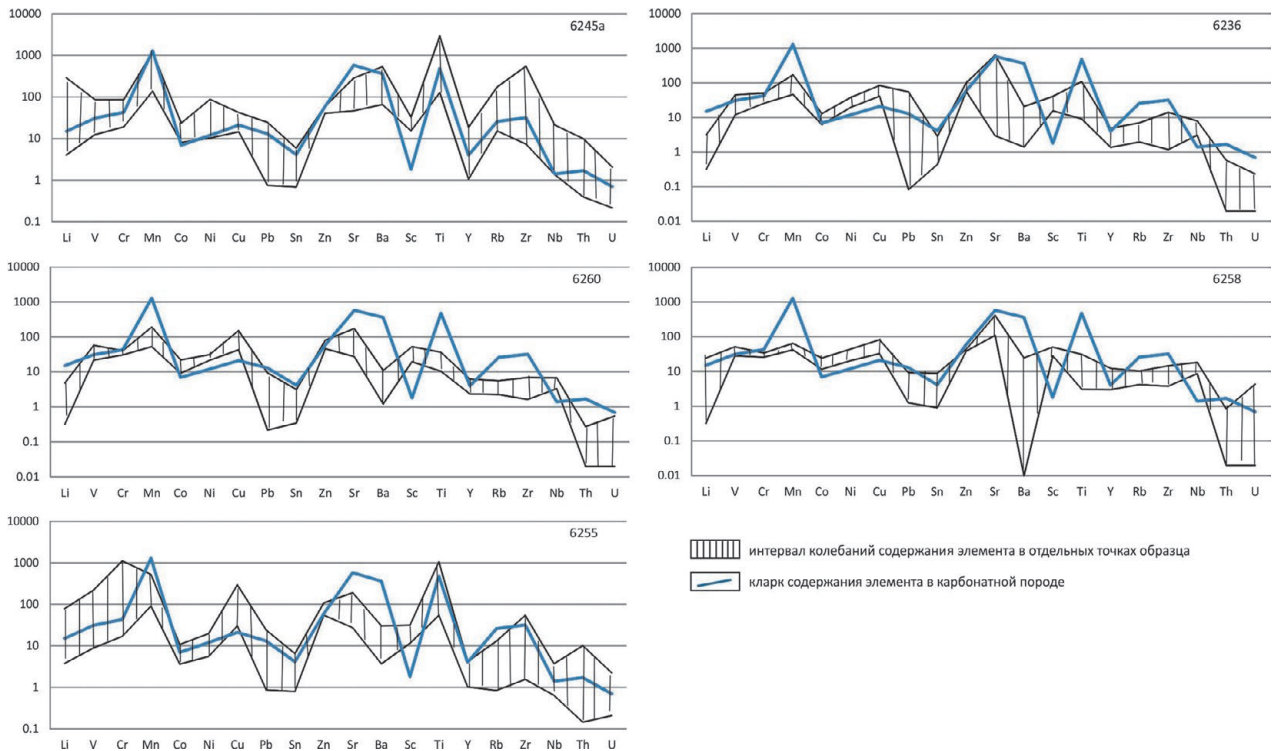


Рис. 9. Содержание микроэлементов в строматолитах ятулия Онежской структуры.

Заштрихованная область показывает предел колебаний концентраций микроэлемента в образце. Для сравнения приведены кларковые содержания микроэлементов в карбонатных породах. Кларки по: [Григорьев, 2009]

Fig. 9. The content of trace elements in the Jatulian stromatolites from the Onego paleobasin.

The shaded area shows the limit of fluctuations in the concentration of trace elements in the sample. For comparison, the clark concentrations of trace elements in carbonate rocks are shown. Clarkes after [Grigor'ev, 2009].

в обр. 6236 только в четырех, а в обр. 6260 и 6258 в шести слоях величина отношения $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ незначительно больше 13. И лишь при переходе к людиковию (обр. 6255) этот показатель в четырех слоях строматолита многократно превышает 13. В этом образце в одном из строматолитовых слоев зафиксированы аномальные концентрации (в г/т или ppm) Ti (37930), Y (66,87), Zr (2455), Nb (71,78), Th (145,5), U (31,79), Hf (71,06). Такие элементы, как Ti, Zr, Nb, Hf, Th, служат индикаторами литогенного/кластического материала. Избыточный уран может накапливаться в осадках в условиях застойного гидродинамического режима в присутствии органического вещества, что связано с его восстановлением в таких условиях до 4-валентного состояния. Возможно и механическое обогащение ураном за счет присутствия в карбонатах акцессориев (монацит, циркон), однако заметного присутствия в минеральном составе данных строматолитов они не имеют. Например, в обр. 6255 помимо кристаллов доломита, кальцита незначительно присутствуют лишь кварц, магнетит, калиевый полевой шпат, фтор-апатит, редкий флогопит.

Поэтому вариант механического обогащения рассматриваемых строматолитов ураном следует исключить.

Еще в 1975 г. Н. Батурин отмечал высокое содержание урана (до 10–20 г/т) в осадках зараженных сероводородом зон Черного и Балтийского морей [Батурин, 1975]. Возможно, аномальные концентрации урана в одном из строматолитовых слоев обр. 6255 обусловлены ослаблением связи «лагуна – открытый бассейн», что вызывало в бассейне застойные явления и увеличение содержания органического вещества.

Таким образом, данные по распределению микроэлементов в доломитовых строматолитах согласуются с результатами литолого-фациального анализа и с данными, полученными при использовании отдельных геохимических маркеров.

Заключение

Основываясь на величине рассмотренных геохимических индикаторных отношений, за исключением U/Th и содержания аутигенного урана,

действительно, возможно прийти к корректным выводам об обстановке осадконакопления (окислительные или восстановительные условия водной среды, глубина, влияние вулканизма). Однако для конкретной региональной области не все геомаркеры позволяют сделать однозначные выводы. Поэтому проблема состоит в том, чтобы найти такой геохимический индикатор, который «работал» бы для конкретного региона. Можно предложить первоначально использовать данные по нескольким индикаторным отношениям (например, Fe/Mn, Sr/Ba, Mn/Sr) и сравнить выводы, полученные по геомаркерам, с имеющимися литолого-геологическими данными.

Основная проблема относится к достоверности результатов, получаемых для карбонатных пород методом LA-ICP-MS. Необходима методическая работа, обосновывающая результативность метода и достоверность данных, определяемых в ЦКП КарНЦ РАН.

Исследования выполнены в рамках темы НИР № 208 Института геологии КарНЦ РАН «Общие закономерности развития тектоносферы и биосферы Земли в раннем докембрии (на примере Восточной Фенноскандии): анализ магматических, метаморфических систем, металлогении и ранней жизни» и частично подержаны грантом РФФИ № 15-05-08705.

Литература

- Аникеева Л. И., Казакова В. Е., Гавриленко Г. М., Рашидов В. А. Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1, вып. 11. С. 10–31.
- Ахмедов А. М., Панова Е. Г., Крупеник В. А., Свешникова К. Ю. Аридные палеобассейны раннего протерозоя и девона зоны сочленения Балтийского щита и Русской платформы. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. 140 с.
- Батурин Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1975. 339 с.
- Батурин Г. Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 304 с.
- Гордеев В. В., Лисицын А. П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 721–744.
- Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Мележик В. А., Константинова Г. В., Мельников Н. Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, юго-восточная Карелия, ранний палеопротерозой // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 533–536.
- Григорьев Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 383 с.
- Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
- Крупенин М. Т., Ковалев С. Г. Фоновые и аномальные концентрации микроэлементов в карбонатных породах и стратиформных рудах типового разреза нижнего и среднего рифея // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. 2. С. 109–113.
- Лисицын А. П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океаны как природный самописец взаимодействия геосфер Земли. Мировой океан. Т. 2. М.: Наука, 2013.
- Мартынов В. С., Надененко В. Н. Микроэлементы в подовых отложениях юга Украины. Препринты Ин-та геол. наук АН УССР. 1980. № 9. С. 33–34.
- Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Петров Г. А. К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 75–93.
- Маслов А. В., Ножкин А. Д., Подковыров В. Н., Туркина О. М., Летникова Е. Ф., Крупенин М. Т., Ронкин Ю. Л., Дмитриева Н. В., Гареев Э. З., Лепихина О. П. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и ее эволюции в интервале 1.65–0.6 млрд. лет // Геохимия. 2009. № 7. С. 734–756.
- Мизенс Г. А., Сапури С. А. Окислительно-восстановительные условия в придонной воде на изолированной карбонатной платформе (конец девона – начало карбона на востоке Урала) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 271–275.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. 281 с.
- Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Мележик В. А., Горохов И. М., Васильева И. М., Гороховский Б. М. Рв-Рв возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 20–33.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Сацук Ю. И., Макарихин В. В., Медведев П. В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.
- Светов С. А., Светова Е. Н. Геохимическая характеристика ростров белемнитов как отражение изменения палеоэкологических условий морских бассейнов // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 5. С. 2–5.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Эхова М. В., Колодей В. А. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л.: Наука, 1963. 196 с.

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

Холодов В. Н., Недумов Р. И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.

Шатров В. А., Войцеховский Г. В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного Мирового океана // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2010. № 1. С. 74–83.

Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.

Юдович Я. Э., Пучков В. Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия. 1980. № 3. С. 430–449.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Banner J. L., Hanson G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54, iss. 11. P. 3123–3137.

Barnaby R. J., Read J. F. Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia, Appalachians // J. Sediment. Petrol. 1992. Vol. 62. P. 1023–1043.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. I. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50. P. 1219–1236.

Bond D., Wignall P. B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geol. Mag. 2004. Vol. 41(2). P. 173–193.

Coniglio M., Zheng Q., Carter T. R. Dolomitization and recrystallization of Middle Silurian Reefs, Michigan Basin, southwestern Ontario // Bull. Can. Petrol. Geol. 2003. 51. P. 177–199.

Hatch J. R., Leventhal J. S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA // Chem. Geol. 1992. Vol. 99. P. 65–82.

Hatch J. R., Leventhal J. S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle

Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern midcontinent region, USA // Chem. Geol. 1997. Vol. 134, iss. 4. P. 215–235.

Jones B., Manning D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

Karhu J. A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. Vol. 371. P. 1–87.

Kuznetsov A. B., Melezhik V. A., Gorokhov I. M., Melnikov N. N., Konstantinova G. V., Kutyavin E. P., Turchenko T. L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. Vol. 182. P. 300–312.

Land L. S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite // Concepts and Models of Dolomitization / Eds. Zenger D. H., Dunham J. B., Ethington R. L.; Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 1980. Vol. 28. P. 87–110.

Laser Ablation – ICP – MS in the Earth Sciences. Current Practices and outstanding issues. Edited by Paul Silvester // Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Vol. 40. Vancouver, 2008. 365 p.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Medvedev P. V., Makarikhin V. V. Palaeoproterozoic magnesite – stromatolite – dolostone – ‘red bed’ association, Russian Karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga positive carbon isotope shift // Norsk Geologisk Tidsskrift. 2000. Vol. 80. P. 163–186.

Melezhik V. A., Huhma H., Condon D. J., Fallick A. E., Whitehouse M. J. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi – Jatuli carbon isotopic event // Geol. 2007. Vol. 35. P. 655–658.

Melezhik V. A., Prave A. R., Fallick A. E., Hanski E. J., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. (eds.) Reading the archive of earth’s oxygenation. The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Ser. Frontiers in Earth Sci. Vol. 2. Springer, Heidelberg, 2013. P. 769–945.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Brasier A. T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events // Earth-Sci. Reviews. 2015. Vol. 147. P. 65–98. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.05.005

Nielsen P., Swennen R., Muchez Ph., Keppens E. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium // Sedimentology. 1998. Vol. 45. P. 727–743.

Nokhbatolfighahaei A., Nezafati N., Ghorbani M., Abdolabadi B. E. Evidence for origin and alteration in the dolomites of salt diapirs, Larestan, Southern Iran // Carbonates Evaporites. Springer. Published online: 07 November 2017. doi: 10.1007/s13146-017-0399-5

Поступила в редакцию 20.12.2018

References

- Akhmedov A. M., Panova E. G., Krupenik V. A., Sveshnikova K. Y. Aridnye paleobasseiny rannego proterozoya i devona zony sochleneniya Baltiiskogo shchita i Russkoi platformy [Early Proterozoic and Devonian arid palaeobasins from the joint zone of the Baltic Shield and Russian Platform]. St. Petersburg: St. Petersburg. Univ., 2004. 140 p.
- Anikeeva L. I., Kazakova V. E., Gavrilenko G. M., Rashidov V. A. Zhelezomargantsevye korkovye obrazovaniya Zapadno-Tikhookeanskoi perekhodnoi zony [Iron-manganese crusted formations of the Western Pacific Transitional Zone]. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle* [Bull. Kamchatka Reg. Association Ed.-Sci. Center. Earth Sci.]. 2008. No. 1, iss. 11. P. 10–31.
- Baturin G. N. Geokhimiya zhelezomargantsevykh konkretykh okeana [Geochemistry of ferromanganese nodules of the ocean]. Moscow: Nauka, 1975. 339 p.
- Baturin G. N. Rudy okeana [Ore of oceans]. Moscow: Nauka, 1993. 304 p.
- Dubinina A. V. Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v okeane [Geochemistry of rare-earth elements in the ocean]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Min. Resources]. 2004. No. 4. P. 339–358.
- Ernst W. Geokhimicheskii analiz fatsii [Geochemical facies analysis]. Leningrad: Nedra, 1976. 127 p.
- Gordeev V. V., Lisitsyn A. P. Geokhimicheskoe vzaimodeistvie presnovodnoi i morskoi gidrosfer [Geochemical interaction of freshwater and marine hydrosphere]. *Geol. i geofizika* [Geol. and Geophysics]. 2014. Vol. 55, no. 5–6. P. 721–744.
- Gorokhov I. M., Kuznetsov A. B., Melezhik V. A., Konstantinova G. V., Mel'nikov N. N. Izotopnyi sostav strontsiya v verkhneyatuliiskikh dolomitakh tulomozerskoi svity, yugo-vostochnaya Kareliya, rannii paleoproterozoi [Isotope composition in the Upper Jatulian dolomites of the Tulomozero Formation, SE Karelia, the Early Paleoproterozoic]. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 1998. Vol. 360, no. 4, P. 533–536.
- Grigor'ev N. A. Raspredelenie khimicheskikh elementov v verkhnei chasti kontinental'noi kory [Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2009. 383 p.
- Kholodov V. N., Nedumov R. I. O geokhimicheskikh kriteriyakh poyavleniya serovodorodnogo zarazheniya v vodakh drevnikh vodoemov [On the geochemical criteria for the occurrence of hydrogen sulfide contamination in the waters of ancient reservoirs]. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.* [Proceed. Acad. Sci. USSR. Geol. Ser.]. 1991. No. 12. P. 74–82.
- Krupenin M. T., Kovalev S. G. Fonovyie i anomal'nye kontsentratsii mikroelementov v karbonatnykh porodakh i stratiformnykh rudakh tipovogo razreza nizhnego i srednego rifeya [Background and abnormal concentration of microelements in carbonate rocks and stratiform ores of a typical section in the Lower and Middle Riphean]. *Osadochnye basseiny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geol. istorii*: Mat. VII Vseross. litologicheskogo soveshchaniya (Novosibirsk, 28–31 okt. 2013 g.) [Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geol. history: Proceed. VII All-Russ. lithological conf. (Novosibirsk, Oct. 28–31, 2013)]. Novosibirsk: INGG SO RAN, 2013. Vol. 2. P. 109–113.
- Lisitsyn A. P. Sovremennye predstavleniya ob osadkoobrazovanii v okeanakh i moryakh. Okeany kak prirodny samopisets vzaimodeistviya geosfer Zemli. Mirovoi okean [Modern concepts of sedimentation in the oceans and seas. Oceans as a natural recorder of interaction of the Earth's geospheres. World ocean]. Vol. 2. Moscow: Nauka, 2013.
- Martynov V. S., Nadenenko V. N. Mikroelementy v podovykh otlozheniyakh yuga Ukrainy [Microelements in the bottom sediments of the south of Ukraine]. *Preprinty Inst. geol. nauk AN USSR* [Preprints of the Inst. Geol., Ukrainian Acad. Sci.]. 1980. No. 9. P. 33–34.
- Maslov A. V., Krupenin M. T., Gareev E. Z., Petrov G. A. K otsenke redoks-obstanovok rifeiskikh i vendskikh basseinov osadkonakopleniya zapadnogo sklona Urala [On evaluation of redox conditions in Riphean and Vendian sedimentary basins on the western slope of the Urals]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2003. No. 2. P. 75–93.
- Maslov A. V., Krupenin M. T., Ronkin Yu. L., Lepekhi-na O. P., Nozhkin A. D., Turkina O. M., Letnikova E. F., Dmitrieva N. V., Podkovyrov V. N., Gareev E. Z. Geochemical features of the Riphean fine-grained terrigenous rocks of the Southern Urals, Uchur-Maya region, and Yenisei range: estimation of the maturity of the pre-Riphean continental crust and its evolution within 1.65–0.6 Ga. *Geochem. Int.* 2009. Vol. 47, no. 7. P. 692–712.
- Mizens G. A., Sapurin S. A. Okislitel'no-vosstanovitel'nye usloviya v pridonnoi vode na izolirovannoi karbonatnoi platforme (konets devona – nachalo karbona na vostoche Urala) [Oxidation-reduction conditions in the bottom water on an isolated carbonate platform (the end of the Devonian – the beginning of the Carboniferous in the east of the Urals)]. *Osadochnye basseiny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geol. istorii*: Mat. VII Vseross. litologicheskogo soveshchaniya (Novosibirsk, 28–31 okt. 2013 g.) [Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geol. history: Proceed. VII All-Russ. lithological conf. (Novosibirsk, Oct. 28–31, 2013)]. Novosibirsk: INGG SO RAN, 2013. P. 271–275.
- Negrutsa V. Z., Negrutsa T. F. Litogeneticheskie osnovy paleodinamicheskikh rekonstruktsii nizhnego dokembriya. Vostochnaya chast' Baltiiskogo shchita [Lithogenetic basis for palaeodynamic reconstructions of the Early Precambrian. The Eastern Baltic Shield]. Apatity: KSC RAS, 2007. 281 p.
- Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Palaeoproterozoic Onego Structure (geology, tectonics, deep structure, and mineralogeny)]. Eds. L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. 431 p.
- Ovchinnikova G. V., Kuznetsov A. B., Melezhik V. A., Gorokhov I. M., Vasil'eva I. M., Gorokhovskii B. M. Pb-Pb age of Jatulian carbonate rocks: the Tulomozero Formation of Southeast Karelia. *Stratigr. Geol. Correl.* 2007. No. 15. P. 359–372.
- Satsuk Yu. I., Makarikhin V. V., Medvedev P. V. Geologiya yatuliya Onego-Segozerskogo vodorazdela [The geology of the Jatulian of the Onego-Segozero watershed]. Leningrad: Nauka, 1988. 96 p.
- Shatrov V. A., Voitsekhovskii G. V. K probleme povedeniya lantanoidov v vodakh i osadochnykh obrazovani-

yakh sovremennogo Mirovogo okeana [On the problem of lanthanide behavior in waters and sedimentary formations of the modern world ocean]. *Vestnik VGU, ser. geol.* [Bull. VSU, Geol. Ser.]. 2010. No. 1. P. 74–83.

Sokolov V. A. Geologiya i litologiya karbonatnykh porod srednego proterozoya Karelii [Geology and lithology of the Middle Proterozoic carbonate rocks of Karelia]. Moscow-Leningrad: Nauka, 1963. 196 p.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Ekhova M. V., Kolodei V. A. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: methods and estimation of results accuracy on the example of Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Svetov S. A., Svetova E. N. Geokhimicheskaya kharakteristika rostrov belemnitov kak otrazhenie izmeneniya paleoekologicheskikh uslovii morskikh basseinov [Geochemical description of belemnite rostrums as a reflection of changes in paleoecological conditions of marine basins]. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN* [Vestnik Inst. Geol., Komi SC UB RAS]. 2013. No. 5. P. 2–5.

Tejlor S. R., Mak-Lennan S. M. Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow: Mir, 1988. 384 p.

Yudovich Ya. E., Puchkov V. N. Geokhimicheskaya diagnostika glubokovodnykh osadochnyykh porod [Geochemical diagnostics of deepwater sedimentary rocks]. *Geokhim.* [Geochem.]. 1980. No. 3. P. 430–449.

Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Geokhimicheskie i mineralogicheskie indikatory vulkanogennykh produktov v osadochnyykh tolshchakh [Geochemical and mineralogical indicators of volcanogenic products in sedimentary strata]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2010. 412 p.

Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Geokhimicheskie indikatory litogeneza (litologicheskaya geokhimiya) [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry)]. Syktyvkar: Geoprint, 2011. 742 p.

Banner J. L., Hanson G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 1990. Vol. 54, iss. 11. P. 3123–3137.

Barnaby R. J., Read J. F. Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia, Appalachians. *J. Sediment. Petrol.* 1992. Vol. 62. P. 1023–1043.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. I. Trace elements. *J. Sediment. Petrol.* 1980. Vol. 50. P. 1219–1236.

Bond D., Wignall P. B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geol. Mag.* 2004. Vol. 41(2). P. 173–193.

Coniglio M., Zheng Q., Carter T. R. Dolomitization and recrystallization of Middle Silurian Reefs, Michigan Basin, southwestern Ontario. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 2003. Vol. 51. P. 177–199.

Hatch J. R., Leventhal J. S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chem. Geol.* 1992. Vol. 99. P. 65–82. doi: 10.1016/0009-2541(92)90031-y

Hatch J. R., Leventhal J. S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern midcontinent region, USA. *Chem. Geol.* 1997. Vol. 134, iss. 4. P. 215–235.

Jones B., Manning D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 1994. Vol. 111. P. 111–129.

Karhu J. A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in Fennoscandian Shield. *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. Vol. 371. P. 1–87.

Kuznetsov A. B., Melezhik V. A., Gorokhov I. M., Melnikov N. N., Konstantinova G. V., Kutyavin E. P., Turchenko T. L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.* 2010. Vol. 182. P. 300–312.

Land L. S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite. *Concepts and Models of Dolomitization*. Eds. D. H. Zenger, J. B. Dunham, R. L. Ethington; Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pubs. 1980. Vol. 28. P. 87–110.

Laser Ablation – ICP – MS in the Earth Sciences. Current Practices and outstanding issues. Ed. by Paul Silvester. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, 2008. 365 p.

Melezhik V. A., Huhma H., Condon D. J., Fallick A. E., Whitehouse M. J. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi – Jatuli carbon isotopic event. *Geol.* 2007. Vol. 35. P. 655–658.

Melezhik V. A., Prave A. R., Fallick A. E., Hanski E. J., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. (eds.) Reading the archive of earth's oxygenation. The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Ser. Frontiers in Earth Sciences. Vol. 2. Heidelberg: Springer, 2013. P. 769–945.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Brasier A. T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events. *Earth-Sci. Reviews.* 2015. Vol. 147. P. 65–98. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.05.005

Nielsen P., Swennen R., Muchez Ph., Keppens E. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology.* 1998. Vol. 45. P. 727–743.

Nokhbatolfighahaei A., Nezafati N., Ghorbani M., Abdolabadi B. E. Evidence for origin and alteration in the dolomites of salt diapirs, Larestan, Southern Iran. *Carbonates Evaporites.* Springer. Published online: 07 November 2017. doi: 10.1007/s13146-017-0399-5

Received December 20, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кондрашова Наталья Ивановна

научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики
докембрия, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910

доцент

Петрозаводский государственный университет
пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: kondr@krc.karelia.ru

Медведев Павел Владимирович

старший научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики
докембрия, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910

доцент

Петрозаводский государственный университет
пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: pavel_medvedev@yahoo.com

CONTRIBUTORS:

Kondrashova, Natal'ya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

Petrozavodsk State University
33 Lenina Ave, 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kondr@krc.karelia.ru

Medvedev, Pavel

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

Petrozavodsk State University
33 Lenina Ave, 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: pavel_medvedev@yahoo.com

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 + 550.8.05 + 550.84

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ

Ю. Е. Дейнес, В. В. Ковалевский, И. В. Кочнева, И. А. Мошников, В. С. Рожкова

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Проведены исследования шунгитовых пород, приуроченных к залежам, находящимся на разных стратиграфических уровнях заонежской свиты палеопротерозоя Карелии. По результатам исследования углеродистого вещества (шунгита) с помощью рамановской спектроскопии оценены пиковые температуры метаморфизма. Показано, что наименьшие температуры (316–324 °С) характерны для шунгитовых пород шестого горизонта, а наибольшие – для образцов второго горизонта (356–379 °С), как при существенном различии, так и при относительном постоянстве значений этого параметра для разных пород одного горизонта. Проведено изучение физико-химических свойств шунгитовых пород, важных для их практического использования, сорбционной активности и электрофизических свойств. Наименьшую сорбционную активность и электрическую проводимость имеют породы шестого горизонта, хотя эта зависимость не является вполне однозначной и определяется также свойствами углеродистого вещества, его содержанием и распределением.

Ключевые слова: шунгитовые породы; петрохимические модули; стратиграфия; сорбционная активность; эффективность экранирования.

Yu. E. Deines, V. V. Kovalevski, I. V. Kochneva, I. A. Moshnikov, V. S. Rozhkova. PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF SHUNGITE ROCKS FROM DIFFERENT STRATIGRAPHIC LEVELS OF THE ZAONEGA FORMATION

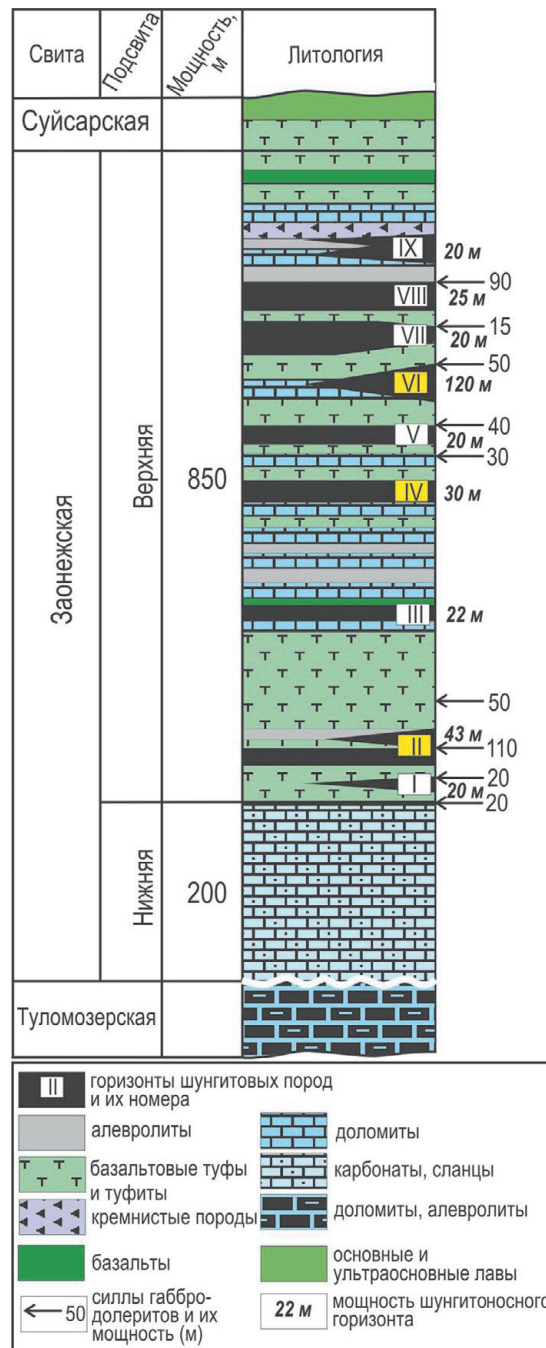
Shungite rocks confined to deposits located at different stratigraphic levels of the Zaonega Formation of the Paleoproterozoic in Karelia have been studied. The peak metamorphism temperatures were estimated using Raman spectroscopy to study the carbonaceous matter (shungite). The lowest temperatures (316–324 °C) were shown for shungite rocks in the sixth horizon, and the highest for samples in the second horizon (356–379 °C). In some horizons peak temperatures were relatively uniform, while in others they varied significantly among samples. The physical and chemical properties of shungite rocks im-

portant for their applicability, sorption activity and electrophysical properties were studied. Sixth-horizon rocks have the lowest sorption activity and electrical conductivity, although this correlation is not straightforward, and is determined also by the properties of the carbonaceous matter, its content and distribution.

Keywords: shungite rocks; petrochemical modules; stratigraphy; sorption activity; shielding effectiveness.

Введение

Шунгитовые породы Фенноскандинавского щита развиты в пределах Онежской синклинорной структуры в составе двух стратиграфических подразделений нижнего протерозоя: в людиковийском и калевийском надгоризонтах. Основная масса углерода при этом заключена в заонежской свите людиковия. Свита подразделяется на две подсвиты [Геология..., 1982]. Нижняя (осадочная) состоит из двух пачек и представлена в основном карбонатными породами, алевролитами, аргиллитами и реже песчаниками. Верхняя (осадочно-вулканогенная) включает три пачки, каждая из которых характеризуется особенностями внутреннего строения. В пределах верхней подсвиты заонежской свиты С. В. Купряковым в 1988 г. было выделено девять горизонтов шунгитоносных пород (рис.): три в первой пачке и шесть во второй. Горизонты выделяются условно как наиболее обогащенные $C_{орг.}$ участки слоистой толщи. Они сохраняют свое первично-слоистое строение. Максимальное содержание $C_{орг.}$ – в наиболее тонких пелитовых и алевролитовых компонентах, как правило, первично-глинистого, глинисто-кремнистого состава. Нумерация шунгитоносных горизонтов дана по стратиграфии (снизу вверх в пределах верхней подсвиты). Изучение состава минеральной основы пород этих горизонтов показывает, что часть из них по петрохимическим признакам может использоваться для корреляции отдельных пачек свиты [Дейнес, 2018]. В настоящее время существуют разные представления об исходном веществе шунгитовых пород и условиях его преобразования. Известно, что процессы формирования шунгитовых пород происходили в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, при температуре не более 450 °С и давлении не более 7 кбар. Однако в указанных диапазонах температур и давлений в различной степени проявлялось термальное и гидротермальное воздействие. Эти процессы шли крайне неравномерно, что привело к большому разбросу в свойствах углеродсодержащих пород не только по площади залегания, но и по глубине. При этом условия образова-



Стратиграфическая колонка заонежской свиты и положение шунгитоносных горизонтов [Филиппов, 2002] с изменениями

Stratigraphic column of the Zaonega Formation and the position of shungite horizons after [Filippov, 2002] with changes

ния и преобразования шунгитовых пород влияли на изменения структурных характеристик углеродистого вещества шунгитовых пород [Chazhengina, Kovalevski, 2017] и, как следствие, на их свойства. В работе сделана попытка выявления особенностей физико-химических свойств шунгитовых пород залежей, развитых по горизонтам, находящимся на разных стратиграфических уровнях.

Характеристика объекта исследования

Объектом исследования являлись четыре залежи шунгитовых пород Онежского синклинория, развитые по разным шунгитоносным горизонтам: одна по второму (Лебещина), одна по четвертому (Карнаволок) и две по шестому (Березовец, Мироновская). Отобрано по три образца шунгитовых пород с каждой из залежей с содержанием $C_{орг.}$ от 25 до 50 %.

Материалы и методы

Определение содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методами количественного химического анализа [Пономарев, 1961]. Работы проводились в Аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Данные химических анализов пересчитывались на безуглеродистую основу (минеральную компоненту шунгитовых пород).

Рамановские спектры углеродистого вещества (УВ) были получены с порошков на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR (длина волны 532 нм) в ИГ КарНЦ РАН. Количественные характеристики спектров рассчитаны в программе OMNIC. Для каждого образца снято около 20 спектров, построены кривые распределения, рассчитаны средние значения и стандартные отклонения. Пиковые температуры метаморфизма исследованных образцов оценивались по УВ с использованием уравнения: $T(^{\circ}C) = 91,4(R2)^2 - 556,3(R2) + 676,3$ [Аоуа, 2010], которое было оптимизировано для условий регионального метаморфизма и опробовано, в частности, на метаморфических породах Японии [Mori, 2019].

Оценка адсорбционной активности шунгитовых пород различных стратиграфических уровней проводилась по адсорбции метиленового синего (МС) и метанилового желтого (МЖ) из водных растворов. За меру активности принималось количество красителя, поглощенного из раствора навеской исследуемого материала (фракция > 1 мм) в статических условиях. Концентрацию красителя в растворе определяли с применением рамановской спектроскопии

по методике, предложенной в работе [Rozhko, Kovalevski, 2019].

Эффективность экранирования шунгитовых пород определялась на порошковых образцах коаксиальным методом электромагнитного спектрального анализа в диапазоне частот от 100 кГц до 1 ГГц (приборы SMV11 и SMV8.5). Оценка электропроводности осуществлялась с помощью измерителя L, C, R E7-8 (частота 1 кГц) двухэлектродным методом.

Результаты и обсуждение

Для выявления различий шунгитовых пород были рассчитаны петрохимические модули, многолетняя практика использования которых показала их эффективность при изучении осадочных пород [Юдович, Кетрис, 2000]. В табл. 1 представлен средний химический состав шунгитовых пород и петрохимические модули.

Содержание $C_{орг.}$ в изученных образцах изменяется в широких пределах (от 25 до 50 мас. %), все они относятся к типу кахитолитов [Юдович, Кетрис, 2000]. По составу минеральной компоненты исследуемые шунгитовые породы разделяются на три группы: нормосилиты (ГМ = 0,11–0,20 – VI горизонт), миосили-

Таблица 1. Химический состав шунгитовых пород
Table 1. Chemical composition of shungite rocks

Компоненты и модули Components and modules	Горизонты шунгитоносных пород Horizons of shungite rocks			
	VI	VI	IV	II
n	3	3	3	3
SiO ₂	82,51	86,04	72,62	68,58
TiO ₂	0,45	0,37	0,81	0,74
Al ₂ O ₃	7,96	6,12	12,68	15,48
Fe ₂ O ₃	3,78	3,44	4,85	6,12
MnO	0,06	0,02	0,02	0,04
MgO	1,37	0,88	1,93	1,73
CaO	1,05	0,18	0,81	0,21
Na ₂ O	0,30	0,12	1,66	4,65
K ₂ O	2,31	2,74	4,31	2,42
P ₂ O ₅	0,20	0,09	0,31	0,05
$C_{орг.}$ TOC	39,32	29,49	47,01	39,81
Сумма Sum	100,00	100,00	100,00	100,00
Na ₂ O+K ₂ O	2,61	2,86	5,96	7,06
ГМ GM	0,15	0,12	0,25	0,33
AM	0,10	0,07	0,17	0,23

Примечание. Составы пересчитаны на безуглеродистую составляющую (минеральную компоненту шунгитовых пород). n – количество образцов. ГМ – гидролизатный модуль $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, AM – алюмокремневый модуль (Al_2O_3 / SiO_2) .

Note. Compositions are recalculated to carbon-free component (mineral component of shungite rocks). n – number of samples. GM = $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, AM = Al_2O_3 / SiO_2 .

ты (ГМ = 0,21–0,30 – IV горизонт) и сиаллиты (ГМ = 0,31–0,55 – II горизонт).

Построив модульную диаграмму AM – Na₂O+K₂O, которая является самой информативной для разделения шунгитовых пород на горизонты, можно выделить три группы точек, соответствующие образцам, отобранным из II, IV и VI горизонта. Можно заметить, что породы нижележащего шунгитоносного горизонта менее кремнистые и более щелочные, с повышенным содержанием глинозема.

Результаты проведенных исследований физико-химических свойств представлены в табл. 2. Показано, что наименьшая пиковая температура метаморфизма (316–324 °С) характерна для шунгитовых пород шестого горизонта, а наибольшая – для образцов второго горизонта (356–379 °С). Для различных пород одного горизонта наблюдается как существенное различие, так и относительное постоянство пиковых температур метаморфизма. Например, для пород четвертого горизонта (Карнаволок) пиковая температура метаморфизма практически одинакова, а для образцов второго горизонта (Лебещина) существенно различается. Эта особенность сохраняется даже в пределах одного образца: для пород шестого горизонта пиковая температура метаморфизма фактически соответствует средней, приведенной в таблице, а для образца Л13/1 может изменяться от 363 до 393 °С, что свидетельствует о существенной структурной неоднородности углеродистого вещества этой шунгитовой породы.

Следует также отметить, что для разных групп образцов шестого горизонта (Мироновская и Березовец) наблюдается существенное различие в пиковых температурах метаморфизма. При этом породы Мироновской залежи очень близки по значениям этого параметра к породам четвертого горизонта (Карнаволок), что свидетельствует о наличии неучтенных геологических факторов при разделении шунгитовых пород по стратиграфическим уровням.

Результаты исследования физико-химических свойств шунгитовых пород, важных для их практического использования, свидетельствуют о наличии общей тенденции увеличения сорбционной активности и проводимости пород при увеличении пиковой температуры метаморфизма. Наименьшую сорбционную активность и электрическую проводимость имеют породы шестого горизонта, а для пород четвертого и второго горизонта наблюдается их общее увеличение, хотя эта зависимость не является вполне однозначной и определяется также свойствами углеродистого вещества, его содержанием и распределением. В частности, выявлено, что для шунгитовых пород из разных залежей характерна различная адсорбционная емкость по этим индикаторам (табл. 2), которая изменяется от 1,9 до 25 мг/г для МС и от 3,1 до 15 мг/г для МЖ. При этом не наблюдается прямой корреляции между процентным содержанием углерода и адсорбционной активностью шунгитовых пород, которая различается не только по количественным параме-

Таблица 2. Физико-химические свойства шунгитовых пород

Table 2. Physical and chemical properties of shungite rocks

Горизонты шунгитоносных пород Horizons of shungite rocks		C, %	R2	T _{пик} T _{peak} (°C)	МС (мг/г) MB (mg/g)	МЖ (мг/г) MY (mg/g)	pH	SE (dB _{100 МГц}) (dB _{100 MHz})	σ (См/м) (S/m)
II	Л13/1	31	0,602	379	16,6	5,3	5,47	44,3	350
	Л14	42	0,621	367	7,0	4,6	5,34	48,5	518
	ЛП 8/59	45	0,649	356	15,9	7,3	5,63	51,5	760
IV	К1	49	0,649	354	25,0	15,0	5,8	44,9	390
	К2	42	0,651	353	11,5	5,8	5,95	48,0	530
	К3	44	0,654	351	9,8	4,3	6,04	46,5	435
VI	Мр1	25	0,665	347	11,9	7,5	6,4	40,2	230
	Мр2	36	0,678	341	8,5	3,1	6,2	35,5	130
	Мр3	41	0,658	350	15,2	10,4	6,8	45,3	385
	Б7	26	0,714	324	7,0	3,6	3,25	18,4	15
	Б10	31	0,737	316	1,9	3,1	3,23	20,1	22
	Б24	30	0,733	317	8,9	4,4	3,3	19,7	18

Примечание. R2 – параметры рамановских спектров, T_{пик} – пиковые температуры метаморфизма (± 7 °С), МС – сорбция метиленового синего, МЖ – сорбция метанилового желтого, pH – кислотность водных вытяжек, SE – эффективность экранирования, σ – электрическая проводимость.

Note. R2 – parameters of Raman spectra, T_{peak} – peak metamorphism temperatures (± 7°C), MB – sorption of methylene blue, MY – sorption of methanyl yellow, pH – acidity of water extracts, SE – screening effectiveness, σ – electrical conductivity.

трам, но также и по соотношению сорбционной активности к МС и МЖ, т. е. по отношению к поверхностным функциональным группам кислотного и основного характера. Такие вариации по сорбционной активности к МС и МЖ и по проводимости важны для многих технологических процессов и обусловлены априори различиями в условиях образования (генезиса) углеродистого вещества выбранных шунгитовых пород. Это, в свою очередь, позволяет использовать выявленные закономерности не только чтобы выделить промышленные типы шунгитовых пород по направлениям их наиболее эффективного использования, но также обратить внимание на определение тонких закономерностей их генезиса.

Заключение

В исследованных шунгитовых породах наблюдается прямая зависимость между суммой щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) и алюмокремниевым модулем ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), а также отчетливая обратная зависимость между содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . Породы более высоких горизонтов менее щелочные, более кремнистые, чем нижележащие. Выявленные закономерности могут служить надежным поисковым признаком при разведке новых залежей шунгитовых пород Онежского синклинали, а также позволяют проводить корреляцию скважин.

С помощью рамановской спектроскопии по углеродистому геотермометру оценены пиковые температуры метаморфизма. Показано, что наименьшие температуры (316–324 °С) характерны для шунгитовых пород шестого горизонта, а наибольшие – для образцов второго горизонта (356–379 °С), как при существенном различии, так и при относительном постоянстве значений для различных пород одного горизонта. Определены параметры физико-химических свойств шунгитовых пород, важных для их практического использования, сорбционной активности и электрофизических свойств. Наименьшую сорбционную активность и электри-

ческую проводимость имеют породы шестого горизонта, хотя эта зависимость не является вполне однозначной и определяется также свойствами углеродистого вещества, его содержанием и распределением.

Исследования выполнены в рамках темы НИР КарНЦ РАН «Геология и генезис месторождений, минералогия и технология шунгитовых пород Онежской структуры».

Литература

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1982. 208 с.

Дейнес Ю. Е. Литохимические признаки шунгитоносных горизонтов Онежского синклинали // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 111–115. doi: 10.17076/geo846

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. R. Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks // J. Metamorph. Geol. 2010. Vol. 28(9). P. 895–914.

Chazhengina S. Y., Kovalevski V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites // J. Raman Spectrosc. 2017. Vol. 48(11). P. 1590–1596. doi: 10.1002/jrs.5188

Mori Y., Shigeno M., Miyazaki K., Nishiyama T. Peak metamorphic temperature of the Nishisonogi unit of the Nagasaki Metamorphic Rocks, western Kyushu, Japan // J. Mineral. Petrol. Sci. 2019. Vol. 114. P. 170–177.

Rozhkova V. S., Kovalevski V. V. Determination of adsorption of cationic and anionic dyes onto shungite by Raman spectroscopy // Spectroscopy. 2019. Vol. 34(7). P. 45–54.

Поступила в редакцию 31.01.2020

References

Deines Yu. E. Litokhimicheskie priznaki shungitonosnykh gorizontov Onezhskogo sinklinoriya [Lithochemical features of shungite rock horizons in the Onega structure]. Trudy KarNTs RAN [Trans. KarRC RAS]. 2018. No. 11. P. 111–115. doi: 10.17076/geo846

Filippov M. M. Shungitonosnye porody Onezhskoi struktury [Shungite rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2002. 280 p.

Geologiya shungitonosnykh vulkanogenno-osa-dochnykh obrazovaniy proterozoya Karelii [Geolo-

gy of schungite volcanic-sedimentary formations of the Proterozoic in Karelia]. Ed. V. A. Sokolov. Petrozavodsk: Karelia, 1982. 208 p.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Osnovy litokhimii [Fundamentals of lithochemistry]. St. Petersburg: Nauka, 2000. 479 p.

Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. R. Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *J. Metamorph. Geol.* 2010. Vol. 28(9). P. 895–914.

Chazhengina S. Y., Kovalevski V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites. *J. Raman Spectr.* 2017. Vol. 48(11). P. 1590–1596. doi: 10.1002/jrs.5188

Mori Y., Shigeno M., Miyazaki K., Nishiyama T. Peak metamorphic temperature of the Nishisono-

gi unit of the Nagasaki Metamorphic Rocks, western Kyushu, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2019. Vol. 114. P. 170–177.

Rozhkova V. S., Kovalevski V. V. Determination of adsorption of cationic and anionic dyes onto shungite by Raman spectroscopy. *Spectroscopy.* 2019. Vol. 34(7). P. 45–54.

Received January 31, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Дейнес Юлия Евгеньевна

научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: deines@krc.karelia.ru

Ковалевский Владимир Викторович

заведующий лаб. геологии и технологии шунгитов
Отдела минерального сырья, д. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: kovalevs@krc.karelia.ru

Кочнева Ирина Владимировна

ведущий технолог
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: kochneva@krc.karelia.ru

Мошников Игорь Анатольевич

научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: igorm@krc.karelia.ru

Рожкова Виктория Сергеевна

младший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: vrozhk@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Deines, Yulia

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: deines@krc.karelia.ru

Kovalevski, Vladimir

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kovalevs@krc.karelia.ru

Kochneva, Irina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kochneva@krc.karelia.ru

Moshnikov, Igor

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: igorm@krc.karelia.ru

Rozhkova, Victoria

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: vrozhk@krc.karelia.ru

УДК 622.012: 502.174 (470.2)

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ОТХОДОВ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРОИЗВОДСТВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

А. Ю. Шишков

*Департамент по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу,
на континентальном шельфе и в Мировом океане, представительство в Республике Карелия,
Петрозаводск, Россия*

Обсуждается вопрос реорганизации недропользования с учетом более рационального, комплексного освоения месторождений полезных ископаемых, охраны недр и окружающей среды в связи с проблемой отходов горнодобывающих производств. На основе сравнительного анализа показана объективная необходимость изменения оценки природных ресурсов отвалов и отходов с целью решения экологических задач и стимулирования экономического роста через создание мощностей высокотехнологичных производств. Характеризуется состояние использования отходов горнодобывающих предприятий Карело-Кольского региона. Достижения и проблемы этой деятельности рассмотрены на примере шунгитовых месторождений Заонежского полуострова на территории Карелии. Внесены предложения по созданию на каждом предприятии инновационной программы оптимизации производства, а под эгидой Регионального совета Баренцева/Евроарктического региона (СБЕР) – межведомственного комитета для отслеживания и поддержки инновационно-прогрессивных методов и открытий, способствующих улучшению экологии в нашей стране и конкретно в Карело-Кольском регионе.

Ключевые слова: отходы; горнодобывающие производства; оптимизация производства; Карело-Кольский регион.

A. Yu. Shishkov. EMERGING PROSPECTS OF MINING WASTE UTILIZATION IN THE KARELIAN-KOLA REGION

Re-organizing useful mineral utilization for a better management of useful mineral deposits and environmental protection is discussed with an emphasis on mining waste utilization. Comparative analysis was attempted to show the urgent need to re-assess natural resources in spoil heaps and waste with view to solving environmental problems and speeding up economic growth by boosting high-tech industries. Current mining waste utilization in the Karelian-Kola Region is described. Shungite deposits in Zaonezhsky Peninsula, Russian Karelia, are discussed to assess progress and problems in mining waste utilization. Proposals for making-up an innovation-oriented production optimization programme at each mining company were made. The establishing of the Interdepartmental Regional Committee under the Barents-Euroarctic Council (BEAC) was proposed to monitor and support innovative methods and advancements for a better management of mineral resources in Russia and in the Karelian-Kola Region.

Keywords: waste; mining industries; production optimization; Karelian-Kola Region.

Введение

В настоящее время остро обсуждается вопрос, связанный с применением отходов горнодобывающих производств. Этот вопрос включен в сферу актуальных проблем неслучайно, так как проект Федерального закона «О внесении изменений в закон РФ «О недрах» направлен на согласование в заинтересованные органы исполнительной власти по инициативе правительства РФ. В целом горнопромышленники России стоят на пороге реорганизации недропользования с учетом более рационального, комплексного освоения месторождений полезных ископаемых, охраны недр и охраны окружающей среды в соответствии с требованиями федеральных законов РФ и нормативной правовой документацией.

Отходы недропользования составляют подавляющую часть отходов, образованных и образующихся в настоящее время на территории России. Горнопромышленный комплекс накопил примерно 80–100 млрд тонн отходов недропользования, и ежегодно этот объем увеличивается на 1,5–2,0 млрд тонн. Предположительно, общая площадь земель, занятых отходами и выведенных из оборота, приблизилась к 2000 км². Более 600 км² занято шлакоаккумуляторами и хвостохранилищами, более 1000 км² – отвалами горнорудного производства, угольными терриконами, золотошлакоотвалами и др. [Экологическая..., 2002; Горюхин, 2008; Дробаденко, Бутов, 2017; Бутов, Орлова, 2019]. При этом многие объекты хранения отходов не отвечают современным экологическим требованиям.

Текущая ситуация характеризуется отсутствием мотивации вовлечения отходов в хозяйственный оборот. Предприятиям выгоднее платить за негативное воздействие на окружающую среду, чем внедрять экологически чистые технологии и перерабатывать отходы. В то же время отходы представляют реальную угрозу безопасности страны, негативно влияют на окружающую среду, наносят вред здоровью человека. Новые предложения заключаются в том, что пользователям недр предлагают разрешить добывать полезные ископаемые из отходов, а также использовать эти отходы для собственных производственных нужд с целью стимулирования использования отходов недропользования [Бутов, Орлова, 2019].

Предлагаемые изменения позволяют решить экологические задачи и стимулировать экономический рост через создание мощностей высокотехнологичных производств. Вводится новое понятие, к которому определено отнести

вскрышные и вмещающие породы, шламы, хвосты обогащения полезных ископаемых и иные отходы геологического изучения, разведки, добычи и первичной переработки минерального сырья [Об экологическом..., 2016]. Отмечается, что компания на период действия лицензии получит право извлекать полезные ископаемые и полезные компоненты из отходов недропользования, образовавшихся во время разработки недр, с правом использования их для собственных производственных и технологических нужд. При исчислении платы за негативное воздействие на окружающую среду предложено ее обнулить с года начала осуществления добычи полезных ископаемых и полезных компонентов из отходов недропользования и в течение срока фактического проведения этой работы. Таким образом, не только уменьшится экологическая нагрузка на окружающую среду, но и будет решаться проблема освобождения отведенных для сооружения отвалов площадей на поверхности, что позволит снизить антропогенную нагрузку. Важным моментом является то, что пользователи недр должны обеспечивать сохранность компонентов, которые содержатся в отходах, с предоставлением информации об этих компонентах в органы государственной статистики.

Необходимость вовлечения отходов в промышленное использование обусловлена высокой степенью их экологической нагрузки на окружающую среду и потенциально ценными потребительскими свойствами содержащихся в них полезных ископаемых и компонентов, не извлеченных на момент первичной добычи и обогащения полезных ископаемых.

Таким образом, в Законе РФ «О недрах» закрепляются только общие эколого-правовые запреты и ограничения, предъявляемые к пользователям недр на этапе ведения работ, связанных с использованием недрами в контексте обеспечения рационального использования и охраны недр, а основные принципы и приоритетные направления государственной политики в области обращения с отходами горнодобывающих предприятий должны законодательно присутствовать в дополняющих законодательных документах. Для сокращения массы отходов обязательной является максимально возможная переработка сырьевых запасов. Соблюдение положений закона позволяет уменьшить отрицательное влияние на природную среду. Следование закону способствует использованию отходов как сырьевых ресурсов [О недрах..., 1992].

Недропользователи должны максимально полезно использовать переходный период до

01.01.2022 г. для проведения мероприятий, позволяющих в дальнейшем значительно снизить, а возможно, полностью исключить вред окружающей среде и экономический ущерб [Об экологическом..., 2016].

Непосредственно требования к сбору, накоплению, использованию, обезвреживанию, транспортированию, размещению отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств, а также специальные требования к проектированию, строительству, реконструкции и ликвидации объектов размещения таких отходов (шламовых амбаров, шламохранилищ) следует закрепить в специальном разделе Федерального закона «Об отходах производства и потребления» [1998] и детализировать в подзаконных актах [Экологическая..., 2002; Об экологическом..., 2016].

Состояние использования отходов горнодобывающих предприятий Карело-Кольского региона

Ниже данная ситуация иллюстрируется состоянием использования отходов производства Карело-Кольского горнопромышленного комплекса (табл.).

Мурманская область. В настоящее время в основном все ограничивается собственными потребностями предприятий для поддержания автодорог, строительства дамб и закладки отработанного пространства горных выработок.

Вовлечение в производство техногенных месторождений на базе отвалов некондиционного сырья, хвостов обогащения и продуктов гидрометаллургического передела имеет большое значение для всей территории Мурманской области с точки зрения экологии и получения дополнительных промышленных продуктов при разработке коренных месторождений региона. В связи с этим прогнозируются новые горизонты применения горнодобывающих производств.

Республика Карелия. Разработка Костомукшского железорудного месторождения на территории Республики Карелия ведется открытым способом. Кроме добычи магнетитовых кварцитов, являющихся основным полезным ископаемым месторождения, из недр извлекается в 2–3 раза больше различных пород, которые почти полностью отправляются в отвалы, где бессистемно смешиваются и теряют значение как возможное минеральное сырье.

Отвалы и хвостохранилища Костомукшского ГОКа занимают обширные площади, на их содержание предусмотрены значительные средства. Комплексное геологическое и технологи-

ческое изучение вскрышных пород показало, что большая часть их может найти применение в качестве строительных материалов и технологического сырья различного назначения [Вскрышные..., 1983; Минерально-сырьевая..., 2006].

Наибольшую ценность из пород, отнесенных к вскрышным, представляют геллифлинты (кварц-альбитовые породы риолит-дацитового состава) натриевой и калиевой разновидностей и плагиопорфиры. Натриевая разновидность составляет более 90 %. Запасы этих кварцполевошпатовых пород только в пределах контура Центрального карьера, по ориентировочному подсчету, превышают 250 млн тонн [Минерально-сырьевая..., 2006].

Институтом геологии КарНЦ РАН и многими другими организациями и предприятиями на основании проведенных полупромышленных и лабораторных технологических исследований показано, что геллефлинта без обогащения и обогащенная может быть использована во многих направлениях промышленных производств [Вскрышные..., 1983]. Геллефлинты калиевые могут использоваться в производстве тонкой керамики – хозяйственного, художественного фарфора, в электроизоляторах и других областях. Геллефлинты натриевые пригодны для санитарно-технической керамики, стекла, глазури, эмалей, абразивов и т. п.

В соответствии с Техническим заданием ИГ КарНЦ РАН провел оценку влияния физического и химического выветривания на свойства и сохранность минералов лежалых отвалов Чупино-Лоухского горнопромышленного района и дал технологическую оценку обогатимости крупнокускового кварцевого и полевошпатового сырья с использованием современных методов и оборудования, выпускаемого в России и за рубежом. Одним из результатов стало научное обоснование потенциала георесурсов отвалов слюдяных пегматитов ГОКа «Карелслюда» с разработкой рекомендаций по их комплексному использованию. Такая разработка выполнена применительно в первую очередь к отвалам ныне недействующих рудников «Плотина» и «Малиновая Варакка». Эмпирической базой этих исследований послужили данные официальной статистической отчетности о состоянии и использовании техногенных отвалов ГОКа «Карелслюда» промышленностью, а также фактический материал о деятельности предприятия и данные по оценке ресурсного потенциала отвалов [Минеральное..., 1991; Щипцов и др., 2014].

Отвалы отработанных крупных месторождений этого района складированы на дневную по-

Статистические данные по отходам горнопромышленных производств Мурманской области

Statistical data on the mining waste in the Murmansk Region

Предприятие Enterprise	Объемы отходов, млн м ³ Waste volume, mln m ³		Материал отходов Waste materials	Объемы отходов, млн м ³ Waste volume, mln m ³		Примечание Note
	Всего Total	В т. ч. 2018 год Including 2018		Всего Total	В т. ч. 2018 год Including 2018	
АО «Кольская ГМК» JSC Kola MMC	496,2	Не размещалась Not located	Вскрышные породы Overburden	23,8	0,07	Для собственных нужд. В качестве закладки отработанного пространства For its own needs. For filling the worked-out area
	115,2	2,1	Хвосты обогащения Concentration tailings	9,2	0,6	Для строительства дамбы хвостохранилища For building a tailing dam
АО «Апатит» JSC Apatit	584	14,6	Вскрышные породы Overburden	16,4	0,091	Для собственных нужд. Засыпка карьеров (внутренний отвал), производство щебня. Предполагается дальнейшее использование вскрышных пород для производства щебня и отсыпки дамбы хвостохранилища For its own needs. Back-filling the quarries (internal dump), crushed stone production. The further use of overburden for producing crushed stone and dumping a tailings dam is expected
	480	9,4	Хвосты обогащения Concentration tailings	9,5	1,25	Подсыпка дорог и для собственных нужд Filling the roads and for its own needs
АО «Олкон» JSC Olkon	584	14,6	Вскрышные породы Overburden	16,4	0,091	Для собственных нужд. Засыпка карьеров (внутренний отвал), производство щебня. Предполагается дальнейшее использование вскрышных пород для производства щебня и отсыпки дамбы хвостохранилища For its own needs. Back-filling the quarries (internal dump), crushed stone production. The further use of overburden for producing crushed stone and dumping a tailings dam is expected
	480	9,4	Хвосты обогащения Concentration tailings	9,5	1,25	Подсыпка дорог и для собственных нужд Filling the roads and for its own needs
АО «Ковдорский ГОК» JSC Kovdor MPP	355,3	13,0	Вскрышные породы Overburden	33,4	0,5	Для собственных нужд – подсыпка дорог For its own needs – filling the roads
	213,3	7,6	Хвосты обогащения Concentration tailings	-	-	Складируются, в отдаленной перспективе возможно использование как техногенного месторождения Warehousing; in the long term, possible use as a technogenic deposit

Окончание табл.
Table (continued)

АО «Северо-Западная фосфорная компания» JSC North-Western Phosphorous Company	58	9,0	Вскрышные породы Overburden	2,3	0,4	Для производства закладочных материалов и забутовки горных выработок For producing backfill materials and backfilling the mines
	0,001	0	Хвосты обогащения Concentration tailings	0	0	-
ООО «Ловозерский ГОК» LC Lovozero MPP	0,9	0,01	Вскрышные породы Overburden	0	0	В настоящее время не используются Not currently used
	9,4	0,02	Хвосты обогащения Concentration tailings	0	0	

верхность, Необходимы конкретные действия по этапной отработке отдельных отвалов бывших рудников. В этом случае производительность предприятия по горной массе рассматривается на уровне 45–50 тыс. т/год.

Достижения и проблемы применения отходов горнопромышленного производства на примере шунгитовых месторождений Заонежского полуострова на территории Карелии

Этими комплексами сложены несколько десятков месторождений углеродсодержащих пород Онежской палеопротерозойской структуры с прогнозными ресурсами более 4 млрд тонн углерода, и приурочены они преимущественно к образованиям людиковийской системы с нижней возрастной границей 2,1 млрд лет.

Шунгитовые породы – углеродсодержащие образования Карелии, являются природными композиционными материалами, содержащими углеродистое вещество и минеральные компоненты с составом от кремнистого, алюмосиликатного и карбонатного до смешанного. Они относятся к классу углеродсодержащих пород, различающихся по содержанию углерода и разнообразию минералов. Шунгит (шунгитовое вещество) определяется как уникальный природный углерод, некристаллический, неграфитируемый, фуллереноподобный. Уникальность шунгита проявляется на различных структурно-вещественных уровнях: надмолекулярном, молекулярном, электронно-энергетическом, структурно-физическом и геолого-генетическом (парагенетическом) [Калинин, Ковалевский, 2013].

В настоящее время обосновано выделение крупнейшего в мире рудного поля с двумя действующими карьерами (Захогино и Максого) [Минерально-сырьевая..., 2006].

В зависимости от природных типов и сортов шунгитовых пород определяются области их применения [Калинин и др., 2008; Kovalevsky, Shchiptsov, 2019].

Структура и свойства в целом шунгитовой породы характеризуют эффективность ее использования в окислительно-восстановительных процессах: в доменном производстве литейных (высококремнистых) чугунов; производстве ферросплавов, желтого фосфора, карбида и нитридного кремния; как упрочняющий компонент желобных масс; как наполнитель противопожарных красок.

Сорбционные, каталитические и восстановительные свойства шунгитовых пород позволяют их использовать: в подготовке питьевой воды высокого качества в проточных системах любой производительности, в колодцах; в очистке городских бытовых, промышленных стоков от многих вредных веществ; в подготовке воды бассейнов; в подготовке воды ТЭЦ; при изготовлении электропроводной краски; электропроводных бетонов, кирпичей; электропроводных штукатурных и кладочных растворов; электропроводных асфальтов; а также в шунгитовой терапии.

На шунгитовом наполнителе созданы строительные материалы, по физико-механическим свойствам не уступающие традиционным, но способные эффективно экранировать электромагнитные излучения высоких частот, вредные для здоровья человека.

При тонком помоле шунгиты могут использоваться в порошках-смесях с любыми связующими органической и неорганической природы, что дает возможность их применения в качестве: черного пигмента красок на различной основе (масляных и водных); наполнителя полимерных материалов (полиэтилена, полипропилена, фторопласта и пр.); заменителя белой сажи и техуглерода в составе резин. Перера-

ботанный (модифицированный) шунгит является эффективной кормовой добавкой, которая улучшает пищеварение у коров, сельскохозяйственной птицы и свиней с использованием пребиотического эффекта модифицированного шунгита и сорбции неполярных и полярных микотоксинов.

Дан старт проекту в рамках приграничного сотрудничества по программе «South-East Finland – Russia CBC 2014–2020» «Innovative Natural Solutions of Shungite & EM-technology for Water Purification» (SHEM-WP). Партнерами проекта выступают Экологическое бюро г. Лаппеенранта (ведущий партнер); Лаппеенрантский технологический университет (LUT); ГГУП СФ «Минерал» (г. Санкт-Петербург) и ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Базовой идеей является соединение двух компонентов – технологии очистки на основе действия микроорганизмов и шунгитовых пород и тестирование их совместного эффекта в разных условиях. Тесты намечены в двух районах Лаппеенранты и четырех районах Санкт-Петербурга. Инновационные природные решения для очистки воды осуществляются на основе технологии SHEM-WP. Вид загрязнителя определяет выбор шунгитовой породы и микроорганизмов. Шунгитовые породы сорбируют микроорганизмы, обезвреживают и утилизируют.

Результаты поисковых и поисково-оценочных работ на шунгитовые породы позволят создать современную классификацию геолого-промышленных типов шунгитовых пород, определить наиболее перспективные участки залегания шунгитовых пород под конкретные направления его использования. По сути, осуществление планируемых работ приведет к эффективному вложению затраченных средств в стоимость будущих месторождений и развитие инновационных подходов в использовании уникального углеродсодержащего сырья России [Kovalevsky, Shchiptsov, 2019].

Заключение

Экологическая доктрина Российской Федерации определяет цели, направления, задачи и принципы проведения в Российской Федерации единой государственной политики в области экологии на долгосрочный период [Экологическая..., 2002].

Конкретизация положений настоящего документа применительно к отдельным сферам деятельности общества и государства и особенностям проведения государственной политики в области экологии по различным субъек-

там Российской Федерации может быть осуществлена при разработке программ развития субъектов Российской Федерации и отраслей экономики.

В документе указывается на необходимость осуществления следующих мероприятий [Экологическая..., 2002]: (1) совершенствование механизмов природопользования с учетом задач сохранения и воспроизводства природной среды; (2) максимально полное использование извлеченных полезных ископаемых; (3) минимизация отходов при их добыче и переработке; (4) минимизация ущерба, наносимого природной среде при разведке и добыче полезных ископаемых; (5) рекультивация земель, нарушенных в результате разработки месторождений полезных ископаемых; (6) ликвидация или консервация объектов ведения горных работ по истечении срока действия лицензии или при досрочном прекращении пользования недрами.

Шагом вперед может стать создание на каждом предприятии «Инновационной программы оптимизации производства», которая призвана решить горнотехнические, экономические, экологические, социальные задачи, провести модернизацию менеджмента, определиться с отнесением получаемого попутного минерального сырья к промпродуктам и отходам производства. Она должна включать основу применения комплексных инженерных решений, которые дополняют, скорректируют технологические процессы, дадут возможность вовлечения в переработку промежуточных продуктов промышленного производства в целях доизвлечения полезного ископаемого без увеличения платежей по НДС (нормативные потери), комплексного освоения месторождений полезных ископаемых и учтут необходимость создания надлежащей деловой культуры производства.

Внедрение циркулярной экономики – когда отходы одного производства являются сырьем для другого – позволит рационально относиться к данным природой богатствам и приведет к улучшению экологической ситуации.

Под эгидой Регионального совета Баренцева/Евроарктического региона (СБЕР) таким организациям, как НП «Горнопромышленники России», ФИЦ КНЦ РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, а также всем профильным научно-исследовательским институтам при поддержке правительств Мурманской области и Республики Карелия и содействии крупных предприятий минерально-сырьевого комплекса необходимо создать межведомственный комитет для отслеживания и поддержки инновационно-прогрессивных ме-

тодов и открытий, способствующих улучшению экологии в нашей стране и конкретно в Карело-Кольском регионе.

Литература

Бутов И. И., Орлова И. Г. Горнопромышленный комплекс России: неизбежность экологической модернизации // Экологический вестник России. 2019. № 2. С. 41–46.

Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве / Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1983. 142 с.

Горюхин М. В. Разработка систематизации отходов горнодобывающей промышленности // Региональные проблемы. 2008. № 10. С. 64–67.

Дробаденко В. П., Бутов И. И. Недропользование и экологизация экономики // Маркшейдерский вестник. 2017. № 2(117). С. 11–19.

Калинин Ю. К., Ковалевский В. В. Шунгитовые породы: горизонты научного поиска // Наука в России. 2013. № 6. С. 66–72.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: УНЦХ СПбГУ, 2008. 219 с.

References

Butov I. I., Orlova I. G. Gornopromyshlenniy kompleks Rossii: neizbezhnost' ekologicheskoi modernizatsii [The mining complex of Russia: the inevitability of environmental modernization]. *Ekologicheskii vestnik Rossii*. 2019. No. 2. P. 41–46.

Drobadenko V. P., Butov I. I. Nedropol'zovanie i ekologizatsiya ekonomiki [Subsurface and ecology of economics]. *Marksheiderskii vestnik* [Mine Surveying Bull.]. 2017. No. 2(117). P. 11–19.

Ekologicheskaya doktrina Rossiiskoi Federatsii. Rasporyazhenie Pravitel'stva RF ot 31.08.2002 № 1225-r [Environmental Doctrine of the Russian Federation. Order of the Government of the Russian Federation of August 31, 2002 No. 1225-r].

Goryukhin M. V. Razrabotka sistematzatsii otkhodov gornodobyvayushchei promyshlennosti [Development of mining waste systematization]. *Regional'nye probl.* [Regional Probl.]. 2008. No. 10. P. 64–67.

Kalinin Yu. K., Kovalevskii V. V. Shungitovye породы: gorizonty nauchnogo poiska [Shungite rocks: horizons of scientific research]. *Nauka v Rossii* [Science in Russia]. 2013. No. 6. P. 66–72.

Kalinin Yu. K., Kalinin A. I., Skorobogatov G. A. Shungity Karelii – dlya novykh stroimaterialov, v khimicheskoi sinteze, gazoochistke, vodopodgotovke i meditsine [Shungites of Karelia – for new building materials, in chemical synthesis, gas purification, water treatment, and medicine]. St. Petersburg: UNTsKh SPbGU, 2008. 219 p.

Mineral'noe syr'e Loukhskogo raiona Karel'skoi ASSR [Mineral raw materials of the Loukhsky District

Mineral'noe syr'e Loukhskogo raiona Karel'skoi ASSR / Otv. red. V. V. Shchiptov. Petrozavodsk: KarNC RAN, 1991. 192 s.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kn. 2. Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnye vody i lechebnye gryazi. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. 356 s.

O nedrah. Federal'nyi zakon ot 21.02.1992 g. № 2395-1.

Ob otkhodakh proizvodstva i potrebleniya. Federal'nyi zakon ot 24.06.1998 g. № 89-FZ.

Ob ekologicheskoi razvitii Rossiiskoi Federatsii v interesakh budushchikh pokolenii. Doklad Gossovetu RF. Moskva, Kremль, dekabr' 2016 g.

Щипцов В. В. и др. Отчет о научно-исследовательской работе по научному обоснованию потенциальных георесурсов отвалов слюдяных пегматитов ГОКа «Карелслюда» с разработкой рекомендаций по их комплексному использованию. Договор с Минприроды и экологии РК. Петрозаводск, 2014. Архив КарНЦ РАН.

Ekologicheskaya doktrina Rossiiskoi Federatsii. Rasporyazhenie Pravitel'stva RF ot 31.08.2002 № 1225-p.

Kovalevsky V., Shchiptsov V. Shungites and their industrial potential // S. Glagolev (ed.). ICAM 2019. SPEES. 2019. P. 201–204. doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_47

Поступила в редакцию 29.01.2020

of the Karelian Autonomous Soviet Socialist Republic]. Ed. V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1991. 192 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kn. 2. Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnye vody i lechebnye gryazi [Mineral resources base of the Republic of Karelia. Book 2. Non-metallic minerals. Groundwater and healing mud]. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. 356 p.

O nedrah. Federal'nyi zakon ot 21.02.1992 g. № 2395-1 [On subsoil. Federal law No. 2395-1 dated 21.02.1992].

Ob otkhodakh proizvodstva i potrebleniya. Federal'nyi zakon ot 24.06.1998 g. № 89-FZ [On production and consumption waste. Federal law No. 89-FZ dated 24.06.1998].

Ob ekologicheskoi razvitii Rossiiskoi Federatsii v interesakh budushchikh pokolenii. Doklad Gossovetu RF [On the environmental development of the Russian Federation for future generations. A report for the State Council of the Russian Federation]. Moscow, Kremlin, December 2016.

Shchiptsov V. V. et al. Otchet o nauchno-issledovatel'skoi rabote po nauchnomu obosnovaniyu potentsial'nykh georesurov otvalov slyudyanykh pegmatitov GOКа «Karelslyuda» s razrabotkoi rekomendatsii po ikh kompleksnomu ispol'zovaniyu. Dogovor s Minprirody i ekologii RK [Report on research work on the scientific justification of potential georesources of mica pegmatite dumps of the Karelslyuda mining and processing enterprise with the development of recommendations for

their integrated use. Agreement with the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk, 2014. Archive of KarRC RAS.

Vskryshnye porody Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya i puti ikh ispol'zovaniya v narodnom khozyaistve [Overburden of the Kostomuksha iron ore deposit and ways of its use in the national economy]. Ed. V. A. Sokolov. Petrozavodsk: Kareliya, 1983. 142 p.

Kovalevsky V., Shchiptsov V. Shungites and their industrial potential. S. *Glagolev (ed.)*. ICAM 2019. SPEES. 2019. P. 201–204. doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_47

Received January 29, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Шишков Алексей Юрьевич

руководитель
Департамент по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу, на континентальном шельфе и в Мировом океане, представительство в Республике Карелия
ул. Дзержинского, 9, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185035
эл. почта: karel@rosnedra.gov.ru

CONTRIBUTOR:

Shishkov, Aleksey

Department of Subsoil Use
in the Northwestern Federal District,
on the Continental Shelf and in the World Ocean
9 Dzerzhinskogo St., 185035 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: karel@rosnedra.gov.ru

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ЭКЛОГИТАМ ВПЕРВЫЕ ПРОШЛА В РОССИИ (Петрозаводск, 24–27 июня 2019 г.)

Летом 2019 г. в Петрозаводске (Карелия) состоялась 13-я международная конференция по эклогитам (13-IEC). Конференция входит в число регулярных международных мероприятий, которые собирают ведущих специалистов,

изучающих метаморфизм высоких и сверх-высоких давлений, и она впервые проходила в России. Ее проведение в нашем регионе означает признание открытия докембрийских эклогитов в Беломорской провинции Фен-



Участники конференции



Члены Организационного комитета 13-ИЕС (слева направо): проф. А. Л. Перчук, академик В. С. Шацкий, проф. А. И. Слабунов. Справа – стенд с эмблемой 13-ИЕС, придуманной ученым секретарем А. В. Пилицыной

носкандинавского щита¹ и продолжающийся большой интерес специалистов к этому уникальному объекту.

Право проведения 13-ИЕС в России было подтверждено Координационным комитетом по организации конференций по эклогитам (International Eclogite Conference Coordination Committee (IECCC)) в 2017 году в Швеции, после обсуждения заявки, подготовленной членами будущего Организационного комитета. На подготовку этого важного мероприятия отводилось два года. Организационный комитет 13-ИЕС, в состав которого входили академик РАН (с ноября 2019 г.) В. С. Шацкий (Новосибирск) – председатель, профессора А. Л. Перчук (Москва) и А. И. Слабунов (Петрозаводск) – заместители председателя, А. В. Пилицына

¹ Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В., Докукина К. А., Соколик С. Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Тектоника земной коры и мантии: Материалы XXXVIII тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392.

(Москва) – ученый секретарь, а также созданный экскурсионный комитет (А. И. Слабунов (Петрозаводск), В. В. Балаганский (Апатиты) и А. А. Щипанский (Москва)) сделали за этот период все необходимое для проведения его на высоком уровне. Рабочим языком конференции был английский. Финансовую и организационную поддержку конференции оказали Министерство науки и высшего образования РФ, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Институт геологии КарНЦ РАН, Геологический институт Кольского научного центра РАН, Геологический институт РАН.

В 13-ИЕС приняли участие 117 ученых из Бразилии, Великобритании, Германии, Италии, Китая, Нидерландов, Польши, России, США, Франции, Чехии, Швеции, Японии. На пленарных заседаниях заслушано 55 устных докладов, среди которых шесть – обзорные, сделанные признанными в мире экспертами в области изучения пород эклогитовой фации метаморфизма. Кроме того, участники имели возможность обсудить 38 стендовых докладов. Однако в конференцию было вовлечено значительно больше ученых, так как авторами докладов, заслушанных на ней, являлись 264 исследовате-



Главные помощники Оргкомитета 13-ИЕС на стендовой сессии конференции (слева направо): И. А. Горбунов (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), О. А. Максимов, Н. С. Нестерова (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск), М. Ю. Сидоров, Т. В. Картушинская (ГИ КНЦ РАН, Апатиты)



Лекция проф. В. В. Балаганского (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) на эклогитах о. Столбиха



А. А. Щипанский (ГИН РАН, Москва) отвечает на вопрос проф. В. Шенка (Германия) во время экскурсии на карьер Куру-Ваара

ля из 24 стран мира. По результатам форума подготовлены и изданы материалы конференции (тезисы докладов)¹, за что отвечал научный комитет конференции, возглавляемый проф. Ш. Мёллер (Charlotte Möller) из Швеции – Президентом IECSS (до 27 июля 2019 г.).

Важной частью конференции являлись научные экскурсии на север Карелии (с. Гридино) и юг Мурманской области (р-ны Салмы, Куру-Ваара), где находятся наиболее изученные в настоящее время докембрийские эклогиты. В экскурсиях приняли участие 88 исследователей, которые на протяжении четырех дней побывали на островах Столбиха, Избная Луда и Воротная Луда Белого моря, на карьере Куру-Ваара и в р-не Салмы (оз. Бабинская Имандра), где смогли познакомиться с эклогитами Беломорья. Экскурсии были организованы и прове-

дены учеными Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск), Геологического института КНЦ РАН (Апатиты) и Геологического института РАН (Москва). Благодаря их усилиям и под эгидой экскурсионного комитета был подготовлен путеводитель научных экскурсий «Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield»². Кроме того, сотрудники ИГ КарНЦ РАН (С. А. Светов, П. В. Медведев) по просьбе участников 13-IEC организовали и провели однодневную научную экскурсию «Precambrian rocks of the Karelian Craton, Fennoscandian Shield». Многогранную организационную поддержку экскурсий и конференции в целом оказала туристическая фирма «Karelika» (Петрозаводск), которая обеспечила теплый прием участников 13-IEC на всех маршрутах их следования от Санкт-Петербурга до Петрозаводска, Гридино и далее.

¹ Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / C. Mattinson, D. Castelli, S. W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. 104 p.

² Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / A. I. Slabunov, V. V. Balagansky, A. A. Shchipskiy (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. 81 p.

На церемонии закрытия 13-IES мантия Президента IECSS передана Шарлоттой Мёллер проф. В. С. Шацкому, а эстафету проведения следующей, 14-й конференции по эклогитам приняла Франция. Мероприятие пройдет в 2022 году в Париже. «Bienvenue à Paris en 2022», – сказал в своей презентации 14-IES проф. Гастон Годар (Gaston Godard). Выбор времени и места символичен: в 1822 году французский минералог и основоположник

кристаллографии Рене Жюст Гаюи (René-Just Haüy) впервые ввел в научный оборот термин «эклогит», обозначив им необычную горную породу, о которой тогда, 200 лет назад, мало что знали, но уже понимали, что она – избранная, ведь именно так можно перевести слово «эклогит» с греческого языка.

А. И. Слабунов

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

К 110-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ЛЕОНИДА ЯКОВЛЕВИЧА ХАРИТОНОВА (1910–1964)



В ноябре 2020 года исполняется 110 лет со дня рождения одного из лучших знатоков геологии докембрия восточной части Фенноскандинавского щита, к. г.-м. н., участни-

ка Великой Отечественной войны Л. Я. Харитонова, внесшего большой вклад в познание стратиграфии и тектоники Карело-Кольского региона.

Видный исследователь геологии Карелии и Кольского полуострова Леонид Яковлевич Харитонов продолжил дело своих предшественников П. А. Пузыревского, А. А. Иностранцева, В. М. Тимофеева. На основе огромного количества фактического материала им составлена стратиграфическая схема карелид и предложена новая версия тектонического строения восточной части Балтийского щита. Согласно Леониду Яковлевичу, Карельский и Мурманский массивы выступали в качестве срединных массивов в обширной области карелид. Это было в то время, когда в качестве срединного массива, по мнению большинства авторитетных геологов, в Карельской геосинклинали выступал Беломорский блок. Напротив, по Л. Я. Харитонову, «Беломориды следует рассматривать в целом как первично древнюю структуру с присущей ей тектоникой, но в последующем оказавшуюся вовлеченной в карельский орогенез» [Харитонов, 1966, с. 346]. Ныне понятие «Беломорский блок» отвергнуто, а общепринятым стал термин «Беломорский подвижный пояс». К сожалению, при обсуждении эволюции Беломорского подвижного пояса о Леониде Яковлевиче упоминают редко, а, вероятно, именно он был автором идеи о мобильности Беломорья. И уж точно – первым авторитетным пропагандистом этой идеи.



Свидетельство об окончании Ленинградского горного института

Леонид Яковлевич Харитонов родился 9 ноября 1910 года в деревне Святнаволоке Мяндусельгской волости Повенецкого уезда (ныне Кондопожский район РК). Его родители, отец Яков Александрович, родом из Святнаволоки, и мать Параскева Васильевна, с 1902 по 1926 г. преподавали в начальной сельской школе, которую Леонид окончил в 1923 году. Затем он продолжил учебу в Петрозаводске, живя в интернате. Окончив девятилетку в 1927 году, Леонид, решивший стать геологом, поступил в Ленинградский университет. Возможно, на выбор профессии повлияло то обстоятельство, что другом его отца был профессор университета, геолог Владимир Максимилианович Тимофеев, уроженец Петрозаводска.

В 1929 году студенты геологического отделения были переведены в Горный институт, который Леонид Яковлевич окончил в 1931 году.

11 мая 1931 года Л. Я. Харитонов был принят на работу в образованное в 1929 году Ленинградское геологическое управление на должность прораба на правах начальника партии. Первые шаги его трудовой деятельности пришлось на начало систематического геологического изучения территории СССР. Леонид Харитонов начинал работать под руководством Владимира Максимилиановича Тимофеева – авторитетнейшего исследователя геологии

и полезных ископаемых Карелии, составившего в 1934 году геологическую карту Карелии, на которой впервые были показаны основные черты структуры территории Карелии.

15 апреля 1932 года ученик Тимофеева молодой геолог Л. Я. Харитонов был назначен техноруком Кондопожской Спасогубской партии, а 26 мая того же года – уже техноруком Петрозаводской геологоразведочной базы. Итоги работ 1931 и 1932 годов изложены в трех рукописных отчетах объемом 120 страниц, включая 10 страниц рекомендаций и записку «Углистые сланцы как сырье для лакокрасочной промышленности».

1 июня 1933 года Л. Я. Харитонов назначен начальником Центрально-Кольской разведочной слюдяной партии, а 13 ноября того же года – начальником Оленеостровской партии, занимавшейся изучением карбонатных пород Южного Оленьего острова – сырья для получения извести методом обжига. Производственную работу он по своей инициативе сочетал с научными исследованиями, результаты которых позже были опубликованы в Трудах Ленинградского геологического управления.

В 1934 году Леонид Яковлевич был назначен начальником Сегозерской поисково-съёмочной партии, получил интересный материал по геологии Онежско-Сегозерского водораздела, составил геологическую карту Кумсинской струк-



На полевых работах с В. М. Тимофеевым

туры (Чебино – Покровское) и Кумчезерской структуры, к северу от Святнаволока (1935 г.).

За первые полевые сезоны Леонид Харитонов установил, что сегозерская и онежская системы залегают не согласно, а разделены стратиграфическим несогласием, ознаменовавшимся накоплением толщи полимиктовых конгломератов. В 1936 году он был назначен начальником Тунгудской поисково-съёмочной партии.

Полученные в Центральной Карелии материалы легли в основу описания экскурсии Чебино – Покровское, проведенной для участников XVII сессии Международного геологического конгресса, проходившего в СССР в 1937 году. Этот год был трагичным для семьи Леонида Яковлевича: его отец был арестован и сослан (умер в 1942 году).

В мае 1937 года Л. Я. Харитонов работал начальником сначала Ковдозерской, затем Восточно-Кейвской партии и Западно-Кейвской экспедиции, ориентированной на решение проблемы кианитов – алюмо-силикатного сырья. Л. Я. Харитонов проявил себя как опытный и энергичный геолог и организатор геологических работ.

Уже в довоенный период Л. Я. Харитонов занялся рассмотрением фундаментальных вопросов стратиграфии и тектоники карельской формации. Итоги предвоенных работ были

сведены в двух монографиях, изданных в 1938 и 1941 годах.

В августе 1941 года Л. Я. Харитонов был призван в армию, где служил в качестве военного геолога на Ленинградском и Волховском фронтах, а после победы над Германией – на Дальневосточном фронте. За участие в Великой Отечественной войне он награжден медалями «За оборону Ленинграда», «За победу над Германией», «За победу над Японией».

После демобилизации в 1946 году Л. Я. Харитонов принят на должность старшего геолога в Центральную Карельскую экспедицию Ленинградского геологического управления. В 1947–1949 годах он возглавляет коллективы геологов, работающих на территории Карелии и Кольского полуострова. В 1950 году Леонид Яковлевич защитил кандидатскую диссертацию по геологии Западных Кейв.

С 1953 года Л. Я. Харитонов работал во ВСЕГЕИ в составе Тематической партии по подготовке XXVII тома «Мурманская область» серии «Геология СССР», изданного в 1958 году. Одновременно являлся доцентом Ленинградского университета, старшим научным сотрудником Института земной коры геологического факультета ЛГУ.

Обширные знания Леонида Яковлевича позволили ему сделать принципиально новые

региональные обобщения: он пришел к выводу о том, что в качестве срединных массивов в карельской орогении выступали Карельский и Мурманский массивы, а не Беломорский, как полагали другие авторитетные геологи, развивавшие тектонические идеи А. А. Полканова.

В начале 1964 года Леонид Яковлевич Харитонов оформил докторскую диссертацию «Структура и стратиграфия Восточной части Балтийского щита», но защита не состоялась: 23 июня 1964 года он умер.

За самоотверженную, напряженную работу Л. Я. Харитонов был награжден медалями «За трудовое отличие» (1949 г.) и «За трудовую доблесть» (1951 г.).

Его итоговый труд – монография «Структура и стратиграфия карелид Восточной части Бал-

тийского щита» был завершен благодаря стараниям его учеников и коллег уже после смерти ученого и издан в 1966 году.

В аванзале Музея геологии докембрия, расположенного в Институте геологии Карельского научного центра, размещена экспозиция, посвященная истории геологического изучения Карелии. Здесь представлены некоторые карты, отражающие эволюцию взглядов на геологическое строение территории Карелии, и портреты выдающихся геологов – исследователей Карелии, среди которых заслуженное место занимает портрет Леонида Яковлевича Харитонova.

М. А. Елисеев, В. В. Травин

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ Л. Я. ХАРИТОНОВА ПО ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ

1936. О деталях складчатости известняков Южного Оленьего о-ва на Онежском озере // Мат. по геол. и полезн. ископ. КАССР. Сб. № 1 Лен. геол. треста. М.-Л.

1937. Геология района Чебино – Покровское. Путеводитель Северной экскурсии XVII сессии МГК. М.

1938. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия Онего-Сегозерского водораздела // Тр. Лен. геол. треста, вып. 17. М.-Л.: ГОНТИ.

1941. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия // Тр. Лен. геол. упр., вып. 23. М.-Л.: Госгеолиздат.

1955. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сессии комиссии по опред. абсол. возраста геол. формации. М.-Л.: АН СССР.

1957. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита // Уч. зап. ЛГУ, № 225, сер. геол., вып. 9.

1958. Новые данные по геологии протерозоя Южной Карелии // Науч. докл. высш. школы, № 4.

1959. О некоторых вопросах геологии протерозоя Северного Приладожья // Уч. зап. ЛГУ, № 263, сер. геол., вып. 10.

1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского п-ова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение // Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, пробл. IX, М.: Госгеолтехиздат.

1962. Основные черты геологического строения Балтийского щита // Вопросы геологии Кольского п-ова. М.-Л.: АН СССР.

О геологии карельских образований Карелии // Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР, сб. 3. Л.: Гостоптехиздат.

1963. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры магматизма карелид // Сов. геол., № 4.

1966. Структура и стратиграфия карелид Восточной части Балтийского щита. М.: Недра.

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 завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери 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 учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегия серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляет за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил её 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 высылаются 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 высылаются распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Журнал имеет полноценную электронную версию на базе Open Journal System (OJS), позволяющую перевести предоставление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегиями серий и рецензентами в электронный формат и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Редакционный совет журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (Труды КарНЦ РАН) определил для себя в качестве одного из приоритетов полную открытость издания. Это означает, что пользователям на условиях свободного доступа разрешается: читать, скачивать, копировать, распространять, печатать, искать или находить полные тексты статей журнала по ссылке без предварительного разрешения от издателя и автора. Учредители журнала берут на себя все расходы по редакционно-издательской подготовке статей и их опубликованию.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты 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: 185000, 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 отрецензированы авторами.

Объём 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. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (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 на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо на e-mail: trudy@krc.karelia.ru или представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502).

ОБЩИЙ ПОРЯДОК РАСПОЛОЖЕНИЯ ЧАСТЕЙ СТАТЬИ

Элементы статьи должны располагаться в следующем порядке: *УДК* курсивом на первой странице, в левом верхнем углу; заглавие статьи на русском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; инициалы, фамилии всех авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название 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 учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статья экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы** либо **Заключение**); благодарности и указание источников финансирования выполненных исследований; списки литературы: с библиографическими описаниями на языке и алфавите оригинала (**Литература**) и транслитерированный в латиницу с переводом русскоязычных источников на английский язык (**References**); двуязычные таблицы (на русском и английском языках); рисунки; подписи к рисункам на русском и английском языках.

Сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (с указанием почтового индекса) на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты каждого автора; телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов).

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать содержание статьи* и состоять из 8–10 значимых 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 (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

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. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вкладышах (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 начальным словом библиографического 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. На полях бумажного экземпляра рукописи (слева) карандашом указываются места расположения таблиц при первом упоминании их в тексте. 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 (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ при первичной подаче материала в редакцию вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки должны быть представлены в виде отдельных файлов в формате TIFF (*.TIF) или JPG. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указанием желательного размера рисунка, пожеланий и требований к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, элек-

* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

тронного 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 был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточно полную 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. В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. 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 брюхоного моллюска *Margarites groenlandicis* (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 сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ. Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления (http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.-2008). Список работ представляется 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 ставится пробел.

ТРАНСЛИТЕРИРОВАННЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (REFERENCES). Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Библиографические описания русскоязычных работ даются в латинской транслитерации, рядом в квадратных скобках помещается их перевод на английский язык. Выходные данные приводятся на английском языке (допускается транслитерация названия издательства). При наличии переводной версии источника можно указать ее. Описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатных онлайн-сервисов транслитерации, вариант BSI.

Внимание! С 2015 года каждой статье, публикуемой в «Трудах Карельского научного центра РАН», редакцией присваивается уникальный идентификационный номер цифрового объекта (DOI) и статья включается в базу данных Crossref. **Обязательным условием является указание в списках литературы DOI для тех работ, у которых он есть.**

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 631.53.027.32:635.63

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА

Е. Г. Шерудило¹, М. И. Сысоева¹, Г. Н. Алексейчук², Е. Ф. Марковская¹

¹Институт биологии Карельского научного центра РАН

²Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS

Аннотация на английском языке

Keywords: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 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 mitochondria 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 СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

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.

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. Dispersiya opticheskogo vrashheniya i krugovoj dikhroizm v organicheskoy khimii [Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry]. Ed. G. Snattske. Moscow: Mir, 1970. P. 348–350.

Patrushev L. I. Ekspressiya genov [Gene expression]. Moscow: Nauka, 2000. 830 p.

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.

Ссылки на статьи

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Grove D. J., Loisesides 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.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione // Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

References:

Viktorov G. A. Mezhhvidovaya konkurentsiya i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. [Biol. Bull. Reviews]. 1970. Vol. 31, no. 2. P. 247–255.

Grove D. J., Loisesides 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.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi: 10.1199/tab.0142

Ссылки на материалы конференций

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. Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [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.

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

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. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

References:

Sheftel' B. I. Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezhvidovykh vzaimootnoshenii zemlerоек Srednei Sibiri [Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia]: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow, 1985. 23 p.

Lozovik P. A. Gidrogeokhimicheskie kriterii sostoyaniya poverkhnostnykh vod gumidnoi zony i ikh ustoichivosti k antropogennomu vozdeistviyu [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.

Ссылки на патенты

Патент РФ № 2000130511/28.04.12.2000.

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат // Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

References:

Patent RF № 2000130511/28. 04.12.2000 [Russian patent No. 2000130511/28. December 4, 2000].

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optiko-elektronnyi apparat [Optoelectronic apparatus]. Patent Rossii № 2122745 [Russian patent No. 2122745]. 1998. Bulletin No. 33.

Ссылки на архивные материалы

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. K nebol'shому kursu po bibliografii: materialy i zametki, 26 fevr. – 10 marta 1924 g. [Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924]. OR RNB. F. 41. St. un. 45. L. 1–10.

Ссылки на интернет-ресурсы

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-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: 25.12.2015).

Демография. Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gks.ru/> (дата обращения: 25.12.2015).

References:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki [Digital library]*. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

Demografija. Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki [Federal state statistics service]*. URL: <http://www.gks.ru/> (accessed: 25.12.2015).

Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

References:

Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003 [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.

Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

No. 2, 2020

“PRECAMBRIAN GEOLOGY”

TABLE OF CONTENTS

A. I. Slabunov, V. K. Singh. BUNDELKHAND, ARAVALLI AND DHARWAR CRATONS (INDIAN SHIELD): COMPARISON OF ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION AND LOCATION IN THE KENORLAND SUPER-CONTINENT STRUCTURE	5
A. Soesoo, S. Nirgi, J. Plado. THE EVOLUTION OF THE ESTONIAN PRECAMBRIAN BASEMENT: GEOLOGICAL, GEOPHYSICAL AND GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS.	18
O. S. Sibelev. SPESSARTINE-GROSSULAR GARNETS IN METAVOLCANICS FROM THE CENTRAL BUNDELKHAND GREENSTONE COMPLEX OF THE BUNDELKHAND CRATON, INDIAN SHIELD: PARAGENESES, ZONING, STRINGERS, AND INCLUSIONS	34
D. S. Rybakov. GEOECOLOGY – UNITY OF GEOLOGICAL AND GEOGRAPHICAL SCIENCES	55
N. I. Kondrashova, P. V. Medvedev. GEOCHEMICAL MARKERS AS A SUPPORTING TOOL FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS IN THE PALEOPROTEROZOIC (CASE STUDY OF STROMATOLITIC DOLOSTONES FROM THE ONEGO PALEOBASIN)	66
SHORT COMMUNICATIONS	
Yu. E. Deines, V. V. Kovalevski, I. V. Kochneva, I. A. Moshnikov, V. S. Rozhkova. PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF SHUNGITE ROCKS FROM DIFFERENT STRATIGRAPHIC LEVELS OF THE ZAONEGA FORMATION	84
A. Yu. Shishkov. EMERGING PROSPECTS OF MINING WASTE UTILIZATION IN THE KARELIAN-KOLA REGION	90
CHRONICLE	
A. I. Slabunov. International eclogite conference for the first time in Russia (Petrozavodsk, June 24–27, 2019)	98
DATES AND ANNIVERSARIES	
M. A. Eliseev, V. V. Travin. Celebrating the 110 th anniversary of Leonid Kharitonov (1910-1964)	103
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	107

Научный журнал

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 2, 2020

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению Ученого совета
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Выходит 12 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 21.02.2020. Дата выхода 28.02.2020. Формат 60x84^{1/8}.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 11,7. Усл. печ. л. 13,2.
Тираж 120 экз. Заказ 597. 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